



**UNIVERSITÀ DI PARMA**

# **UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA**

DOTTORATO DI RICERCA IN

**Scienze della Terra**

CICLO XXXVI

*I depositi di lobi torbidity in bacini di avanfossa  
tettonicamente confinati (Formazione Marnoso-arenacea,  
Appennini settentrionali)*

Coordinatore:

Chiar.mo Prof. Marco Roveri

Tutore:

Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri

Dottorando: Vanni Pizzati

Anni Accademici 2020/2021 – 2022/2023



## INDICE

ABSTRACT .....	6
RIASSUNTO .....	8
1. INTRODUZIONE: AREA DI STUDIO ED OBIETTIVI .....	10
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE.....	11
2.1 Domini paleogeografici dell'Appennino Settentrionale .....	11
Insieme interno.....	12
Dominio sub-ligure .....	12
Dominio epiligure .....	12
Insieme esterno .....	13
2.2 Evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale.....	17
3. LA FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA.....	21
3.1 Inquadramento geologico ed evoluzione stratigrafica .....	21
3.2 Apporti sedimentari della FMA.....	23
Strati a composizione silicoclastica.....	23
Strati a composizione ibrida e carbonatica.....	24
Unità caotiche (Mass transport complex, MTC) .....	25
3.3 Controllo tettonico sinsedimentario sulle torbiditi della FMA .....	26
Unità I .....	30
Unità II .....	30
Unità III .....	30
Unità IV .....	31
Unità V .....	32
Unità VI .....	35
4. LE TORBIDITI .....	37
4.1 Evoluzione storica del concetto di torbidite .....	37
4.2 <i>Facies tract</i> e processi relativi ai depositi torbiditici .....	43
4.3 Meccanismi di innesco.....	47
4.4 Efficienza del flusso.....	48
4.5 Gli elementi deposizionali dei sistemi torbiditici.....	51
4.6 Lobi torbiditici.....	53
4.7 Il controllo topografico nelle correnti di torbida .....	60
4.8 Recenti sviluppi sulle facies torbiditiche e dei relativi processi deposizionali – le strutture da regime supercritico.....	69

5.	METODOLOGIA.....	72
5.1	LIVELLI GUIDA .....	73
5.2	I depositi caotici (Mass transport complex).....	73
	Caotico di Casaglia .....	73
	Caotico di Bedetta.....	74
	Caotico di Visignano .....	75
5.3	STRATI GUIDA SILICO-CLASTICI .....	76
	Strato guida Brento Sanico (strato 595).....	76
5.4	ANALISI GRANULOMETRICHE .....	77
	Sviluppo della procedura operativa .....	78
6	STRATIGRAFIA FISICA DELL'AREA DI STUDIO .....	83
6.1	Ubicazione delle sezioni misurate .....	83
6.2	Descrizione delle sezioni misurate.....	84
	Sezione A2 -A24.....	84
	Sezione A3 .....	86
	Sezioni A4 e A5 .....	88
	Sezione A6 .....	90
	Sezione A7 .....	92
	Sezione A8 .....	93
	Sezione A9 .....	95
	Sezione A10 .....	97
	Sezione A11 .....	98
	Sezione A12 .....	100
	Sezione A13 .....	102
	Sezione A14 .....	104
	Sezione A15 .....	105
	Sezione A16 .....	106
	Sezione A17 .....	108
	Sezione A18 .....	110
	Sezione A19 .....	111
	Sezione A20 .....	113
	Sezione A21 .....	114
	Sezione A22 .....	116
	Sezione A23 .....	118
	Sezione A25 .....	119
	Sezione A26 .....	121

Sezione A27 .....	123
Sezione B2 .....	125
6.2 Correlazioni e pannelli stratigrafici delle subUnità Va e Vb.....	127
SubUnità Va .....	128
SubUnità Vb.....	131
7. ANALISI DI FACIES .....	134
7.1 Tipologie di strato.....	135
Strati Tipo I.....	135
Strati Tipo II.....	136
Strati Tipo III.....	140
Strati Tipo IV .....	144
Strati tipo V .....	147
Strati Tipo VI .....	150
Strati Tipo VII .....	152
7.2 <i>Facies tracts</i> del sistema di Firenzuola .....	155
8. CONFRONTO TRA SUBUNITA' VA E VB.....	159
9. DISCUSSIONE DATI SUBUNITA' VA .....	163
10. DISCUSSIONE DATI SUBUNITA' VB .....	168
10.1 I lobi torbidity del sistema della Subunità Vb (Firenzuola II) .....	168
10.2 Distribuzione areale delle proprietà dei lobi .....	174
10.3 Distribuzione verticale delle strutture all'interno dei lobi.....	177
11. CONSIDERAZIONI FINALI E CONCLUSIONI .....	185
10. BIBLIOGRAFIA .....	190

## ABSTRACT

The work presented in this thesis is focused on the study of the serravallian turbidite deposits of the Marnoso-arenacea Formation, which extensively crop out in the Northern Apennines (Italy). These deposits, known in literature as Firenzuola system of Unit V, record the progressive infill of the inner basin of the Marnoso-arenacea Formation and the consequent depocenter shift towards the external basin due to the simultaneous uplift of the Mt. Castellaccio thrust and the Verghereto high. Furthermore, the geometries and facies of the turbidite deposits of Unit V are also influenced by the emplacement of the Casaglia Chaotic Complex, which reaches a maximum thickness of 500 meters in its origin area.

The analysis of Unit V deposits was pursued through fieldwork involving the measurement and detailed facies analysis of 28 stratigraphic logs located in Santerno and Senio Valleys and with a total thickness of about 3000 meters. Field activities were further supported by a laboratory work, involving grain size analysis of 260 samples using a laser diffraction particle size analyser.

The measured logs were correlated using a hierarchical approach, in order to reconstruct a general stratigraphic section of the study area. This section includes the entire stratigraphic thickness of the Unit V and has been split into two sub-Units (Va and Vb) thanks to the presence of Bedetta mass transport deposit (MTD), observed for the first time in Santerno Valley during this study. The two sub-Units differ significantly in both stratigraphic and facies terms. The turbidites underlying Bedetta MTD exhibit characteristics similar to basin plain deposits, while in Unit Vb there is a drastic increase in net to gross, mud draped scours, poorly sorted and crudely laminated medium to coarse-grained beds, often characterized by abundant mudstone clasts, flame structures and bypass surfaces.

By combining facies with the stratigraphic cross sections, it was possible to classify the observed beds into 7 categories, organized into two distinct facies tracts, one for each sub-Unit. The purpose of the facies tract is that to describe the downcurrent evolution of the flows that led to the formation of these deposits.

The construction of 5 detailed stratigraphic cross sections within Unit Vb allowed the subdivision of the latter into 17 turbidite lobe deposits, separated by interlobe deposits. Where possible, depositional lobes were further subdivided into their respective lobe elements. Finally, an analysis

of the lateral and vertical facies distribution observed in the lobes made it possible to reconstruct the evolutionary phases of the depositional lobes characterizing the Firenzuola system.

## RIASSUNTO

Il lavoro presentato in questa tesi di è incentrato sullo studio dei depositi torbiditici di età serravalliana della Formazione Marnoso-arenacea che affiorano nell'Appennino Settentrionale. Tali depositi, conosciuti in letteratura come sistema di Firenzuola o Unità V, registrano la progressiva chiusura del bacino interno della FMA ed il conseguente spostamento del depocentro verso il bacino esterno a causa dell'innalzamento simultaneo del *thrust* di Monte Castellaccio e dell'alto di Verghereto. Geometrie e facies dei depositi torbiditici dell'Unità V, inoltre, risultano anche influenzati dalla messa in posto del Caotico di Casaglia, che nella sua area di origine raggiunge uno spessore massimo di 500 metri.

L'analisi dei depositi dell'Unità V è stata perseguita mediante un lavoro di terreno che ha riguardato la misurazione e l'analisi di facies di dettaglio di 28 sezioni stratigrafiche, situate nelle Valli del Santerno e del Senio, e che misurano 3000 metri di spessore complessivo. L'attività di terreno è stata inoltre corroborata da attività di laboratorio che ha riguardato l'analisi granulometrica di 260 campioni utilizzando un granulometro a diffrazione laser.

Le sezioni misurate sono state correlate a formare un pannello stratigrafico generale dell'area di studio; tale pannello, che comprende l'intero spessore stratigrafico dell'Unità V, è stato suddiviso in due sotto-Unità (Va e Vb) grazie alla presenza del caotico di Bedetta, osservato per la prima volta in Val Santerno durante lo svolgimento di questo lavoro. Le due sotto-Unità individuate differiscono profondamente sia in termini stratigrafici che di facies. Le torbiditi sottostanti al suddetto caotico hanno caratteristiche simili a depositi di *basin plain*, nell'Unità Vb si registra un drastico incremento del rapporto arenaria/pelite, di strutture quali *mud draped scour*, di strati arenacei da massivi a pseudolaminati mal classati e con granulometria medio-grossolana, spesso caratterizzati dall'abbondante presenza di clasti pelitici, strutture a fiamma e superfici di *bypass*.

Combinando i dati relativi alle facies osservate con le correlazioni effettuate, è stato possibile suddividere gli strati osservati in 7 categorie, a loro volta organizzati in due distinti *facies tract*, uno per ciascuna delle sotto-Unità individuate. Scopo dei *facies tract* è stato quello di descrivere l'evoluzione sottocorrente dei flussi che hanno portato alla formazione di questi depositi.

La costruzione di 5 pannelli stratigrafici di dettaglio all'interno dell'Unità Vb ha consentito la suddivisione di quest'ultima in 17 depositi di lobo, separati dai corrispettivi intervalli fini di interlobo.

Dove possibile inoltre, i lobi sono stati ulteriormente suddivisi nei relativi elementi di lobo che li compongono. Da un'analisi circa la distribuzione latero-verticale delle facies osservate nei lobi è stato infine possibile ricostruire le fasi evolutive dei lobi che compongono il sistema di Firenzuola.

## 1. INTRODUZIONE: AREA DI STUDIO ED OBIETTIVI

Nell'ambito di un progetto di ricerca finanziato dalla compagnia petrolifera americana ExxonMobil, questo progetto di dottorato si è posto come obiettivo quello di studiare le variazioni latero-verticali e l'organizzazione gerarchica dei lobi torbiditici, allo scopo di comprendere i meccanismi deposizionali che portano alla loro formazione. Tali depositi rappresentano eccellenti *target* per idrocarburi e in questo senso ricoprono un ruolo chiave dal punto di vista esplorativo; i lobi torbiditici, infatti, sono costituiti da un'alternanza di pacchi di strati arenacei, spesso amalgamati, che raggiungono spessori metrici e decametrici, separati tra loro da depositi a granulometria molto fini che rappresentano le facies di interlobo (Mutti e Normark, 1987, 1991).

Durante questo progetto di dottorato è stata analizzata la porzione di età serravalliana della Formazione Marnoso-arenacea affiorante nella settore settentrionale dell'Appennino Tosco-Romagnolo. I dati di terreno raccolti in questo lavoro provengono dalla Val Santerno, nel comune di Firenzuola (provincia di Firenze) e dalla adiacente Val Senio, nella zona del Passo della Sambuca. La scelta di lavorare nella Formazione Marnoso-arenacea per effettuare studi di dettaglio sulla stratigrafia e la distribuzione delle facies in depositi di lobi torbiditici deriva dalla qualità degli affioramenti, dalla continuità laterale degli stessi e dalle vaste aree di affioramento che caratterizzano questa formazione. La FMA inoltre presenta una deformazione tettonica relativamente blanda, se inserita nel contesto appenninico. Ad eccezione di due sezioni, tutte le 28 presentate in questo lavoro sono state misurate all'interno di cave, che consentono di osservare affioramenti di eccellente qualità e relativa elevata continuità laterale.

A fornire la base per questo progetto di ricerca sono stati i lavori di Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010), Tinterri & Tagliaferri (2015), Tagliaferri & Tinterri (2016). Tali studi hanno fornito l'impalcatura stratigrafica a grande scala della FMA, focalizzandosi anche sul rapporto tra tettonica e stratigrafia, che diviene particolarmente complesso nell'intervallo di tempo a cavallo tra il Serravalliano e il Tortonianiano. Questi lavori hanno inoltre costituito la base per effettuare studi di dettaglio sui lobi torbiditici e sulle facies che caratterizzano l'Unità V della FMA (sistema torbiditico di Firenzuola), all'interno della quale sono state misurate le 28 sezioni stratigrafiche analizzate nell'ambito di questo dottorato di ricerca e ancorate alla sezione stratigrafica generale A1 di Tinterri & Tagliaferri (2015), (vedasi capitoli successivi).

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

La catena appenninica costituisce la spina dorsale della penisola italiana, estendendosi per circa 1500 km dalla zona di raccordo con le Alpi, precisamente lungo la linea di Sestri-Voltaggio, fino all'Arco Peloritano, dove termina in corrispondenza della linea di Taormina. La catena Appenninica può essere suddivisa principalmente in due archi orogenici distinti: l'Appennino Settentrionale e l'Appennino meridionale, a loro volta separati dal segmento dell'Appennino Centrale, prevalentemente costituito da una spessa successione meso-cenozoica di sedimenti carbonatici.

L'Appennino Settentrionale si estende per più di 400 km in direzione NW-SE e viene convenzionalmente delimitato a S dalla linea Anzio-Ancona, ridenominata linea Olevano-Antrodoco (Salvini & Vittori, 1982; Locardi, 1982; Ricci Lucchi, 1986, Patacca & Scandone, 1989; Vai, 2001) e a N dal lineamento tettonico della linea Sestri-Voltaggio (Elter, 1994). Quest'ultima separa un settore alpino con deformazioni prevalenti verso occidente da un settore appenninico con movimenti prevalenti verso oriente. L'attuale configurazione dell'Appennino Settentrionale è il risultato di una complessa storia tettonica che ha avuto inizio con la chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese, iniziata nel Giurassico, a seguito dei movimenti di convergenza tra la placca Europea e la placca africana a partire dal Cretacico Superiore tramite i quali ha avuto inizio l'apertura dell'Oceano Atlantico Settentrionale.

L'avanzamento della coltre alloctona comporta, a partire dall'Oligocene superiore, la formazione di un'avanfossa che progressivamente migra verso E, e viene riempita da potenti successioni torbiditiche appartenenti al dominio esterno.

### 2.1 Domini paleogeografici dell'Appennino Settentrionale

Storicamente i geologi dell'Appennino hanno sempre mostrato la tendenza a suddividere i depositi di questa catena in unità tettoniche, basandosi principalmente sulle geometrie prodotte dal movimento convergente delle placche continentali.

### Settore interno

**Dominio Ligure interno** – Questo dominio ha caratteristiche prettamente oceaniche, al suo interno infatti le masse ofiolitiche si trovano nella loro posizione originale, alla base della successione sedimentaria che inizia nel Giurassico. Le Liguridi Interne, quindi, rappresentano frammenti del fondo oceanico Mesozoico, dove si assiste ad una sedimentazione inizialmente di tipo pelagico (Diaspri e Calcari a Calpionelle), seguita da apporti continentali provenienti da W. Questi ultimi sono rappresentati dapprima da materiale fine (Argille a Palombini) seguiti da sedimenti torbiditici (Arenarie del Gottero) che si esauriscono nel Paleogene quando inizia una fase tettonica più importante (Elter & Maroni, 1991).

**Dominio Ligure Esterno** – E' composto da diverse unità torbiditiche (*flysch* del Caio, Cassio, e Sporno) deformate e scollate dal loro substrato originario (Elter & Maroni, 1991). Nel Dominio Esterno le ofioliti sono presenti esclusivamente come blocchi all'interno di formazioni argillose cretache estremamente deformate (complessi di base), che rappresentano il substrato originario delle successioni torbiditiche arenaceo-calcareo-marnoso dei *Flysch* a Helmitoidi.

### Dominio sub-ligure

Il dominio Sub-Ligure è interposto tettonicamente tra le Unità toscane sottostanti e le Unità Liguri sovrastanti (Remitti *et al.* 2010) ed è caratterizzato da una sedimentazione simile a quella del dominio oceanico nella parte basale paleocenico-eocenica (argille e calcari di Canetolo, Calcari di Groppo del Vescovo), mentre la parte superiore è caratterizzata da una sedimentazione torbiditica (Arenaria di Petriagnacola, Arenarie di Ponte Bratica), simile a quella del dominio Esterno Tosco-Umbro.

### Dominio epiligure

Il Dominio Epiligure consiste di una successione marina profonda in discordanza stratigrafica su buona parte delle Unità Liguri, motivo per il quale viene definita come semi-alloctona. La successione Epiligure si è depositata tra l'Eocene Medio e il Messiniano sul prisma di accrezione appenninico, mentre questo si andava progressivamente strutturando durante la sua traslazione verso E (Ricci Lucchi & Ori, 1985; Mutti *et al.*, 1995). Si vengono quindi a formare dei bacini di *wedge-*

*top* situati direttamente al di sopra del prisma orogenico in evoluzione. La successione stratigrafica epiligure è costituita, in ordine dalla più antica alla più recente, da: 1) Melange sedimentari (Eocene medio), 2) Formazione di Monte Piano (Bartoniano-Rupeliano), 3) Formazione di Ranzano (Priaboniano-Rupeliano), 4) Formazione di Antognola (Aquitano), 5) Formazione di Bismantova (Burdigaliano), 6) Formazione del Termina (Tortoniano). Questi bacini di *wedge-top* sono riempiti da depositi la cui natura spazia da depositi torbiditici, depositi emipelagici, depositi caotici ed infine depositi di piattaforma; questa eterogeneità è da ricercarsi nella forte instabilità del fondale marino sul quale i depositi Epiliguri si sono sedimentati. Le formazioni Epiliguri presentano una corrispondenza con i bacini di avanfossa, per lo meno partendo dalla formazione di Antognola (Chattiano-Aquitano) a cui corrispondono le torbiditi di avanfossa del Macigno (Mutti et al. 1995). Trovandosi alla sommità dell'edificio appenninico, le unità del Dominio Epiliguri sono state soggette ad un'intensa erosione subaerea plio-quadernaria che ne ha fortemente ridotto lo spessore, riducendole ad affiorare come placche di diverse estensioni nel versante padano dell'Appennino Settentrionale.

#### Settore esterno

All'interno di questo insieme possono essere distinti due grandi domini: il dominio Toscano e quello Umbro-Marchigiano. Questi due domini rappresentano l'elemento più esterno della catena appenninica e i depositi di avanfossa che li costituiscono sono distinti sulla base delle differenze di età e facies. Spostandosi progressivamente da ovest verso est i depositi di avanfossa diventano sempre più giovani, passando dal Dominio Toscano (Macigno e Cervarola) al Dominio Umbro-Marchigiano (Formazione Marnoso-arenacea). L'avanzamento progressivo verso est del prisma orogenico, costituito dalla Unità Liguri e Subliguri, porta i depositi di avanfossa ad essere progressivamente inglobati e deformati al di sotto del prisma orogenico stesso.

**Dominio Toscano** – Il dominio Toscano comprende due Unità sovrapposte, le Toscanidi; la prima di queste unità, denominata Complesso metamorfico Apuano, è quella basale autoctona metamorfica affiorante come finestra tettonica nella Alpi Apuane; la seconda è quella sommitale ed interna che è scovarscorsa sulla prima. Quest'ultima può essere suddivisa in un Dominio Toscano Interno corrispondente alla torbiditi di avanfossa del Macigno (Oligocene Sup. - Miocene Inf.) e un Dominio Toscano esterno che comprende l'attuale avanfossa delle Arenarie del Monte Cervarola (Miocene

Inf. – Miocene Sup.). Questi depositi rappresentano i depositi di avanfossa intermedi tra Macigno e Formazione Marnoso-arenacea.

**Dominio Umbro-Marchigiano** - E' il dominio più esterno dell'Appennino settentrionale e rappresenta la parte più esterna del margine continentale Apulo. La successione stratigrafica di questo dominio parte dal Triassico con la deposizione di piattaforme carbonatiche il cui annegamento è provocato da una fase di *rift* che si protrae fino al Cretacico Inferiore, periodo che segna la fine di una deposizione carbonatica, alla quale subentra una sedimentazione calcareo-argillosa pelagica (Scaglia). L'evoluzione di questo bacino si mantiene poi simile fino al Miocene Inferiore, con i sedimenti vulcanoclastici della Formazione del Bisciario, che registrano l'apertura del bacino balearico. A partire dal Miocene inferiore, diversi Autori sono concordi nel suddividere questo dominio in un Subdominio interno (Umbro-Romagnolo) e un Subdominio esterno (Marchigiano-adriatico), differenziati principalmente sulla base della diacronia dei bacini di avanfossa e delle fasi tettoniche. Il Subdominio Umbro-romagnolo è caratterizzato dalla deposizione delle torbiditi di avanfossa della Formazione Marnoso-arenacea, mentre nelle zone più esterne del Subdominio Marchigiano-adriatico si assiste alla deposizione delle torbiditi della Formazione della Laga (Ricci Lucchi, 1986; Artoni, 2003; Milli et al. 2007).

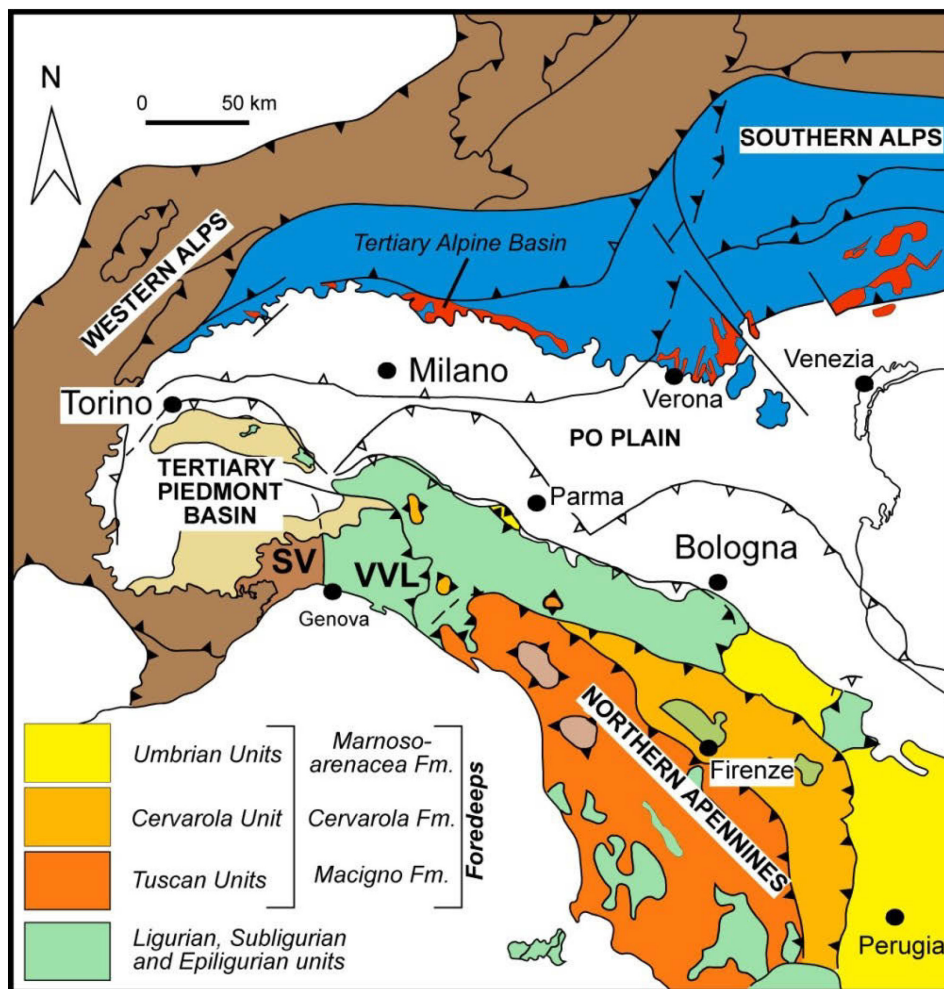


Figura 2.1.1: Schema semplificato dell'Appennino settentrionale. Con il colore verde sono indicate le Unità alloctone del Dominio Ligure, mentre con i colori rosso-arancione e giallo sono rappresentate le Unità di avanfossa del Dominio Tosco-Umbro-Marchigiano. Sono inoltre indicati i principali lineamenti tettonici che marcano il limite geologico tra Alpi e Appennino: SV – Linea Sestri Voltaggio, VVL – Linea Villalvernia – Varzi – Levanto (da Mutti et al. 2002).

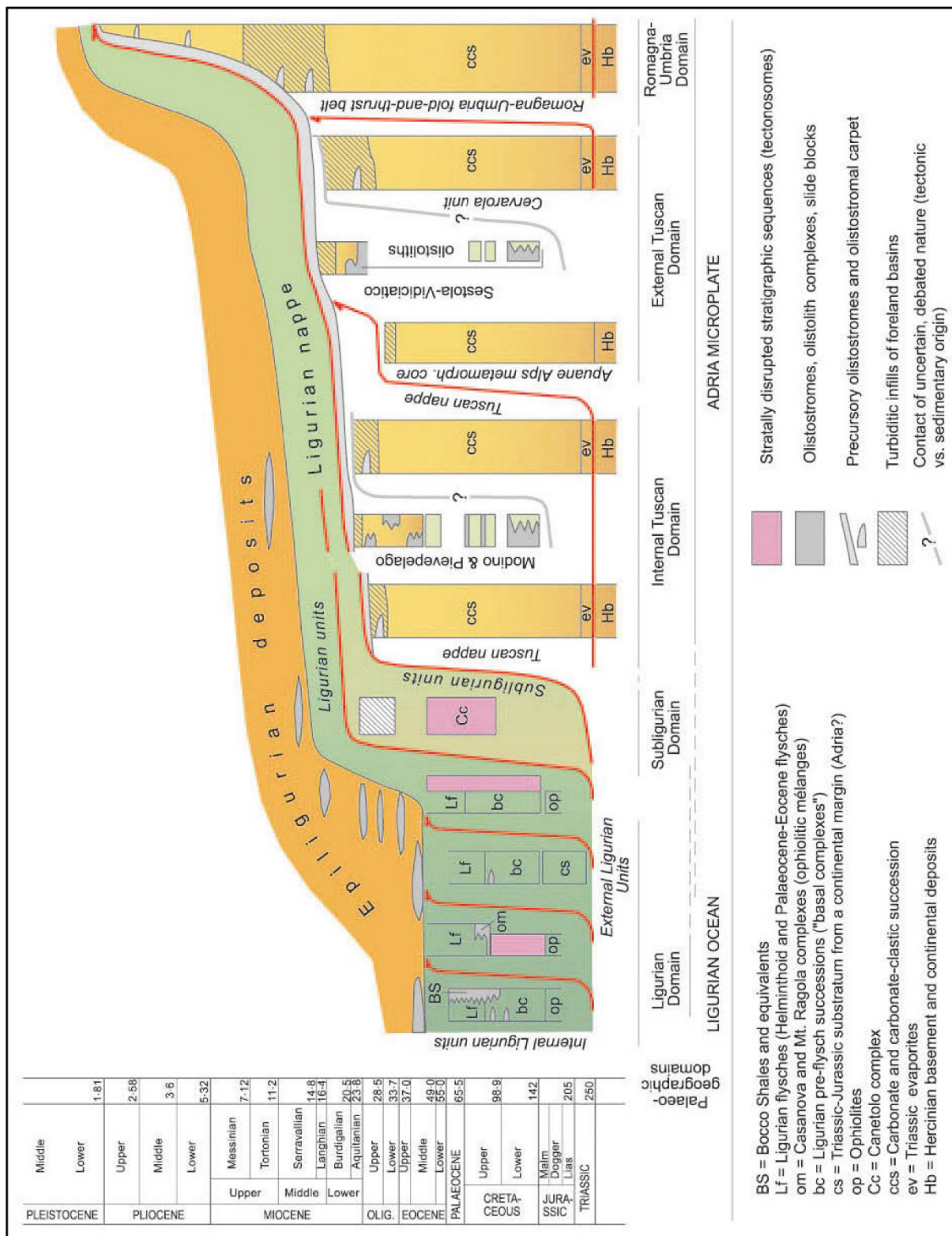


Figura 1.1.2: Schema stratigrafico-strutturale semplificato dell'Appennino Settentrionale. Sono evidenziate le unità tettoniche, i domini paleogeografici e i principali gruppi litostratigrafici (da Camarlenghi & Pini, 2009)

## 2.2 Evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale

L'evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale è caratterizzata da una storia evolutiva controllata dal complesso rapporto tra la placca Europea e la placca Africana. A partire dal Giurassico si instaurò un regime distensivo che causò l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese e successivamente, a partire dal Cretacico superiore, un regime di convergenza che porterà nell'Eocene medio alla collisione continentale (Elter e Maroni, 1991; Mutti et al. 1995).

In particolare, l'evoluzione geodinamica dell'area mediterranea e quindi dell'Appennino settentrionale è stata fortemente controllata dall'interazione tra la Placca Europea e la Placca Africana, separata da una fascia crostale più mobile e tettonicamente complessa comprendente due placche minori, denominate Iberia e Adria (Boccaletti *et al.*, 1971).

Il movimento tra queste due placche determinò dapprima l'instaurarsi di un regime distensivo con conseguente apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese seguita, a partire dal Cretacico superiore, da un regime di convergenza che porterà, nell'Eocene medio, ad una fase di collisione continentale nell'Eocene medio (Elter & Marroni, 1981). La successiva rotazione in senso antiorario del blocco sardo-corso, separatosi dalla placca Iberia provocando l'apertura del Mar Tirreno, determinò la strutturazione della catena Appenninica.

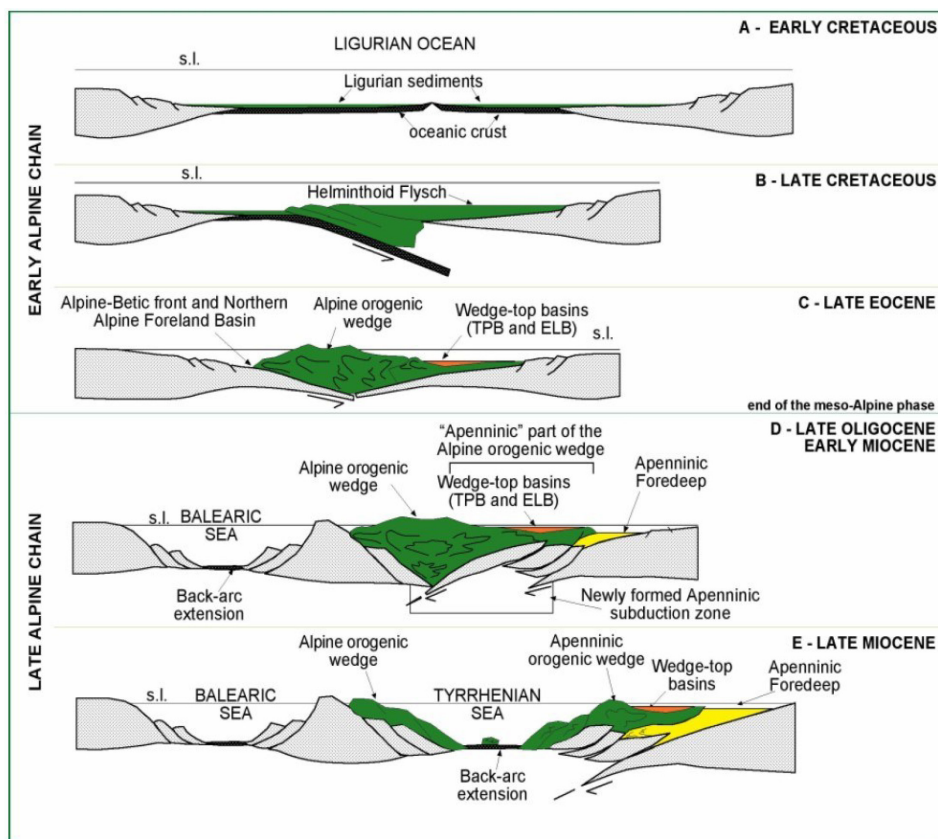


Figura 2.2.1: Schema evolutivo dell'Appennino Settentrionale (da Elter & Marroni, 1991)

**A) Fase di apertura oceanica – transizione (Fig. 2.2.1 A)**

Dal Giurassico medio fino al Cretacico Inferiore, in seguito all'apertura dell'Oceano Atlantico Centrale, la Placca Africana ed Europea sono caratterizzate da un movimento divergente che porta alla formazione dell'Oceano Ligure-Piemontese. Quest'ultimo aveva un'orientazione circa NE-SW, era delimitato ad ovest dal margine continentale di Iberia e doveva inoltre essere collegato all'oceano Atlantico Centrale e alla Tetide tramite un sistema di fratture e mari minori. A partire da Giurassico medio all'interno dell'Oceano Ligure Piemontese si assiste ad una sedimentazione prevalentemente pelagica di mare profondo, con formazione di diaspri, calcari a Calpionelle ed argille a palombini. Situazione completamente diversa invece si ha nel dominio esterno Tosco-umbro-marchigiano, dove la sedimentazione è essenzialmente di mare poco profondo, con formazione di potenti successioni carbonatiche

Le rocce ofiolitiche che oggi si rinvergono all'interno della catena appenninica, soprattutto all'interno del dominio Ligure Interno, sono i relitti della crosta oceanica che costituiva l'Oceano Ligure-Piemontese.

**B) Fase di chiusura oceanica (Fig. 2.2.1 B)**

Dal Cretacico Superiore si assiste ad una fase di inversione tettonica dovuta all'apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale, a seguito del quale inizia il processo di convergenza della placca Africana verso quella Europea. L'instaurarsi di questo regime di convergenza porta ad una progressiva consunzione della placca Europa al di sotto di quella Africana, come testimoniato nelle successioni liguri dell'Appennino, dalla sedimentazione torbiditica *dei Flysch ad Elimintoidi*. Durante questa fase tettonica di convergenza, conosciuta come fase Eoalpina, il Massiccio Sardo-Corso è ancora solidale con le Alpi, dove si viene a delineare una catena a vergenza occidentale.

**C) Fase di collisione continentale (Fig. 2.2.1.C)**

Nell'Eocene Superiore termina la fase di convergenza oceanica ed i margini continentale entrano in collisione (Principi & Treves, 1984; Elter & Marroni 1991), determinando una fase tettonica denominata Mesoalpina. Al termine di questa fase tettonica, al di sopra delle Unità Liguri, si instaurano depositi epimesoalpini formati all'interno di bacini di *piggy-back* appartenenti al Bacino Terziario Piemontese e ai Bacini Epiliguri dell'Appennino. La successione Priaboniana e Rupeliana

affiorante in questi bacini non presenta tuttavia degli equivalenti in avanfossa, questi ultimi infatti compariranno solamente nell'Oligocene con la deposizione della successione torbiditica del Macigno, relazionata allo sviluppo della prima vera e propria avanfossa (Mutti *et al.*, 1995).

#### **D) Fase di apertura del bacino algero-provenzale (Fig- 2.2.1 D)**

Nell'Oligocene superiore, in seguito all'apertura del bacino Algero-provenzale o Balearico, il blocco Sardo-Corso si separa dalla placca europea ed inizia una rotazione in senso antiorario che si protrarrà fino al Miocene Medio. Durante questo processo si assiste ad uno scontro tra l'avanzante blocco Sardo-corso ed il margine occidentale di Adria che tende a subdurre verso W-NW., dando luogo allo sviluppo del sistema orogenico appenninico. Su quest'ultimo, in avanzamento verso est, sedimenta dapprima la successione Epiligure, mentre al suo fronte si forma un bacino di avanfossa migrante verso oriente a causa del progressivo avanzamento del prisma stesso. In questo bacino sedimenta in un primo momento la Formazione del Macigno (Oligocene Sup – Miocene Inf.), seguita dalle Arenarie del Monte Cervarola (Miocene Inf.) ed infine dalla Formazione Marnoso-arenacea (Miocene Medio – Sup.) (Ricci Lucchi, 1986).

#### **E) Fase di apertura del Mar Tirreno (Fig 2.2.1 E)**

A partire dal Miocene Sup., a causa dell'apertura del bacino Tirrenico, inizia una fase distensiva che interessa dapprima le zone interne tirreniche e successivamente le zone più esterne dell'edificio Appenninico. E' in questo momento che si forma un altro bacino di avanfossa ancora più ad occidente, il bacino della Laga (Ricci Lucchi, 1986 e Artoni, 2003). Contemporaneamente, sul versante padano dell'Appennino, prosegue la compressione e la migrazione verso N e NE dei fronti di accavallamento e dell'avanfossa che, attualmente, può essere identificata come depressione adriatica.

Al tempo della fase collisionale epimesoalpina quindi l'assetto paleogeografico può essere immaginato come quello in Fig 2.2.2, in cui la zona retrovergente delle Alpi rappresenta il margine del bacino chiamata Proto-Adriatico, (BPA di Biase e& Mutti, 2002). Questo bacino poteva essere suddiviso a N in un bacino di acqua relativamente bassa chiamato Bacino Terziario Piemontese (BTP) e a S in un bacino appenninico di mare profondo, separati da un'ampia zona transpressiva a trascorrenza sinistra denominata Valle Salimbene-Bagnolo. Di Biase & Mutti (2002) ritengono che questa struttura, attiva dall'Oligocene fino al Miocene Superiore, ha esercitato un importante controllo sulla sedimentazione. I sedimenti derivanti dall'erosione della catena alpina infatti

potevano infatti venire in parte depositati in un bacino sudalpino marino poco profondo (Bacino Terziario Alpino) situato a N di questa struttura trascorrente; solamente le correnti di torbida dotate di un'efficienza molto elevata riuscivano a *di* questa struttura, anche sfruttando depressioni strutturali che caratterizzavano questo allineamento, per andare infine ad alimentare i bacini di avanfossa del Macigno, del Cervarola e della Formazione Marnoso-arenacea.

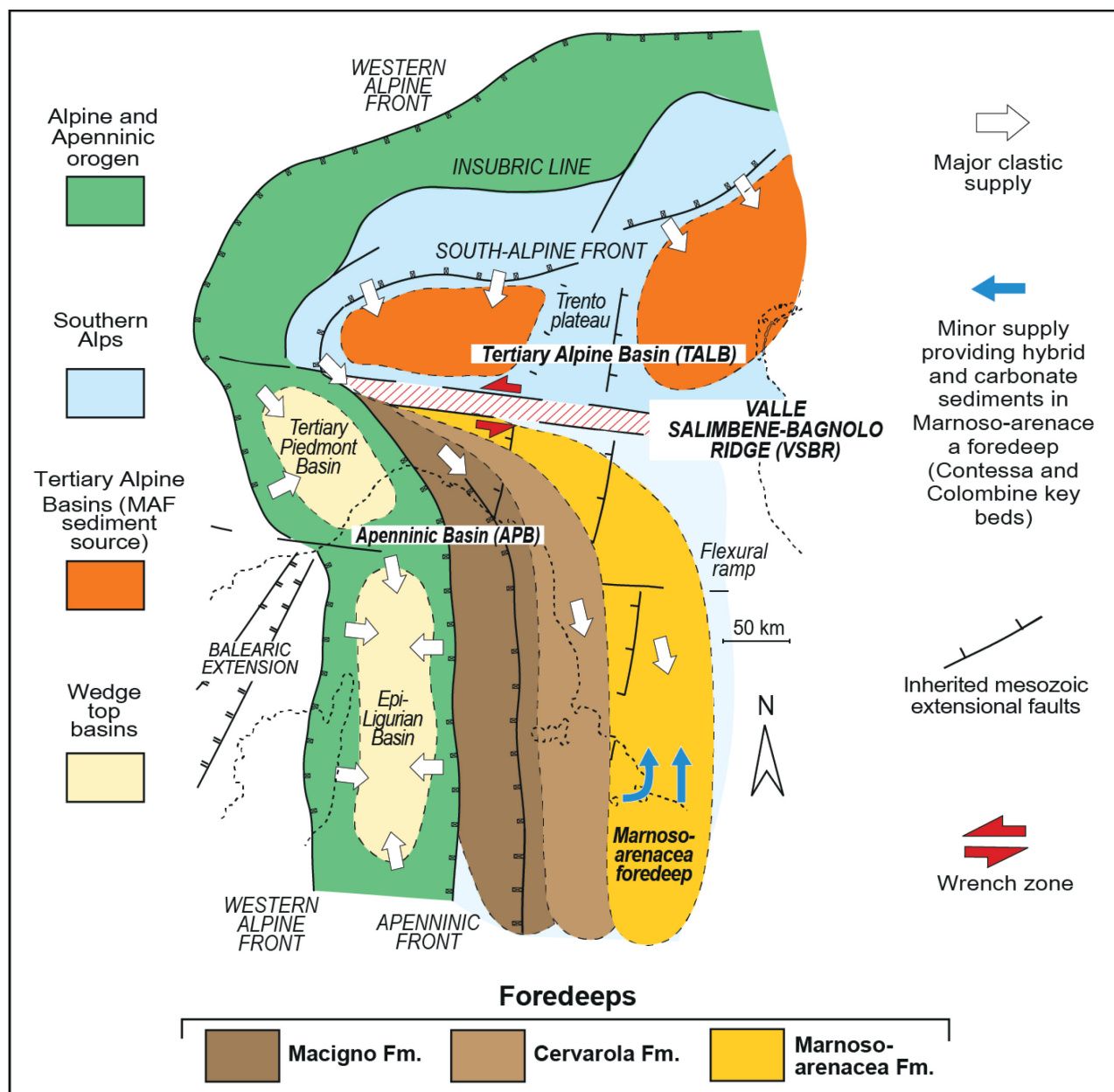


Figura 2.2.2: Schema paleogeografico semplificato del bacino Proto-Adriatico dall'Oligocene al Miocene Medio (modificato da di Biase & Mutti, 2002)

### 3. LA FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA

#### 3.1 Inquadramento geologico

Depostasi in un intervallo di tempo compreso tra il Burdigaliano ed il Tortoniano, la Formazione Marnoso-arenacea) FMA costituisce il riempimento del terzo bacino di avanfossa dell'Appennino settentrionale in ordine di tempo dopo Macigno (Chattiano-Aquitaniaco) e Cervarola (Aquitaniaco-Burdigaliano).

La successione stratigrafica della FMA ha uno spessore complessivo di 4000 m nella sua zona prossimale ed occupa un volume di 28000 km<sup>3</sup>; valori così significativi sono stati raggiunti grazie ad equilibrio durato 12 Ma tra subsidenza e tassi di sedimentazione (vedasi Ricci Lucchi & Ori, 1985; Ricci Lucchi, 1986; Argnani & Ricci Lucchi, 2001; Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011).

Il bacino della FMA è allungato in direzione NW-SE, parallelamente ai fronti di accavallamento appenninici, e può essere suddiviso in due settori, uno settentrionale ed uno meridionale separati dall'unità alloctona della Val Marecchia. Il settore settentrionale è confinato a NE dalla linea del Sillaro, in corrispondenza della quale i sedimenti trobodontici vengono ricoperti da un complesso caotico legato al sovrascorrimento delle falde Liguri (Ricci Lucchi, 1986; Roveri et al., 2002). Il limite meridionale del secondo settore, posto a circa 120 km di distanza dal primo, è rappresentato dalla piattaforma carboantica laziale-abruzzese, sulla quale la successione della FMA tende ad assottigliarsi bruscamente, passando a sedimenti fini di composizione marnosa. Questo limite è associato da Ricci Lucchi & Valmori (1980) ad un alto sottomarino, probabilmente tettonicamente controllato.

Spessore stratigrafico, estensione areale, qualità degli affioramenti e tassi di deformazione molto bassi rendono la FMA uno dei migliori esempi affioranti al mondo di bacino di avanfossa.

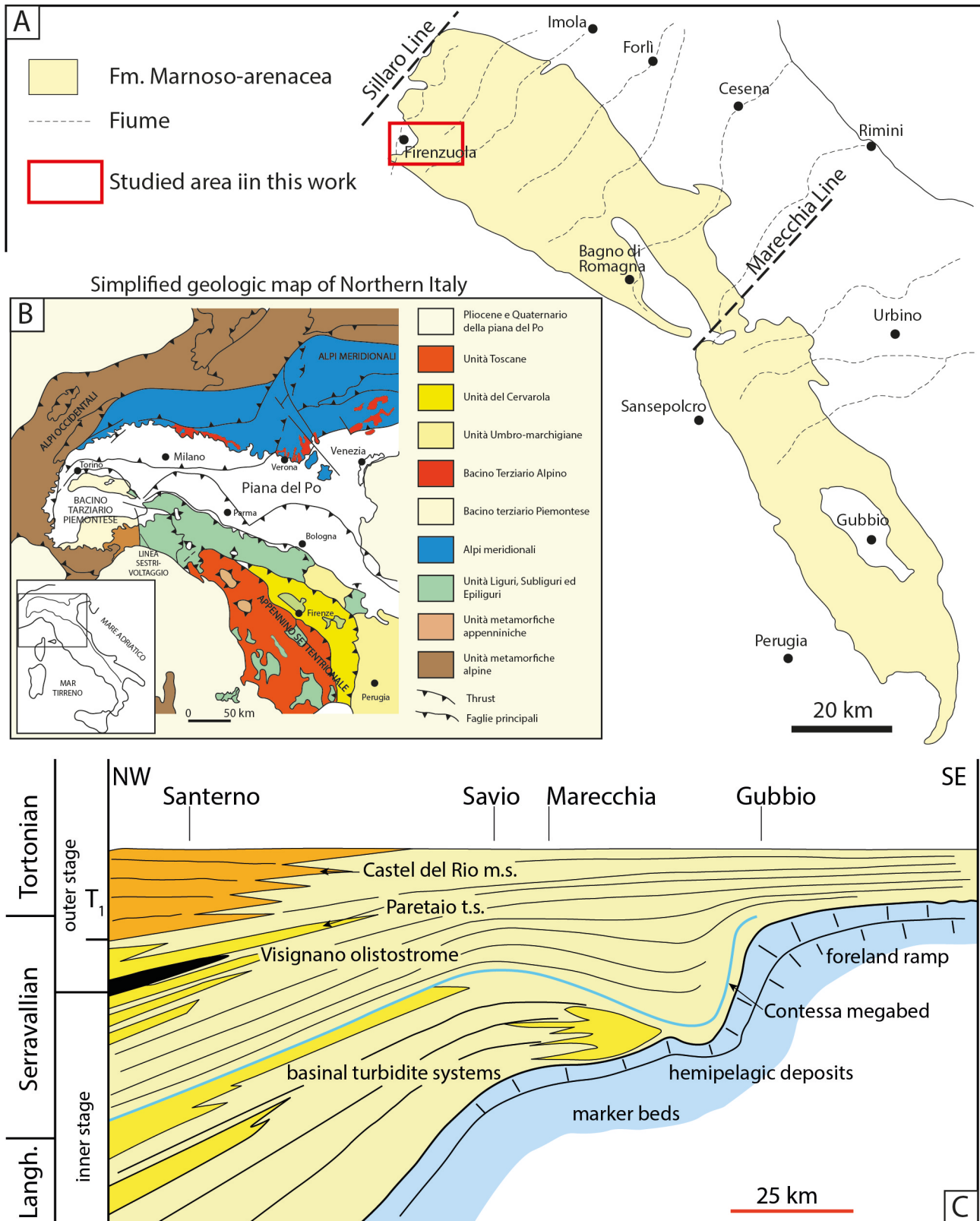


Figura 3.1.1: A) Carta semplificata dell'area in cui affiora la FMA; B) Carta semplificata dall'Appennino Settentrionale; C) Sezione geologica della porzione settentrionale delle FMA (In Muzzi Magalhaes and Tinterri, 2010; modificato da Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Roveri et al., 2002)

### 3.2 Apporti sedimentari della FMA

L'avanfossa della FMA è principalmente alimentata da sistemi fluvio-deltizi localizzati nel settore alpino in grado di generare correnti di torbida di composizione silico-clastica che si muovono verso SE. Sporadicamente però sono presenti anche strati a composizione carbonatica dette colombine (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Gandolfi *et al.*, 1983; Ricci Lucchi & Ori, 1985; Capozzi *et al.*, 1991; Roveri *et al.*, 2002) e ibrida carbonatica-silicoclastica tipo Contessa (Fig 3.2.1). Detti strati costituiscono eccellenti livelli guida, di notevole aiuto nelle correlazioni stratigrafiche su lunghe distanze (vedasi Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010).

Dalla base al tetto della successione sedimentaria della FMA, comunque, gli strati tendono ad assumere una composizione sempre meno carbonatica e nelle parti più recenti, a partire dalla Unità V di Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010), tali strati non sono più presenti.

#### Strati a composizione silicoclastica

L'alimentazione alpina della FMA veniva influenzata dalla presenza di un'importante faglia trascorrente con componente transpressiva, denominata Salimbene-Bagnolo Ridge (di Biase & Mutti, 2002). Secondo questi autori, questa struttura, fungendo da ostacolo dei flussi in arrivo, consentiva solamente alle correnti più efficienti di giungere fino all'avanfossa della Marnoso-arenacea. Ciononostante, l'apporto sedimentario che giungeva nel bacino di avanfossa risultava comunque molto elevato, come dimostrato dalla presenza di strati molto spessi estesi nell'intero bacino e che mostrano la tendenza ad aumentare il loro spessore sottocorrente a causa di fenomeni di *ponding*.

Alcuni strati silicoclastici presentano caratteristiche peculiari che li rendono facilmente distinguibili rispetto agli altri; dette caratteristiche possono essere uno spessore molto elevato o anche l'aspetto o presenza di strutture interne particolari. Alcuni strati guida sono per esempio lo strato A1 di Ricci Lucchi e Valmori (1980) o strato 138 di Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010), lo strato Susinana (strato 486), lo strato Cirieggiolo (strato 553), lo strato Brento Sanico (strato 595) o gli strati denominati

Turrito situati nella parte Tortoniana della FMA. Proprio per la loro importanza dal punto di vista stratigrafico gli strati guida sono presenti nella cartografia regionale della Regione Emilia-Romagna.

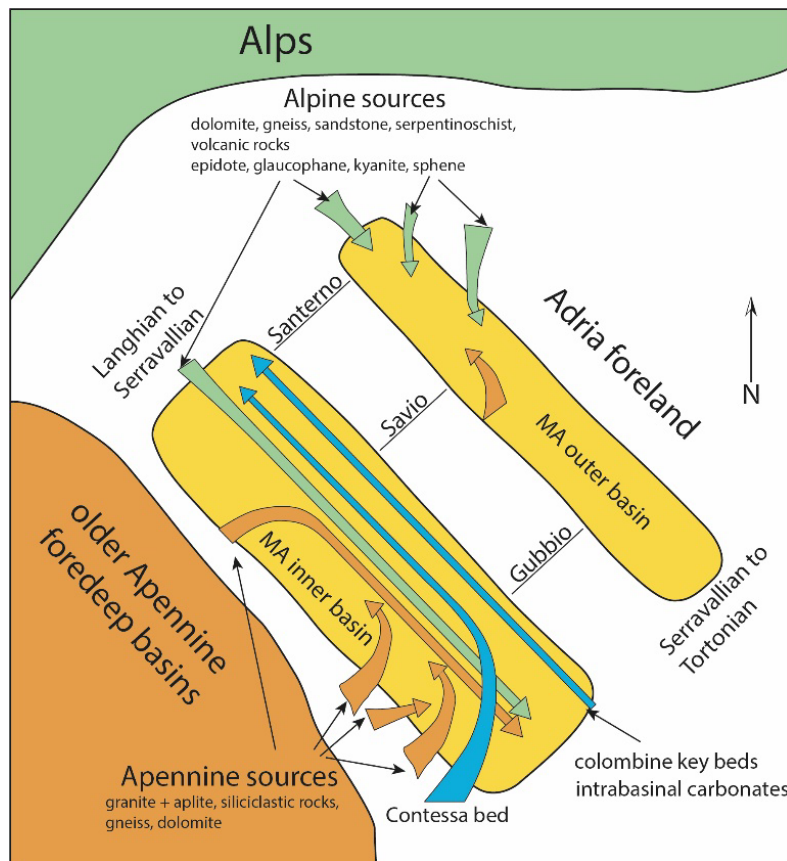


Figura 3.2.1: Principali apporti di sedimento all'interno del bacino di avansfossa della FMA (da Gandolfi et al., 1983; Roveri et al., 2002)

Strati a composizione ibrida e carbonatica

Come accennato precedentemente all'interno della FMA vi sono anche sporadici apporti di sedimento provenienti da SE testimoniati da correnti di torbida, sia a composizione carbonatica, sia ibrida silicoclastica e carbonatica che scorrono con verso opposto a quello delle torbiditi alimentate dai sistemi alpini. L'alimentazione di questi flussi infatti è da ricercare nelle piattaforme carbonatiche laziali abruzzesi (Gandolfi et al. 1983).

Sono proprio l'aspetto, la composizione e la rarità di questi strati a renderli eccellenti strati guida, tali da essere stati inseriti nella cartografia regionale. Tra gli strati a composizione ibrida sono annoverati gli strati lo e lo 2 (Imolavilla di Martelli *et al.*, 1994) e lo strato Contessa (Ricci Lucchi & Piali, 1973), probabilmente lo strato più famoso dell'intera FMA. Lo strato Contessa, il cui spessore

varia da un minimo di 9 m ad un massimo di 15 m, è probabilmente relazionato al collasso di una porzione del margine della piattaforma carbonatica localizzata nel settore meridionale del bacino che si sarebbe innescato a seguito di attività sismica (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Gandolfi *et al.*, 1983). A causa del suo spessore, che lo rende uno degli strati più spessi della FMA, il Contessa è stato classificato come *megastrato* da Ricci Lucchi & Valmori (1980); recentemente Tinterri *et al.* (2022) hanno evidenziato come tale spessore sia il prodotto dei processi di riflessione che ha subito il flusso contro il margine settentrionale del bacino della FMA.

Nell'intervallo stratigrafico compreso tra lo strato Contessa e il caotico di Casaglia sono presenti numerosi strati a composizione carbonatica denominati colombine (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010). Questi strati, facilmente riconoscibili grazie alla colorazione chiara e alla fratturazione concoide della marna sommitale, sono stati numerati dalla 0 alla 45 da Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010) e alcune di queste risultano anche presenti nella cartografia regionale CARG. Le colombine più spesse sono la 5 e la 30 (strato Montellero o MT di Martelli *et al.*, 1994); esse hanno uno spessore di alcuni metri e rappresentano due strati guida molto importanti della FMA.

#### Unità caotiche (Mass transport complex, MTC)

Altri apporti di sedimenti all'interno della FMA sono legati ad alcuni complessi caotici (*Mass Transport Complexes, MTC*) presenti nella successione stratigrafica di età langhiana e serravalliana (vedasi Lucente & Pini, 2002, 2003). L'origine di questi caotici è legata a processi di destabilizzazione gravitativa che originano *slumps* sottomarini, i quali generalmente si muovono perpendicolarmente ai principali *thrust* che attraversano longitudinalmente il bacino della FMA. Questi MTC non solo fungono da eccellenti livelli guida per effettuare correlazioni di dettaglio su lunghe distanze, ma la loro presenza indica fasi di attivazione dei *thrust*, cosa che può indurre modificazioni nella morfologia del bacino. La messa in posto di un corpo caotico può anche generare un alto morfologico in grado di influenzare la deposizione delle correnti torbiditiche (vedasi ad esempio Tinterri & Tagliaferri, 2015).

I sedimenti di cui sono composti questi corpi caotici appartengono prevalentemente alla FMA stessa, anche se nei MTC stratigraficamente più elevati è possibile ritrovare delle componenti extrabacinali derivanti dal fronte di accavallamento del prisma appenninico che si colloca lungo il margine interno dell'avanfossa (Lucente & Pini, 2002; 2008). A titolo di esempio, nel caotico di Casaglia sono presenti

olistostromi di età compresa tra il Giurassico e l'Eocene, derivanti dalla unità Liguri e Sub-liguri (Lucente & Pini, 2003).

Alcune delle principali masse caotiche che caratterizzano la successione della FMA sono dal basso verso l'alto: il Caotico di Acquadalto, il caotico di Susinello, i Caotici tempo equivalenti di Casaglia e Nasseto, il Caotico di Bedetta ed il Caotico di Visignano (vedasi Lucente & Pini 2002, 2003, 2008 per maggiori dettagli).

### 3.3 Controllo tettonico sinsedimentario sulle torbiditi della FMA

La FMA è una successione stratigrafica spessa circa 4000 m all'interno della quale si registra un trend "shallowing-upward" dovuto ad una progressiva chiusura dell'avanfossa Appenninica causata dalla propagazione dei fronti di sovrascorrimento verso NE, quindi verso la rampa esterna (Ricci Lucchi, 1986; Mutti et al. 2002, 2003).

All'interno del settore settentrionale della FMA possono essere riconosciuti cinque maggiori elementi strutturali: l'elemento strutturale di Monte Nero, delimitato a N e S rispettivamente dei *thrusts* di Monte Falco e Monte Nero; l'elemento di Ridracoli delimitato dai *thrusts* di Monte Nero e Monte Castellaccio; 3) l'elemento di Isola dai *thrusts* di Monte Castellaccio e di Santa Sofia; 4) l'elemento di Pianetto dai *thrusts* di Santa Sofia e di Civitella (De Donatis & Mazzoli, 1994).

L'influenza della tettonica sulla sedimentazione è stata discussa da molti Autori (de Jager, 1979; Ricci Lucchi & Ori, 1985; Ricci Lucchi, 1975, 1981, 1986, 1987; Martelli *et al.*, 1994; De Donatis & Mazzoli, 1994; Roveri *et al.*, 2002; Lucente & Pini, 2002; Mutti *et al.*, 2002, 2003; Lucente, 2004). Ricci Lucchi (1981, 1986) propone una suddivisione della successione sedimentaria della FMA in due fasi di crescita, o bacini, che riflettono la storia evolutiva dell'avanfossa, profondamente influenzata dalla tettonica. La progressiva migrazione dell'Appennino verso NE determina infatti un progressivo spostamento dei fronti di accavallamento, con conseguente chiusura dell'avanfossa stessa. La porzione più antica della FMA, di età Langhiano-Serravalliana, è identificata come *inner stage* o *inner basin*, mentre la parte più recente, di età tortoniana, è denominata *outer stage* o *outer basin*.

Le due diverse fasi evolutive del bacino della FMA si distinguono principalmente per la loro paleomorfologia, che è più uniforme nell'*inner basin*, e per i tassi di sedimentazione

significativamente diversi. In particolare, questi risultano molto più elevati nell'*inner basin* (600m/Ma) rispetto all'*outer basin* (200m/Ma), come riportato da Argnani & Ricci Lucchi (2001).

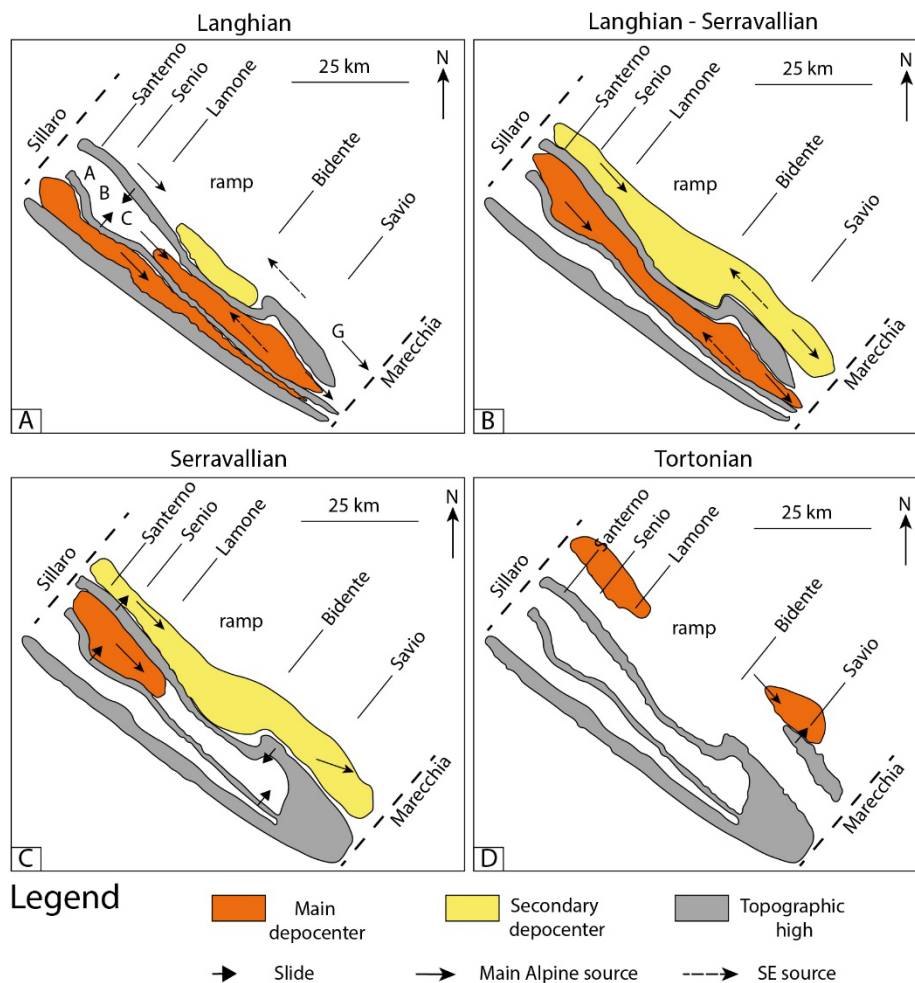


Figura 3.3.1: Schema evolutivo dell'avanfossa della Formazione Marnoso-arenacea. Da notare lo spostamento progressivo dei depocentri verso NE (modificato da Muzzi Magalhaes & Tinterri 2010)

Durante l'*inner stage*, il bacino della FMA raggiunge la sua massima estensione areale, evidenziata anche dalla notevole tabularità e continuità laterale degli strati. I depositi dell'*inner basin* possono quindi essere interpretati come depositi di *basin plain* formati da flussi ad alta efficienza *sensu strictu*. Nell'*outer basin* invece gli strati mostrano una minore continuità laterale, amalgamazioni più frequenti, granulometria più grossolana, minore grado di classazione e presenza più abbondante di bioturbazioni. Secondo Mutti *et al.* (2002, 2003), i depositi dell'*outer basin*, pur mantenendo le caratteristiche tipiche delle torbiditi di mare profondo, iniziano a registrare una marcata influenza della sedimentazione deltizia. Questo fenomeno è attribuibile alla presenza di alcune caratteristiche associate a flussi iperpicnali carichi di sedimento innescati da piene fluviali catastrofiche che

sfociano in mare. Durante l'*outer stage* quindi il sistema passa dall'essere un sistema torbidityco in senso stretto ad un sistema misto a bassa efficienza (vedasi Roveri et al., 2002; Mutti et al., 2002, Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011), passaggio che registra una evidente fase di chiusura del bacino.

L'interpretazione precedente è in accordo con quella proposta da Ricci Lucchi & Ori (1985) e Ricci Lucchi (1986) i quali suddividono la successione stratigrafica della FMA in quattro sequenze deposizionali denominate, in ordine cronologico dalla più antica alla più recente: LS, S, T1 e T2. I limiti di queste unità sono strettamente legati alle variazioni nelle geometrie e nelle caratteristiche delle facies, attribuibili a cambiamenti nella paleogeografia del bacino associati ad un controllo tettonico. Queste quattro sequenze documentano la graduale chiusura del bacino della FMA; le prime due (LS e S) si sarebbero depositate nell'*inner basin*, mentre le ultime due (T1 e T2) nell'*outer basin*. Al di sopra della sequenza T2 i depositi torbidityci lasciano il posto alle argille eusyniche e alle evaporiti della Formazione Gessoso-Solfifera, marcando così la definitiva chiusura dell'avanfossa della FMA.

L'evoluzione sedimentaria della FMA è dunque strettamente legata all'evoluzione tettonica del bacino di avanfossa che provoca un progressivo incremento del confinamento morfologico, il quale ha una diretta influenza sulla distribuzione latero-verticale delle facies, causando una progressiva diminuzione del grado di efficienza del sistema torbidityco (vedasi Tinterri et al. 2020).

Riassumendo quindi, mentre molti Autori sono concordi nel definire il periodo a cavallo tra Langhiano e Serravalliano come un periodo di relativa quiescenza tettonica, i movimenti dei fronti compressivi interessano soprattutto il limite Serravalliano-Tortoniano, periodo durante il quale si assiste al passaggio da un classico sistema torbidityco ad un sistema misto influenzato dalla sedimentazione deltizia (*sensu* Mutti et al. 2003).

Grazie ai recenti studi di Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010), Tinterri & Muzzi Magalhaes (2011) che forniscono l'impalcatura stratigrafica generale del bacino interno della FMA, la successione stratigrafica compresa tra il Langhiano ed il Serravalliano è stata suddivisa in 5 unità tettonicamente controllate (Fig. 3.3.2) Queste unità, distinte sulla base delle associazioni di facies al loro interno, sono delimitate dalla presenza di caotici o da strati guida tracciabili all'interno di tutto il bacino.

Utilizzando questo approccio, Tinterri & Tagliaferri (2015) hanno sottolineato l'importanza che il *thrust* di Monte Castellaccio ricopre nella storia evolutiva della FMA, dall'Unità II fino ai primi depositi dell'*outer basin*, al di sopra del caotico di Visignano (Sistema torbiditico del Paretaio, Unità VI).

Di seguito vengono descritte le diverse Unità deposte nell'intervallo Langhiano-Serravalliano della Marnoso-arenacea.

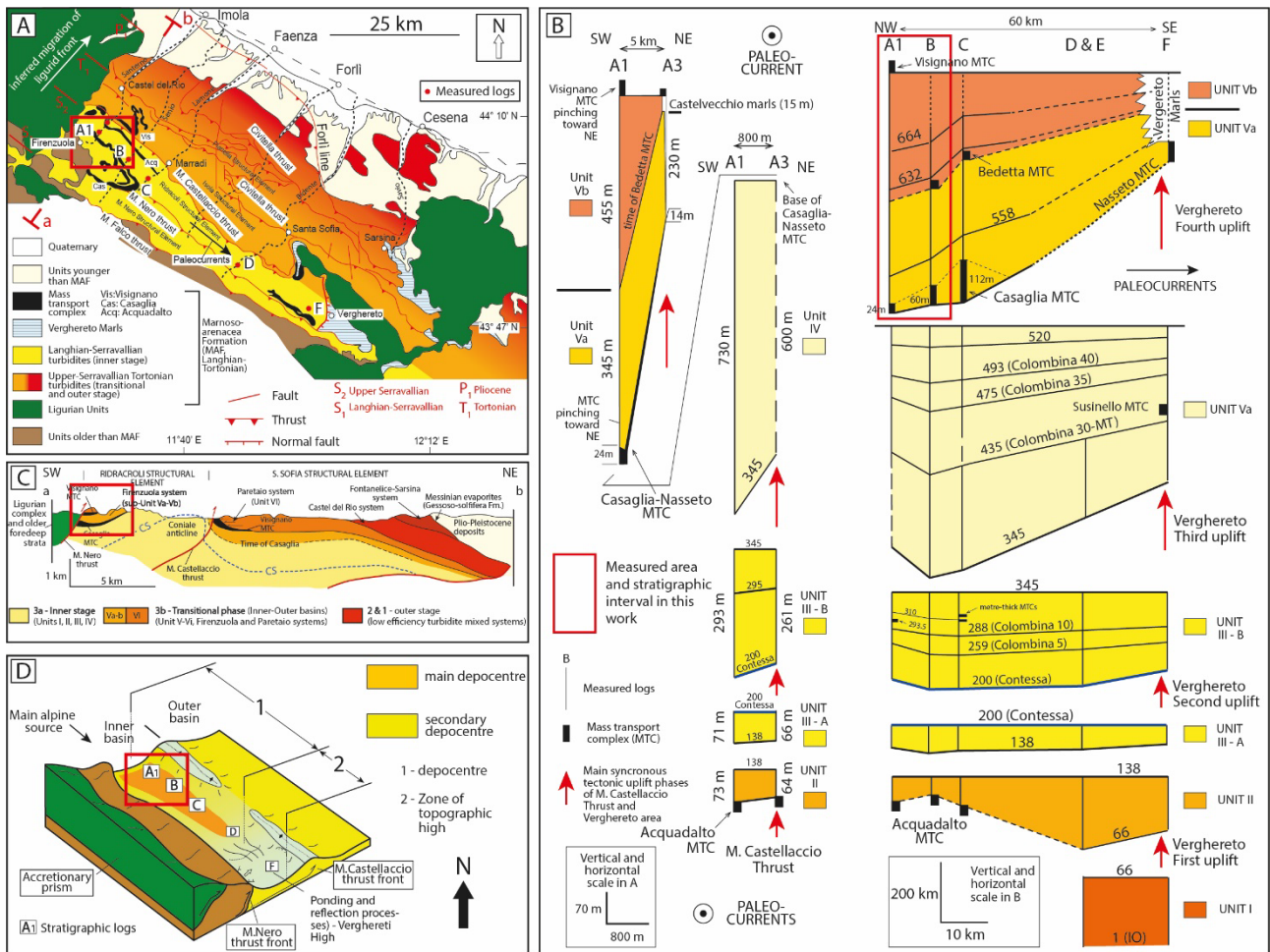


Figura 3.3.2: A) Carta geologica semplificata della FMA, le lettere dalla A1 alla F indicano le sezioni stratigrafiche misurate da Tinterri & Tagliaferri (2015) che sono state correlate nel pannello stratigrafico mostrato in (B) (modificato da Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010). C) Sezione geologica orientata perpendicolarmente all'asse maggiore del bacino, dove è messa in evidenza la posizione dei principali *thrust* che delineano gli elementi strutturali della FMA (modificata da Roveri *et al.* 2002). D) Paleogeografia semplificata dell'*inner basin* durante la deposizione dell'Unità IV e V della FMA (da Tinterri e Tagliaferri, 2015)

## Unità I

L'Unità I affiora per il suo intero spessore solamente nelle sezioni meridionali D ed F (Fig. 3.3.2), dove è compresa in un intervallo stratigrafico che va dallo strato guida a composizione ibrida lo e lo 2 (Strati Imolavilla di Martelli *et al.*, 1994) strato 66 (strato tipo II con una unità deformata tipo *slump* nel senso di Muzzi Magalhaes & Tinterri 2010); quest'ultimo rappresenta l'equivalente laterale del caotico di Acquadalto. L'Unità I ha uno spessore totale di circa 240 m ed è caratterizzata principalmente da strati a *slurry* (vedasi Tinterri & Muzzi Magalhaes 2010 per maggiori dettagli) e da un rapporto arenaria/pelite variabile tra 50% nelle zone più prossimali e 40% nelle zone più distali. Gli strati presentano uno spessore medio della porzione basale arenacea di 50 cm, in un range variabile da un minimo di pochi cm fino ad un massimo di circa 270 cm. L'Unità I comprende al suo interno tre strati guida, provenienti da S; due di questi sono a composizione ibrida (lo e lo 2), mentre uno ha composizione carbonatica (Colombina 0).

## Unità II

L'Unità II è separata dalla sottostante Unità I dal caotico di Acquadalto nelle zone settentrionali, mentre nella porzione meridionale questo caotico lascia il posto allo strato 66 che ne rappresenta il deposito tempo-equivalente (Fig.3.3.2). L'Unità II ha uno spessore minimo di 60 m nella Val Senio e massimo di 230 m nella Val Bidente e la messa in posto dei depositi che la compongono è fortemente influenzata dalla tettonica. La messa in posto del caotico di Acquadalto, infatti, è relazionata ad un innalzamento del *thrust* di Monte Castellaccio (Lucente, 2004). Al di sopra dell'alto morfologico creato dalla messa in posto del caotico si depongono prevalentemente strati sottili di arenaria fine mentre sottocorrente, nella regione meridionale, si forma un depocentro dominato da strati a *slurry* e più raramente da strati da *ponding*. Gli strati dell'Unità II presentano uno spessore medio della parte arenacea di 50 cm nelle zone meridionali, valore che diminuisce fino a 16 cm nelle parti settentrionali al di sopra dell'alto generato dalla messa in posto del caotico di Acquadalto.

## Unità III

L'Unità è delimitata alla base dallo strato 138 e al tetto dallo strato 344 (Fig.3.3.2). Depositata a cavallo tra Langhiano e Serravalliano, l'Unità III registra un periodo di relativa quiescenza tettonica,

durante il quale il bacino raggiunge la sua massima estensione. La relativa scarsa attività tettonica ha consentito lo sviluppo di strati dotati di una tabularità e continuità laterali eccezionali, al punto che è possibile tracciare correlazioni anche tra gli strati più sottili per un'area di 120 x 30 km<sup>2</sup> (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Amy & Talling, 2006; Talling *et al.*, 2007a, b). Anche lo spessore, data la relativa quiescenza tettonica, è poco variabile, passando da un massimo di 354 m nella Val Santerno ad un minimo di 320 m nella Val Savio. L'Unità III tende ad essere caratterizzata da strati indicanti fenomeni di *ponding* e di *rebound*, con uno spessore medio della parte basale che diminuisce progressivamente sottocorrente da 41 cm fino a 16 cm. In seguito alla deposizione della colombina 5, si assiste all'incipiente formazione di un alto strutturale nella zona dell'alto di Verghereto, con conseguente formazione di un depocentro più a S. L'alto di Verghereto rappresenta un ostacolo per le correnti di torbida, comportando un aumento negli strati da *rebound* e la messa in posto di alcuni caotici di spessore metrico (strati tipo II di Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011). Il progressivo innalzamento tettonico di questa struttura porta alla formazione di un altro strato di tipo II simile allo strato 66, lo strato 345, che sancisce il limite con la soprastante Unità IV.

#### Unità IV

Durante la messa in posto dell'Unità IV si viene configurare un depocentro nella zona settentrionale, più precisamente nell'area della Val Lamone e Val Senio dove lo spessore di questa unità raggiunge lo spessore massimo di 800 m, mentre spostandosi sottocorrente l'Unità IV va incontro ad un assottigliamento di 5,5m/km, arrivando ad essere spessa 550 m nella Val Savio.

Nell'Unità IV si registra un innalzamento della zona di Verghereto testimoniato dalla messa in posto dapprima del caotico di Susinello e successivamente, quello di Nasseto. Si assiste anche ad un cambiamento per quanto riguarda la sedimentazione, nell'Unità IV infatti aumenta significativamente la percentuale di *contained-reflected beds*, soprattutto rispetto alle Unità I e II basali, dominate invece da strati a *slurry*.

All'interno dell'Unità IV, per la precisione in corrispondenza della Colombina 45 (strato 476), culmina il trend di assottigliamento che interessa gli strati a partire fin dalle unità basali. Questo comportamento si può interpretare con una progressiva diminuzione del grado di efficienza dei flussi, e quindi della loro capacità erosiva, favorendo la formazione di *contained reflected beds* a scapito degli strati di tipo *slurry*.

L'Unità IV inoltre registra l'arrivo degli ultimi strati a composizione carbonatica; l'arrivo delle colombine all'interno del bacino della FMA viene impedito dall'innalzamento progressivo dell'alto di Verghereto, che funge da barriera per i flussi provenienti da S.

#### Unità V

Il limite basale dell'Unità V coincide con la messa in posto dei caotici di Casaglia e Nasseto, considerati tempo equivalenti tra loro (Ricci Lucchi, 1986; Lucente & Pini, 2002).

Rispetto alle Unità sottostanti, gli strati dell'Unità V sono caratterizzati da uno spessore maggiore e da una porzione pelitica ricca di materiale siltoso nella quale scompare di fatto ogni evidenza di composizione carbonatica all'interno degli strati.

Gli strati più spessi dell'Unità V sono associati sottocorrente a strati molto sottili che costituiscono le marne di Verghereto (Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010). Le marne di Verghereto vengono depositate al di sopra dell'alto strutturale che genera anche la messa in posto del caotico di Casaglia e sono preservate grazie alla presenza di una faglia diretta con direzione NW-SE probabilmente associata ad una struttura relazionata all'allineamento tettonico della Linea di Forlì (vedasi Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010 per maggiori dettagli). Anche l'innalzamento della anticlinale generata dal *thrust* di Monte Castellaccio, che va incontro ad un innalzamento parossistico nel tardo Serravalliano, gioca un ruolo importante di confinamento sui flussi che hanno portato alla formazione dei depositi che compongono l'Unità V. Al di sopra dell'anticlinale del *thrust* del Castellaccio infatti gli strati spessi che compongono l'Unità V passano ai depositi fini delle Marne di Castelvecchio (Fig. 3.3.3), del tutto similari alle Marne di Verghereto, delle quali ne sono il tempo-equivalente (Tinterri & Tagliaferri, 2015; Tagliaferri & Tinterri, 2016).

Il forte controllo strutturale si riscontra anche dall'analisi di facies, dalla quale si osserva un aumento dei *contained reflected beds* ed anche alla dispersione che interessa le paleocorrenti indicate da *flute, groove casts* e da strutture interne.

L'Unità V, che rappresenta il sistema di Firenzuola di Mutti et al. (2002) (vedasi anche de Jager, 1979), riveste quindi una particolare importanza nella storia evolutiva della FMA, registrando un innalzamento simultaneo del *thrust* di M. Castellaccio e dell'alto di Verghereto (Fig. 3.3.5) che causa la chiusura del bacino esterno ed un conseguente spostamento del depocentro verso il più ampio bacino esterno. Tinterri & Tagliaferri (2015) hanno suddiviso l'Unità V in due subUnità, delimitate

dal caotico di Bedetta. L'esigenza di effettuare questa distinzione nasce dalle profonde differenze in termini di associazioni di facies che si riscontrano in seguito alla messa in posto del Bedetta stesso:

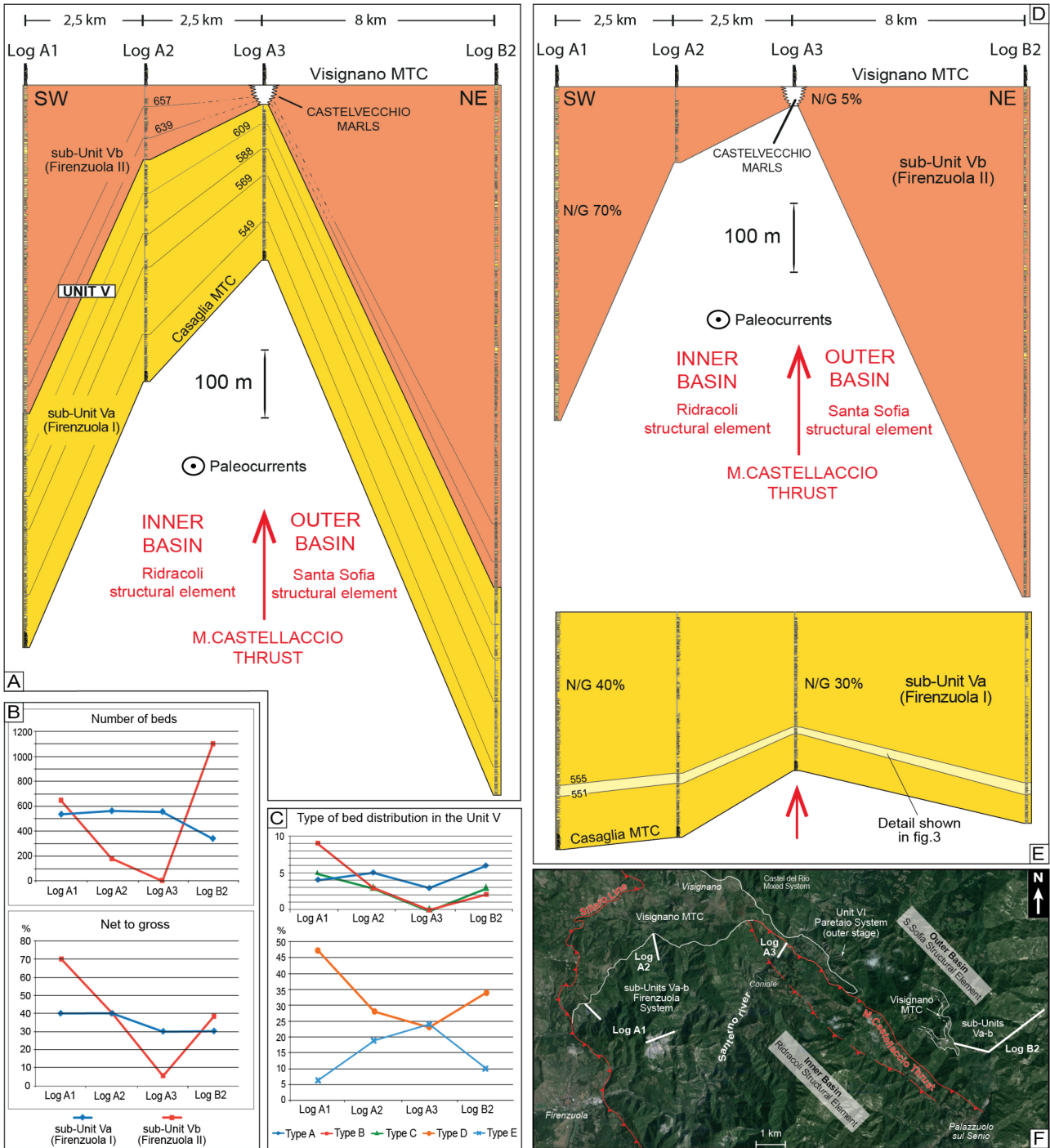


Figura 3.3.3: A) Spaccato stratigrafico dell'Unità V perpendicolare alla paleocorrente generale, le cui sezioni sono localizzate in Val Santerno (A1, A2 e A3) e in Val Senio (B2). B) Variazione nel numero di strati e del rapporto arenaria/pelite nelle subUnità Va e Vb. C) Distribuzione laterale delle tipologie di strato all'interno dell'Unità V. D) – E) Spianamenti progressivi al tetto della subUnità Va e Vb, che mettono in evidenza l'innalzamento progressivo del thrust di Monte Castellaccio al tempo della deposizione del Firenzuola. F) Vista satellitare dell'area dove sono localizzate le sezioni presenti nei pannelli in A), D) ed E) (da Tinterri & Tagliaferri, 2015)

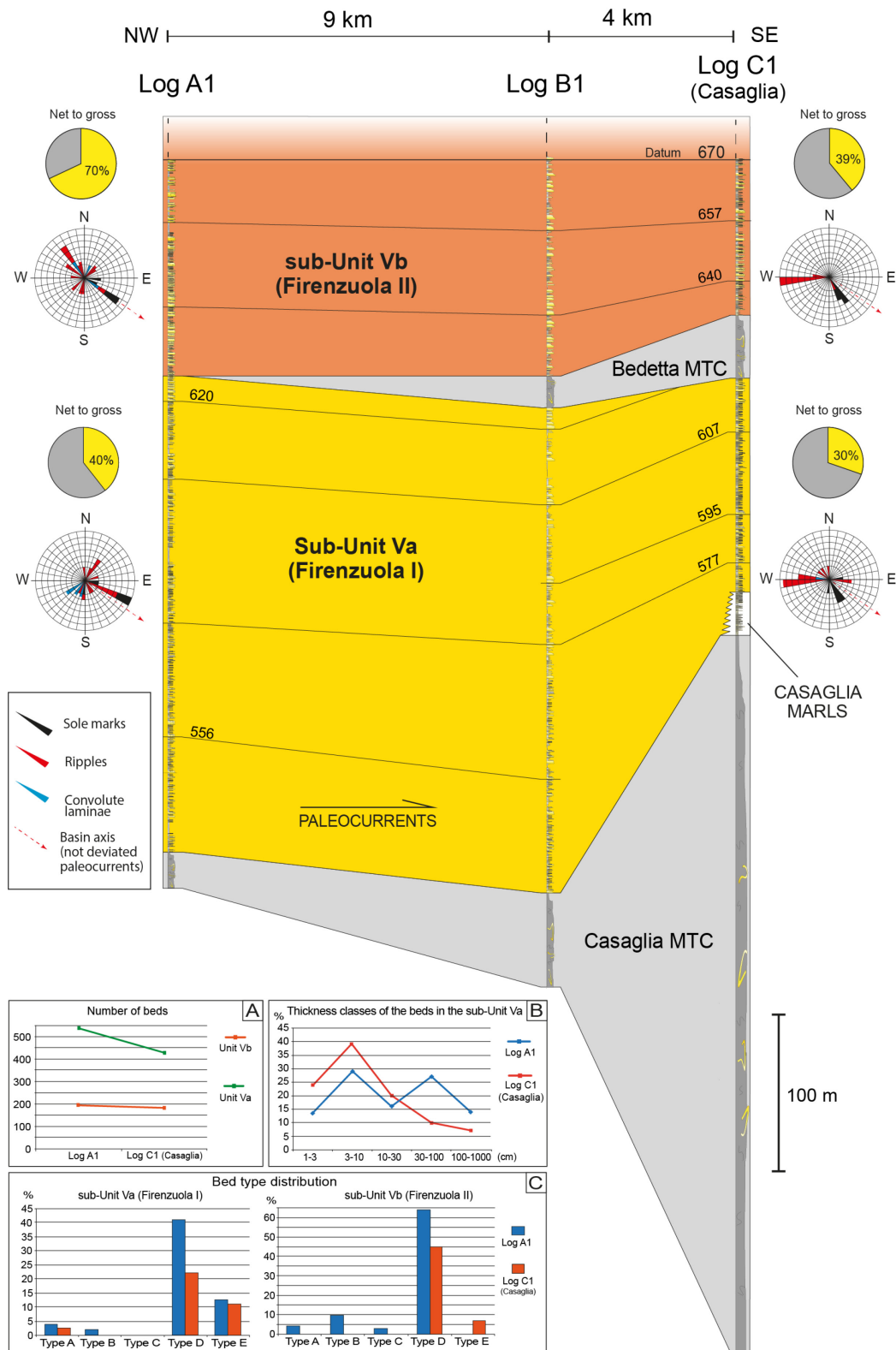


Figura 2.3.4: Spaccato stratigrafico dell'Unità V parallelo alla paleocorrente che comprende la porzione di bacino compresa tra la Val Santerno e la Val Lamone. Da notare come il caotico di Casaglia eserciti una significativa influenza sui depositi dell'Unità V, soprattutto della subUnità Va, sia in termini di numero e spessore di strati, che di rapporto arenaria/pelite, oltre che nella distribuzione delle tipologie di strati (per la quale si rimanda Tinterri & Tagliaferri, 2015)

- SubUnità Va (o Firenzuola I): delimitata alla base dal caotico di Casaglia ed al tetto dal caotico di Bedetta, la subunità Va mostra caratteristiche simili a quelle della sottostante Unità IV, nonostante si registri un progressivo confinamento morfologico del bacino.
- SubUnità Vb: (o Firenzuola II): si estende dal caotico di Bedetta fino al Visignano i depositi del Firenzuola e registra il parossistico innalzamento dell'anticlinale di Coniale generata dal *thrust* del Monte Castellaccio e dell'alto di Verghereto, con forti implicazioni nelle facies torbiditiche.

Una disamina più approfondita dell'Unità V, oggetto di studio di questo dottorato, verrà effettuata nei capitoli di presentazione e discussione dei dati.

#### Unità VI

L'Unità VI, anche nota come sistema del Paretaio (vedasi Cattaneo e Ricci Lucchi 1995), è delimitata alla base dal caotico di Visignano ed è situata stratigraficamente al di sotto del sistema di Castel de Rio (*sensu* Mutti et al. 2002). L'Unità VI registra la fase finale della transizione da *inner* ad *outer basin* (Roveri et al. 2002, Tinterri & Tagliaferri, 2015).

All'interno del Paretaio, oggetto di studio da parte di Tinterri & Tagliaferri (2015), continua il trend di decrescita nel numero di strati a *slurry* che interessa la FMA a partire dal sottostante sistema di Firenzuola; questa tipologia di strati, al contrario, risulta molto comune nella parte Langhiano-Serravalliana della successione (Unità I, II e III). La diminuzione di *slurry* coincide, all'interno del Paretaio, con un aumento nella percentuale di strati indicanti fenomeni di *bypass*. I trend nelle percentuali di queste facies quindi consentono di ipotizzare che la progressiva chiusura del bacino comporti un impedimento dei flussi sia nel viaggiare su lunghe distanze e anche nella loro capacità di erodere grandi quantità di materiale fine dal substrato, specialmente nelle zone prossimali, sfavorendo quindi la formazione di *slurry*.

La diminuzione degli strati a *slurry*, la ciclicità ben sviluppata dei suoi depositi e l'aumento drastico nella presenza di tracce fossili di tipo *Ophiomorpha*, che indicano una diminuzione della batimetria del bacino, rendono di fatto l'Unità VI del tutto simile ai sistemi torbiditici misti a bassa efficienza di Fontanelice e Sarsina (nel senso di Mutti *et al.*, 2002, 2003; vedasi anche Roveri *et al.*, 2002). Il sistema del Paretaio pertanto può essere considerato come la base dell'*outer basin*, che si delinea come un bacino più confinato meno profondo rispetto a quello dei depositi Langhiano-Serravalliano,

questo a causa della progressiva chiusura, segmentazione ed innalzamento che interessano l'avanfossa.

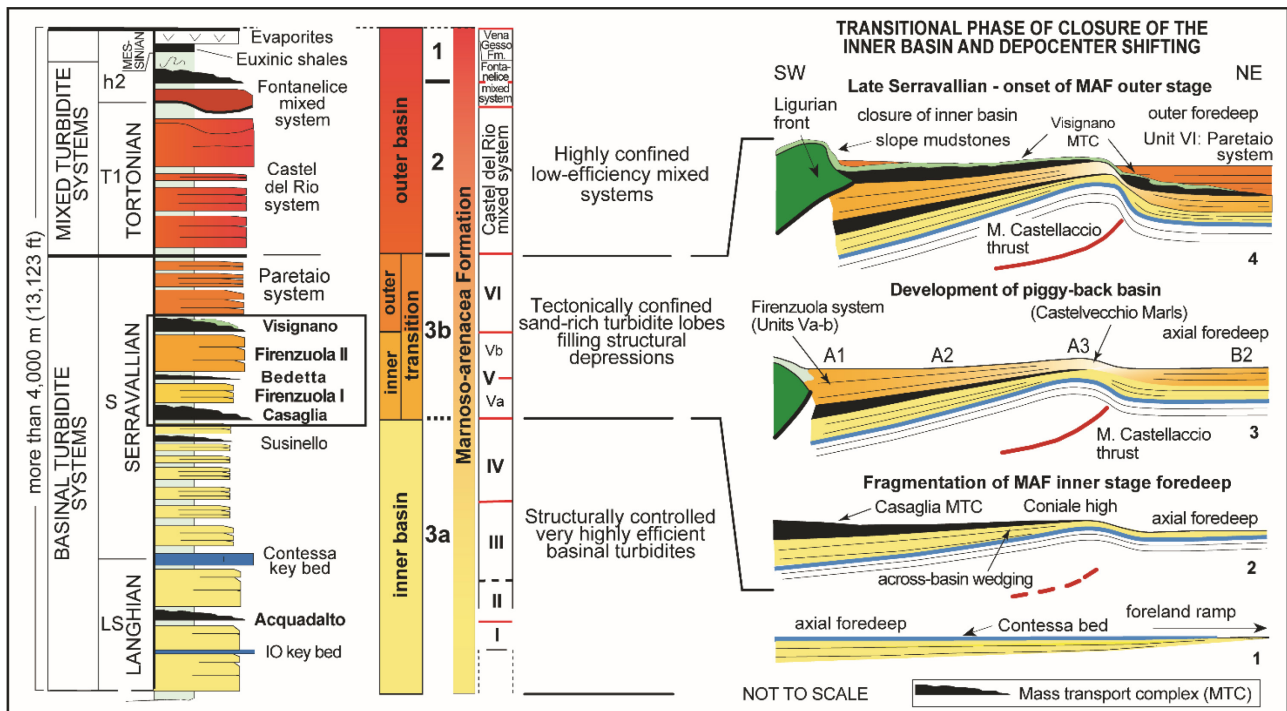


Figura 3.3.5: Sulla sinistra è presente una sezione stratigrafica completa dei depositi della Formazione Marnoso-Arenacea. Il sistema di Firenzuola, (Unità Va e Vb, da Muzzi Magalhaes, 2010) è stata suddivisa in Firenzuola I e Firenzuola II (Unità Va e Vb rispettivamente), in accordo con i lavori di stratigrafia di Tinterri & Tagliaferri. A destra è rappresentata la progressiva evoluzione sin-sedimentaria del thrust di Monte Castellaccio (modificato da Tinterri & Tagliaferri, 2015 e Roveri et al., 2002)

## 4. LE TORBIDITI

### 4.1 Evoluzione storica del concetto di torbidite

Il concetto di torbidite nasce dagli studi di Migliorini (1943) e Kuenen & Migliorini (1950) sulla base del confronto tra studi di terreno provenienti dai depositi del Macigno dell'Appennino Settentrionale e dati di laboratorio. Questi Autori interpretarono gli strati gradati a base netta come il prodotto di fenomeni di risedimentazione legati a correnti di torbida.

Il termine di torbidite vero e proprio viene introdotto da Kuenen (1957) come sinonimo di strati gradati. Attualmente la maggioranza dei geologi considera come torbidite uno strato gradato a base netta deposto da una corrente di torbida e costituito da una coppia arenaria – pelite comunemente associata a depositi emipelagici di mare profondo (Mutti *et al.* 1999). Il concetto di torbidite nasce perciò in un contesto collisionale di tipo alpino e solo a partire dagli anni '50 incominciarono a proliferare un gran numero di lavori riguardanti le facies, i processi e gli ambienti deposizionali relativi a questi importantissimi tipi di depositi. Il primo di questi modelli fu proposto da Bouma (1962).

La sequenza di Bouma (Fig. 4.1.1), utilizzata ancora oggi per descrivere gli strati torbiditici, è composta da cinque divisioni stratali che registrano la decelerazione di una corrente di torbida turbolenta. Bouma, infatti, introduce anche il fondamentale modello di *depositional cone*, in cui mette in evidenza il carattere depletivo di una corrente di torbida e quindi introduce il concetto di decelerazione nello spazio e nel tempo di una corrente di torbida (Fig. 4.1.1). Bouma (1962) interpreta successione di facies osservata come il deposito di una corrente di torbida, ossia una corrente turbolenta carica di sedimento, senza entrare nel dettaglio dei processi idrodinamici. Questi processi furono discussi successivamente da Walker (1967) che interpretò la sequenza di Bouma utilizzando i concetti di Harms & Fahnestock (1965) e Simons *et al.* (1965). Da questo punto di vista Walker vedeva le facies basali "a" e "b" come deposte da un flusso di regime superiore, mentre le facies "c", "d" ed "e" come legate ad un regime di flusso inferiore.

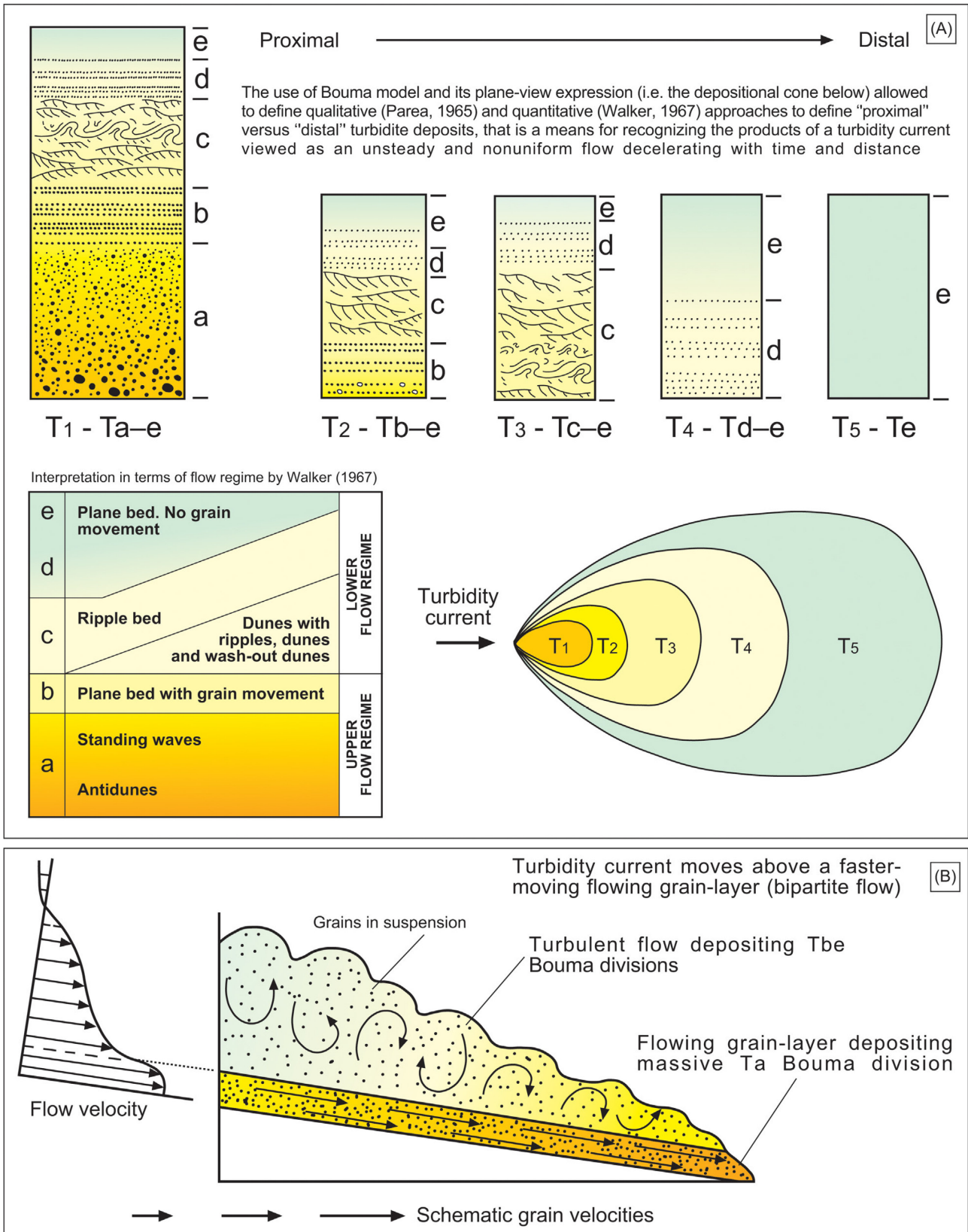


Figura 4.1.1: A) La sequenza di Bouma ed il relativo "cono deposizionale" (Bouma 1962), B) interpretazione della sequenza di Bouma da parte di Sanders (1965), (in Tinterri et al. 2020).

In seguito alla realizzazione del modello proposto da Bouma, diversi Autori iniziarono ad esplorare la natura dei processi deposizionali responsabili della formazione dei depositi torbiditici, cercando di capire se l'origine di questi depositi potesse essere attribuita solamente alle correnti turbolente o a processi più complessi.

Nel modello proposto da Sanders nel 1965, la formazione di depositi torbiditici è interpretata come il risultato della sedimentazione legata ad un flusso bipartito composto da una porzione basale densa e un flusso turbolento sommitale. Questo modello prevede che i sedimenti più grossolani siano trasportati dal flusso denso basale mediante sovrappressione, coesione della matrice e pressione dispersiva, mentre i sedimenti più fini sono mantenuti in sospensione dalla turbolenza della parte sommitale (vedasi anche il modello di Postma et al., 1988). Secondo il modello di Sanders, quindi, la frazione più grossolana del carico sedimentario si concentra alla testa del flusso, mostrando la tendenza a depositarsi all'interno delle depressioni incontrate lungo il percorso. In questo modello quindi, solo la parte laminata della sequenza di Bouma (intervallo  $T_{b-e}$ ) sarebbe depositata da una corrente di torbida in senso stretto.

Questi concetti sono stati ripresi di Shanmugam *et al.* (1994) e Shanmugam (2000) che interpretarono la parte basale massiva degli strati torbiditici come deposta da un *sandy debris flow*, che può essere associato o meno ad una corrente di torbida. A partire dai dati sperimentali Hampton (1972), aveva già stato messo in luce come un *debris flow*, mediante processi di trasformazione alla testa, potesse dare origine a correnti di torbida accessorie. Mohrig *et al.* (1988) e Marr et al. (2001) approfondirono questi argomenti, distinguendo le trasformazioni che avvengono alla testa del flusso in tre tipi, in funzione del rapporto tra la resistenza al taglio del flusso madre e lo sforzo al taglio generato al fronte del flusso. La resistenza al taglio interna dipende dalla coesione e dall'attrito interno al sedimento stesso. Marr *et al.* (2001) hanno evidenziato l'importante ruolo ricoperto dalla percentuale di acqua e argilla all'interno del flusso nel determinare la capacità che quest'ultimo possiede di trasformarsi alla testa in funzione dello sforzo al taglio causato dallo spostamento d'acqua. Sulla base del rapporto tra resistenza al taglio del flusso principale e sforzo al taglio, Marr *et al.* (2001) hanno classificato i *sandy debris flow* (nel senso di Shanmugam *et al.* 1994) in tre categorie: 1) fortemente coerenti; 2) moderatamente coerenti; 3) debolmente coerenti. La coerenza dei *debris flow* è strettamente legata alla capacità del flusso di trasformarsi e di separare le diverse classi granulometriche.

Il fatto che gli strati a base netta potessero essere depositi non in modo esclusivo da flussi turbolenti viene confermato dagli studi di Middleton & Hampton (1973) i quali distinguevano quattro principali meccanismi di sostentamento delle particelle all'interno del flusso: 1) turbolenza; 2) pressione dispersiva; 3) sovrappressione e 4) coesione della matrice. Ad ognuno di questi meccanismi di sostentamento delle particelle gli Autori attribuiscono un ben determinato tipo di flusso che rispettivamente sono: 1) correnti di torbida; 2) flussi granulari; 3) flussi fluidificati; 4) colate di detrito (Fig. 4.1.2).

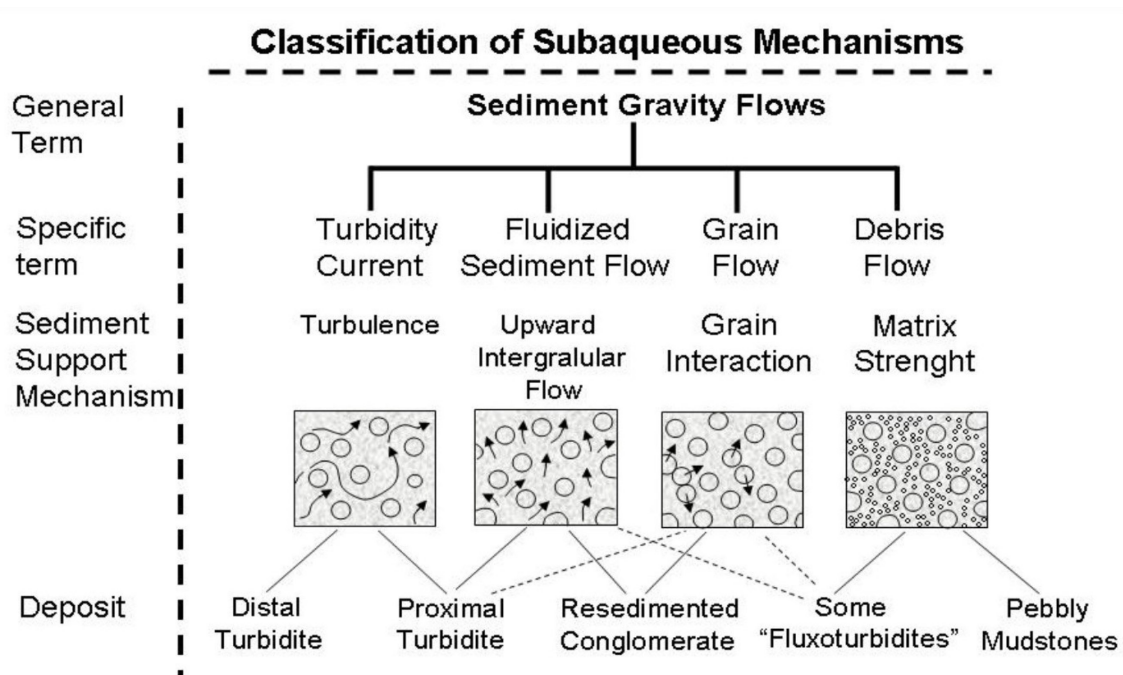


Figura 4.1.2: Classificazione dei flussi gravitativi di sedimento subacquei e dei relativi depositi di Middleton & Hampton (1973)

Basandosi su questo lavoro Lowe (1979) formulò una classificazione dei flussi basata sul loro comportamento reologico e meccanico, distinguendo tra flussi a comportamento fluido e flussi a comportamento plastico (*debris flow*). In un successivo studio Lowe (1982) aggiunse una nuova categoria alla classificazione di Middleton & Hampton (1973), introducendo la categoria dei flussi liquefatti. Questa categoria si posiziona come termine intermedio tra i flussi fluidi e quelli granulari.

I lavori di Sanders (1965) e Middleton & Hampton (1973) mostrarono i limiti della sequenza di Bouma, insufficiente per descrivere in maniera completa i depositi torbiditici osservabili nei bacini deposizionali. Per questo motivo a partire dagli anni '70 nuovi schemi di facies per le torbiditi vennero sviluppati seguendo due diversi approcci; un primo molto descrittivo che culmina con lo schema di facies di Mutti e Ricci Lucchi (1972) e poi successivamente di Pickering *et al.* (1986) e

Ghibaudo (1992), mentre il secondo si concentra maggiormente sui processi genetici e deposizionali che legano tra loro le diverse facies, arrivando così a definire per la prima volta il concetto di *facies tract*. Quest'ultimo rappresenta l'insieme delle facies geneticamente legate tra loro che registrano l'evoluzione sottocorrente di un flusso gravitativo. Idealmente, quindi, un *facies tract* rappresenta l'insieme di tutte le facies depositate da un singolo flusso gravitativo. Il concetto di *facies tract* venne applicato originariamente da Aalto (1976), ma fu solo con Lowe (1982) che si arrivò a legare le popolazioni granulometriche con la dinamica dei flussi (Fig. 4.1.3). Lowe, infatti, nel lavoro del 1982 definì tre popolazioni granulometriche: 1) da ciottoli ad arenaria grossolana; 2) da arenaria grossolana a sabbia media; 3) da sabbia fine a fango. La prima popolazione è propria dei *cohesive debris flow*, la seconda delle correnti torbidity ad alta densità, mentre l'ultima è tipica di correnti di torbida a minore densità. Lowe inoltre associò la progressiva decelerazione di flussi gravitativi a

tre fasi deposizionali, associate ad un tasso di sedimentazione crescente: 1) trazione (S1), 2) tappeti di trazione (S2) e (sedimentazione da sospensione (S3).

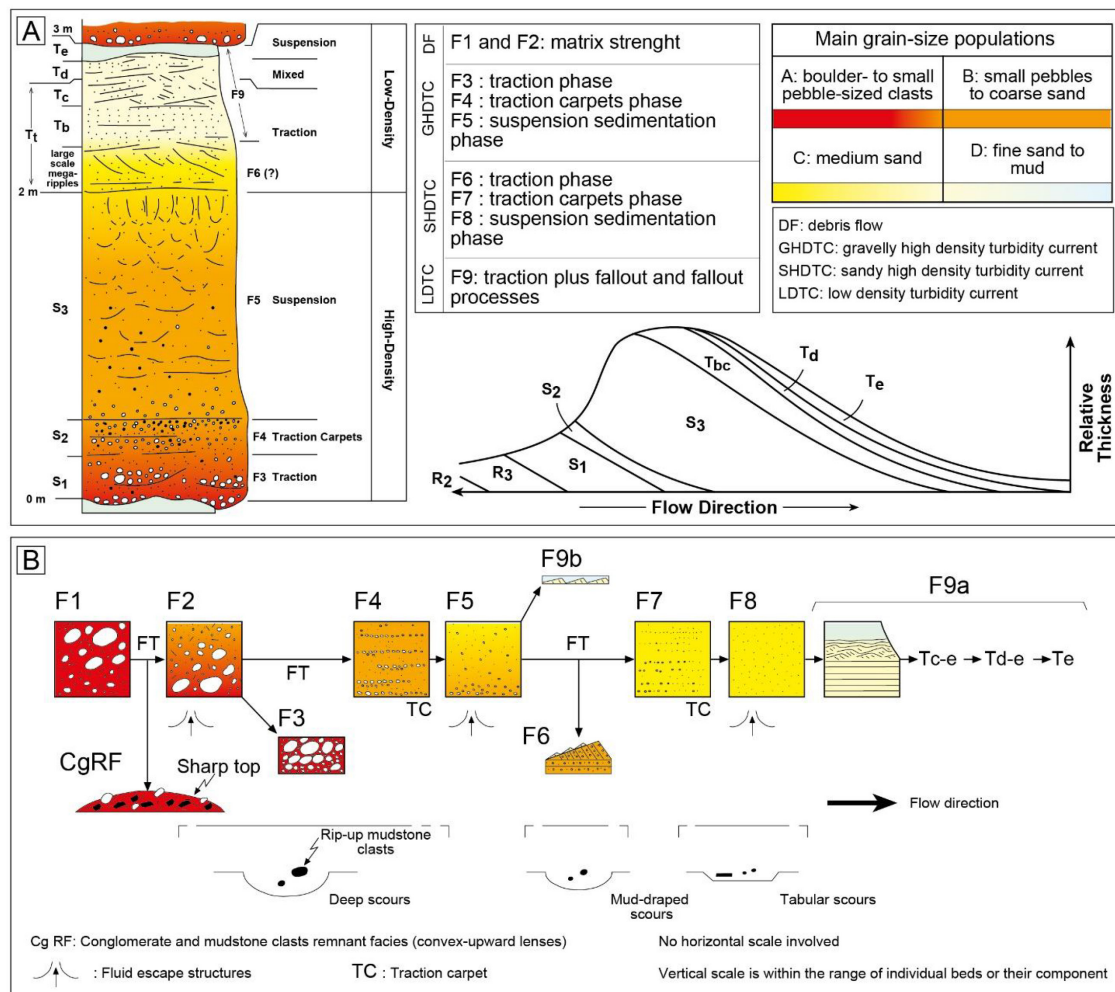


Figura 4.1.3: A) Sulla sinistra, deposito ideale di un corrente di torbida sabbiosa da alta densità (da Lowe 1982) che mostra sia la porzione basale ad alta densità (S1-3) che la parte sommitale a minore densità (Tt, td-e); sulla destra è presente uno schema semplificato che mostra l'evoluzione sottocorrente di una corrente di torbida, nel quale la linea orizzontale simboleggia la base della torbidite. È anche mostrato un paragone tra le tre fasi deposizionali di Lowe (1982) e le facies di Mutti (1992). B) Schema di facies predittivo di un deposito torbiditico (Mutti, 1992). La figura proviene da Tinterri et al. (2020).

Sulla base del lavoro di Lowe, Mutti (1992) e successivamente Mutti et al. (1999, 2003) pubblicarono uno schema di facies caratterizzato da quattro popolazioni granulometriche. In questo lavoro Mutti introdusse anche il concetto di flusso iperconcentrato (F2), un flusso transizionale tra un *cohesive debris flow* (facies F1) e le correnti di torbida in senso stretto. Queste ultime, secondo la classificazione di Lowe, possono essere suddivise in correnti ad alta densità ghiaiose (facies F4, F5), sabbiose (F6, F7 e F8) e a bassa densità (F9). Lo schema di facies di Mutti del 1992, in particolare, dà enfasi alle facies da *bypass* materializzate dagli ortoconglomerati F3 e dalle facies a *megaripple* F6.

Il *facies tract* del 2003 è sostanzialmente una rivisitazione di quello del 1992, rispetto a quest'ultimo quello del 2003 manca della facies F1, associata ad una flusso talmente coesivo da non essere in grado di segregare le varie classi granulometriche e della facies F4, indicante tappeti di trazione di arenaria molto grossolana, rinvenuti tuttavia soprattutto in bacini dalle dimensioni molto ridotte.

#### 4.2 *Facies tract* e processi relativi ai depositi torbiditici

Il *facies tract* utilizzato come riferimento per il lavoro di terreno in questo lavoro è il *facies tract* di Mutti *et al.* (2003). Tale *facies tract* (Fig. 4.2.1) mostra le variazioni di facies che si possono osservare all'interno di uno strato (o all'interno di un *bedset* nel senso di Campbell, 1967) deposto da una corrente di torbida in fase di decelerazione da sopra a sottocorrente. All'interno di questo *facies tract* sono distinte quattro classi granulometriche:

- A) Da blocchi (*boulder*) a piccoli ciottoli
- B) Da piccoli ciottoli a sabbia grossolana
- C) Da sabbia media a sabbia fine
- D) Da sabbia fine a fango

Questo modello di *facies tract* prevede che i sedimenti vengano trasportati all'interno di un flusso bipartito avente 1) una parte basale densa non turbolenta, caratterizzata da popolazioni granulometriche più grossolane che sono trasportate anche grazie ai meccanismi di sovrappressione esercitati dal fluido presente nei pori interstiziali tra i grani e 2) un flusso turbolento sommitale in grado di trasportare le popolazioni granulometriche più fini. Le popolazioni granulometriche A e B, quindi, vengono trasportate principalmente dal flusso denso basale mentre le classi B e C possono venire trasportate in un primo momento dal flusso basale denso per poi, tramite un processo di elutriazione, essere prese in carico dal flusso turbolento mediante processi di trasformazione della testa del flusso basale. La popolazione D, invece, viene trasportata esclusivamente come carico sospeso nel flusso turbolento sommitale. Queste quattro popolazioni granulometriche, perciò, vengono deposte dalla progressiva decelerazione di un flusso bipartito. Si può quindi affermare che ogni facies è deposta da una ben precisa parte del flusso che è in grado di trasportare una ben precisa classe granulometrica. Il *facies tract* di Mutti *et al.* del 2003 rappresenta quindi l'evoluzione sottocorrente di una corrente di torbida unidirezionale e ideale, che non subisce fenomeni di *ponding* o *rebound*. Il deposito finale, quindi, è caratterizzato da una progressiva diminuzione di granulometria sottocorrente.

Di seguito viene riportata una descrizione delle facies descritte dallo schema di Mutti *et al.* (2003)

La **facies F2** è costituita un paraconglomerato caratterizzato da sedimenti immaturi e scarsamente classati, nel quale i clasti di dimensioni maggiori (classe granulometrica A) sono immersi in una matrice relativamente più fine, di materiale ghiaioso, sabbioso e fangoso. Questa facies è deposta da un flusso denso iperconcentrato nel quale i quattro meccanismi di sostentamento previsti da Middleton & Hampton (1973) coesistono e che subisce una trasformazione scorrendo lungo la scarpata, lungo la quale il *cohesive debris flow* si trasforma a causa di processi di *mixing* con l'ambiente circostante.

La **facies F3** è formata da ortoconglomerati meglio classati rispetto alla facies F2 ed è dominata dalla classe granulometrica A. Questa facies si presenta spesso in depositi dalla geometria lenticolare ed ha la peculiarità di passare verso l'alto a depositi fini. La brusca transizione dalla porzione basale grossolana all'arenaria fine sommitale, senza la presenza dell'arenaria media intermedia, evidenzia un processo di *bypass* delle popolazioni granulometriche più fini B, C e D. Pur essendo solitamente massiva, la facies F3 può presentare anche delle strutture tipo *cross-bedding*, ulteriore prova di rimaneggiamento dovuto allo sforzo al taglio generato dal processo di *bypass*.

Le facies F2 e F3 sono interpretate come i depositi relativi al corpo e alla testa del flusso denso conglomeratico. Questi flussi possono erodere il substrato deposizionale su cui si muovono e ciò è testimoniato dall'abbondanza di clasti pelitici presenti a diverse altezze all'interno del deposito.

La **facies F4**, presente nel *facies tract* di Mutti (1992), ma tolta da quello più recente del 2003, rappresenta il primo deposito di un flusso che si sarebbe trasformato in una corrente di torbida ad alta densità. Questa facies contiene al suo interno tappeti di trazione costituiti da ciottoli di piccole dimensioni.

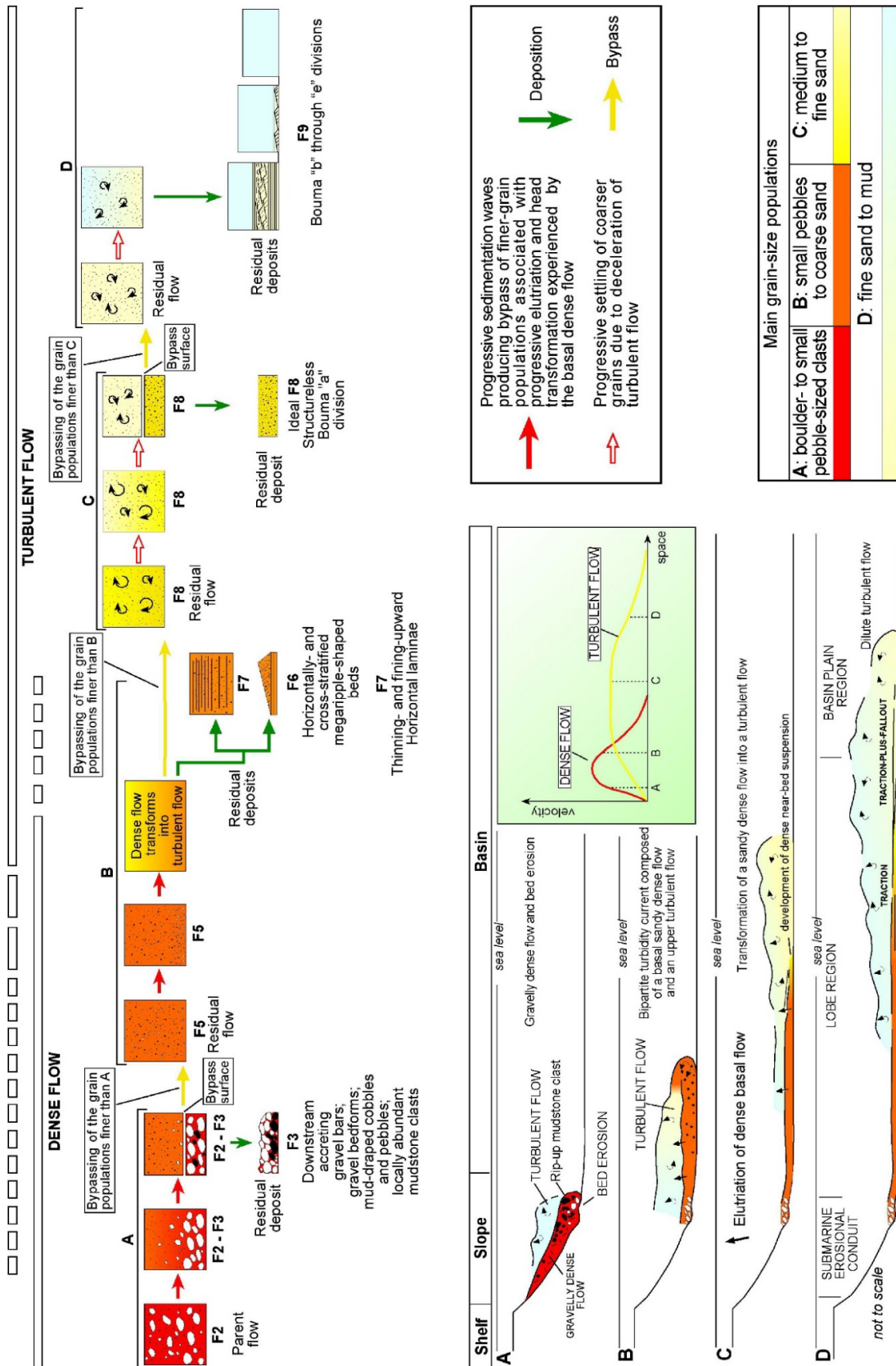


Figura 4.2.1: Facies tract ideale relativo all'evoluzione sottocorrente di un flusso torbiditico ad alta efficienza (Mutti et al., 2003)

La **facies F5** è invece rappresentata da arenarie grossolane o molto grossolane scarsamente classate che possono essere sia massive che leggermente gradate. Questa facies rappresenta il prodotto di una corrente di torbida ad elevata densità in grado di *bypassare* le zone canalizzate più prossimali dove idealmente si possono depositare le facies più grossolane che in questo schema sono rappresentate dalle facies F2 e F3. Spesso questa facies forma strati spessi e caratterizzati da un'elevata estensione laterale, tale da poter essere tracciati per molti chilometri nella direzione dell'evoluzione del flusso. Normalmente, inoltre, la facies F5 è associata a depositi con un rapporto arenaria/pelite piuttosto elevato. Le facies sono normalmente caratterizzate dall'abbondante presenza di clasti pelitici, suggerendo una significativa erosione del substrato da parte di questi flussi. Le frequenti strutture da sfuggita d'acqua sin e post-deposizionali inoltre indicano meccanismi di trasporto e deposizione che avvengono in condizioni di sovrappressione. (Mutti *et al.* 1992).

La **facies F6** è composta da arenaria grossolana e molto grossolana derivante essenzialmente dalla rielaborazione delle parti più distali delle facies F5 da parte del flusso turbolento che *bypassa*. Essa si presenta generalmente come una facies ben classata con laminazione obliqua (*cross-bedding*) e geometria a *megaripple*. La facies F6 quindi si delinea come la facies da *bypass* per eccellenza, spesso infatti è caratterizzata da un brusco passaggio verso l'alto a facies fini di tipo F9, questi ultimi depositi dalla porzione più diluita della corrente di torbida.

La **facies F7** è composta da arenarie grossolane con la presenza di sottili tappeti di trazione. Questa facies indica tassi di decelerazione minori rispetto a quelli indicati dalla facies F6. L'F7 registra la deposizione di quella parte del flusso conosciuta come "*near bed suspension*", termine coniato da Mutti *et al.* (2003) per indicare la zona ad alta densità del flusso che si sviluppa alla base del flusso turbolento, a causa della rapida sedimentazione delle arenarie grossolane e medie. Il flusso turbolento che *bypassa* la zona di deposizione degli F5 è infatti molto efficiente nel trasportare soprattutto la classe granulometrica D (da sabbia fine a fango). La facies F7 passa, mediante un aumento progressivo dei tassi di sedimentazione, alla facies F8, costituita prevalentemente da arenaria media massive e a granulometria media.

La **facies F8** corrisponde essenzialmente alla facies basale della sequenza di Bouma ( $T_a$ ) ed è quindi costituita da arenaria massiva a granulometria media depositata da un flusso turbolento all'interno del quale gli alti tassi di sedimentazione sopprimono qualsiasi forma di trazione e dunque lo sviluppo di lamine.

La **facies F9**, infine, è formata dai sedimenti più fini rappresentati dalla classe granulometrica D (da sabbia fine a fango) e rappresenta il prodotto della deposizione di una corrente di torbida diluita a bassa densità. Tale facies comprende le divisioni  $T_{b-e}$  di Bouma e mostra internamente la presenza di lamianzioni piano-parallele e incrociate che registrano processi di trazione e trazione e decantazione. La parte sommitale pelitica si deposita essenzialmente per decantazione.

#### 4.3 Meccanismi di innesco

Molti Autori a partire dagli anni '60 si sono interrogati sui meccanismi di innesco delle correnti di torbida, tra i quali Dott (1963), Mutti & Ricci Lucchi (1972), Walker (1978), Mutti & Normark (1987, 1991); Pickering *et al.* (1989), Normark & Piper (1991), Kneller (1995), Piper & Normark (2001) e Mutti *et al.* (1996, 1999, 2009). In generale i meccanismi di innesco delle correnti di torbida possono essere: 1) le tempeste, 2) frane sottomarine e *slump* legati a terremoti o ad alti tassi di sedimentazione che si possono verificare lungo i margini continentali e 3) flussi iperpicnali legati a sistemi fluvio-deltizi dominati da piene fluviali. Riguardo a quest'ultimo caso, Mutti *et al.* (1996, 1999), sostengono che le correnti di torbida possono derivare direttamente dall'evoluzione sottocorrente dei flussi iperpicnali oppure dagli sftamenti che possono interessare i depositi di barra di foce al momento dell'entrata in mare di piene fluviali e relativi flussi iperpicnali, come dimostrato dagli studi di Milliman & Syvitski (1992) e Mulder & Syvitski (1995) effettuati su sistemi fluviali attuali.

Nei modelli di stratigrafia sequenziale proposti da Van Wagoner *et al.* (1988) e Posamentier *et al.* (1988) i sistemi torbiditici sono collocati alla base delle sequenze deposizionali e costituiscono il cosiddetto *basin floor fan*. La genesi di questi sistemi di conoide e sarebbe essenzialmente relazionata ad un brusco abbassamento del livello marino al di sotto del margine di piattaforma. Ciononostante, recenti studi di terreno condotti su bacini collisionali collocano i sistemi torbiditici alla base degli allogruppi le cui *unconformity* che ne delimitano base e tetto sono riconducibili ad un controllo tettonico, e quindi ad una ciclicità del III ordine. Questo fatto suggerisce come la genesi dei depositi torbiditici, in bacini collisionali, siano relazionate ad abbassamenti relativi del livello del mare dominati dalla tettonica, che controllerebbe sia le variazioni morfologiche del bacino a mare, sia la produzione di sedimenti a terra.

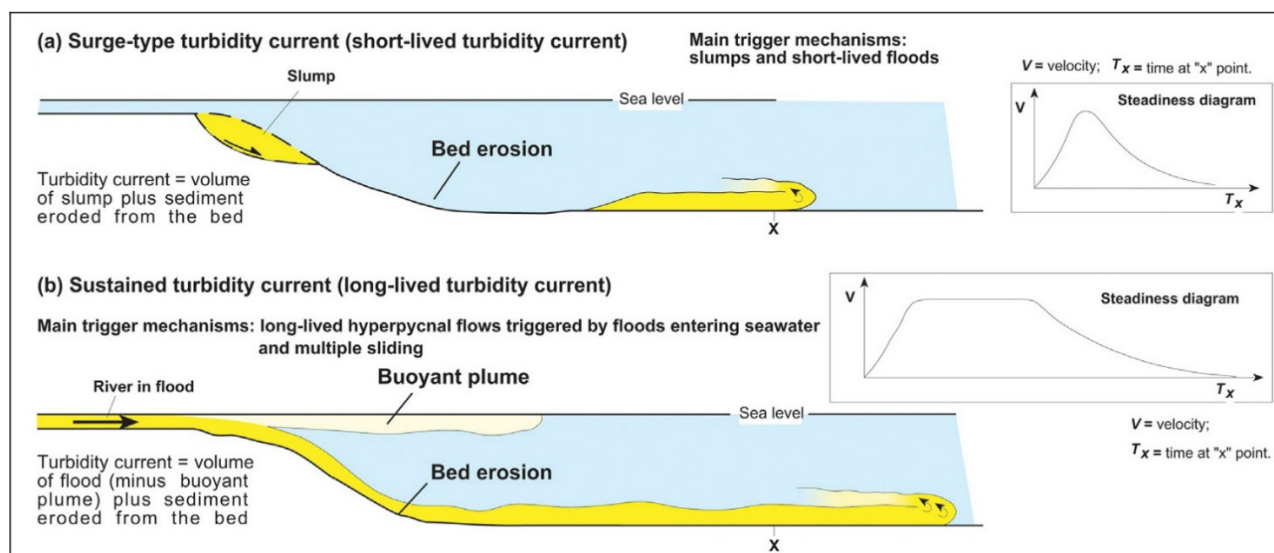


Figura 4.3.1: Principali meccanismi di innesco delle correnti di torbida: a) correnti di torbida di breve durata innescate da movimenti franosi sottomarini e b) correnti di torbida di lunga durata innescate da flussi iperpicnali causati da piene fluviali che entrano in mare (da Mutti et al. 1999).

#### 4.4 Efficienza del flusso

Il grado di efficienza del flusso è un fattore di controllo fondamentale nella distribuzione delle facies e all'interno di un sistema torbiditico. Per efficienza di una corrente di torbida si intende la capacità del flusso di trasportare il proprio carico sedimentario il più lontano possibile e di segregarlo in facies distinte, ognuna delle quali è caratterizzata da ben precise strutture e da ben determinate classi granulometriche (Mutti, 1979; Mutti et al. 1999). Dall'efficienza del flusso dipendono le caratteristiche del *facies tract*, le cui tipologie variano in funzione dell'efficienza delle correnti di torbida stesse, come discusso in molte pubblicazioni tra le quali Mutti (1979), Mutti & Johns (1978), Pickering *et al.* (1989), Mutti *et al.* (1994, 1999, 2003), Richard *et al.* (1998). L'efficienza del flusso è principalmente influenzata da due fattori: la quantità di materiale fine trasportata dal flusso e dalla capacità della porzione basale di quest'ultimo di trasformarsi alla testa e di trasferire le varie popolazioni granulometriche nel flusso turbolento sovrastante. Il processo di trasformazione alla testa avviene a causa dell'interazione tra il flusso e il fluido entro il quale scorre (Mutti *et al.* 1999, 2003; Tinterri *et al.* 2003; Mohrig & Marr, 2003).

Nel lavoro di Mutti *et al.* (1999, 2003) vengono distinti tre tipi (Fig.4.4.1): flussi ad alta efficienza, flussi efficienti e flussi poco efficienti. In base all'efficienza dei flussi, possono essere individuati tre

distinti *facies tract*, i quali presentano un grado di segregazione delle classi granulometriche tanto più elevato quanto è alta l'efficienza del flusso. Flussi ad elevata efficienza hanno infatti la capacità di trasformarsi e di segregare il materiale in essi trasportato dando vita a *facies tract* caratterizzati da un maggior numero di facies rispetto a quelli generati da flussi a bassa efficienza.

Essendo le correnti di torbida dei flussi bipartiti, costituiti da una parte basale densa e una parte turbolenta sommitale, anche l'efficienza del flusso deve essere considerata separatamente per le due componenti del flusso. L'efficienza del flusso basale denso granulare dipende dal grado di coesione e sovrappressione dei fluidi nei pori (vedasi Mutti et al. 1999 e il concetto di coerenza del flusso di Marr et al. 2001). Nel flusso diluito turbolento invece l'efficienza è relativa all'energia turbolenta del flusso stesso e alla quantità di materiale fine presente (popolazioni granulometriche C e D) che derivano, tramite un processo di elutriazione, dal flusso granulare denso basale e dell'erosione che avviene nella zona di testa.

Nei flussi ad alta efficienza le popolazioni granulometriche grossolane vengono completamente segregate all'interno delle facies F3 ed F5, mentre i sedimenti più fini sono trasportati principalmente in sospensione all'interno del flusso turbolento e depositati ad elevate distanze rispetto alla facies più prossimali, andando a costituire facies F8 ed F9.

In presenza di flussi ad efficienza intermedia invece i sedimenti più grossolani (popolazione granulometrica A) vengono segregati all'interno della facies F3, mentre i sedimenti appartenenti alla popolazione granulometrica B vanno a costituire depositi mal classati in facies F5. Una parte di questi sedimenti può essere rielaborata dal flusso turbolento sommitale, dando così origine a depositi di tipo F6, caratterizzati da strutture a *megaripple* e laminazione obliqua.

I flussi a bassa efficienza infine sono in grado di generare *facies tract* dominati solamente dalla facies più grossolane (F2, F3 ed F5), questo perché il flusso, poco efficiente, riesce a trasformarsi e ad originare un flusso turbolento sommitale di dimensioni apprezzabili. Per questo motivo i depositi relativi a flussi poco efficienti sono mal classati ed arealmente molto limitati. Le facies più distali sono di tipo F9b (sensu Mutti 1992), tipologia di F9 mal sviluppata a causa della mancata incorporazione di materiale fine proveniente dal flusso denso basale, poco energetico e quindi incapace di erodere sedimenti fini dal substrato. Mutti *et al.* (2003) ritengono possibile che i flussi a bassa efficienza siano originati da franamenti sottomarini di piccole dimensioni o da flussi iperpicniali poco efficienti.

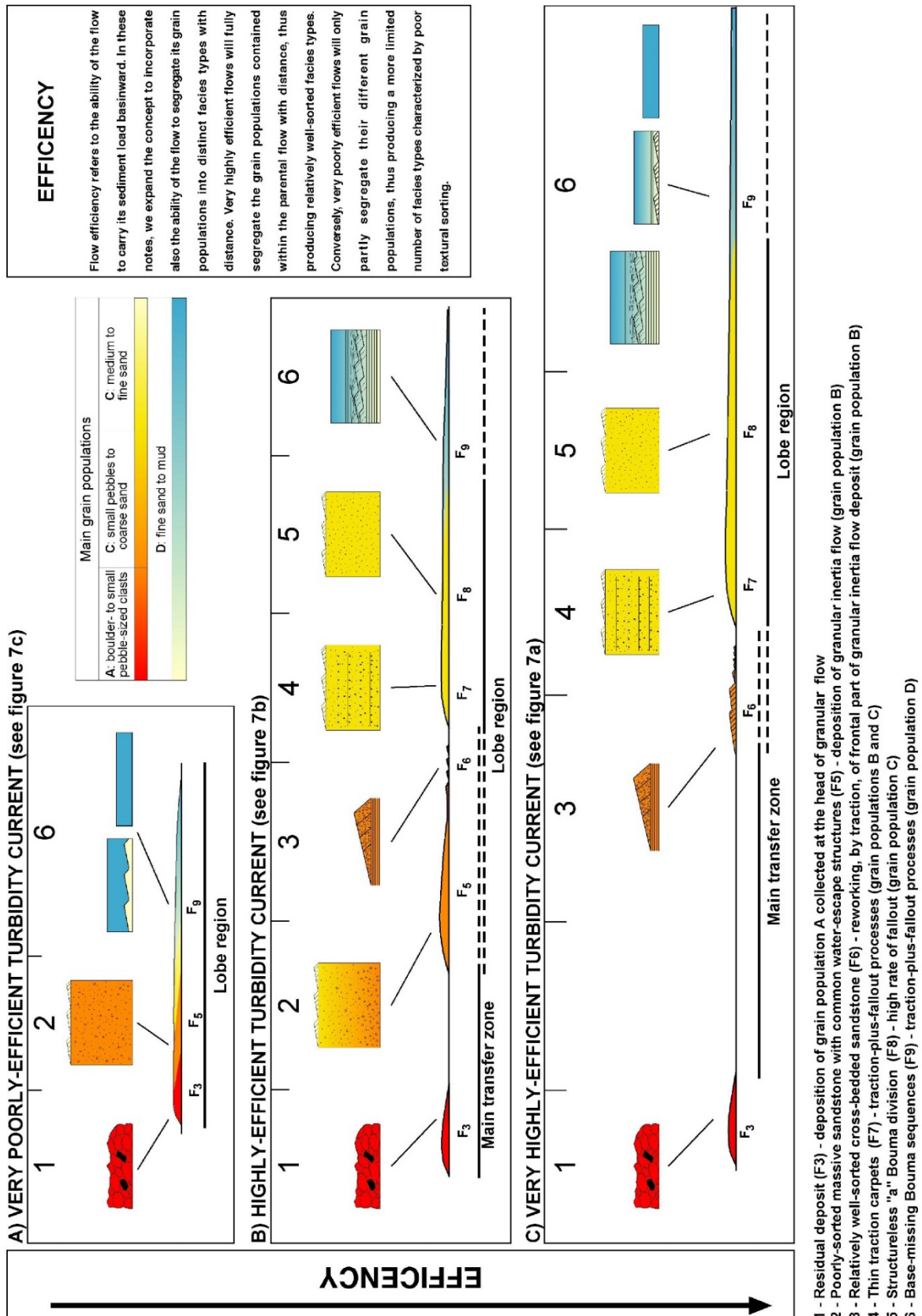


Figura 4.4.1: Tipologie di facies tract in funzione del grado di efficienza del flusso (Mutti et al., 1999)

#### 4.5 Gli elementi deposizionali dei sistemi torbiditici

Contemporaneamente all'evoluzione degli schemi di facies, a partire dagli anni '60 si svilupparono anche i primi modelli dei sistemi deposizionali torbiditici. Normark (1970) studiando i depositi del *borderland* californiano, Mutti & Ricci Lucchi (1972) e Mutti & Ghibaudo (1972) studiando i sedimenti fossili delle catene collisionali appenniniche e pirenaiche, introdussero i primi modelli di conoide di sottomarina. In particolare, Mutti & Ghibaudo presentarono un modello di conoide basato sulle similitudini tra queste e i sistemi fluvio-deltizi paragonando depositi di canali e lobi dei due sistemi in esame. Gli Autori inoltre spiegarono i *trend* di riempimento dei canali, caratterizzati da sequenze di tipo *thinning* e *fining upward* e quelle dei lobi che mostrano invece sequenze di *thickening* e *coarsening upward*.

Durante le conferenze COMFAN I (1982) e COMFAN II (1988) venne ufficialmente introdotto il concetto di sistema torbiditico, applicabile sia a sistemi fossili che a quelli attuali, e che costituisce la base per la comprensione delle varie tipologie di sistemi deposizionali.

Da questo momento in poi gli sforzi della ricerca vennero concentrati nel riconoscimento gerarchico delle varie Unità stratigrafico-deposizionali (Mutti & Normark, 1987 e 1991), potendo così riconoscere: a) facies, b) associazione di facies, c) elementi deposizionali e d) sistemi deposizionali (Mutti & Normark, 1987, 1991).

Su queste basi gli elementi deposizionali (Mutti & Normark, 1987, 1991; Mutti *et al.*, 1999, 2003, 2009; Normark *et al.*, 1993; Piper & Normark, 2001) che rappresentano i tasselli costituenti un sistema torbiditico sono: 1) aree caratterizzate da grandi erosioni sottomarine a grande scala, 2) i canali, 3) settori di *overbank*, 4) zone di transizione canale-lobo, 5) i lobi e 6) lapiana bacinale (*basin plain*).

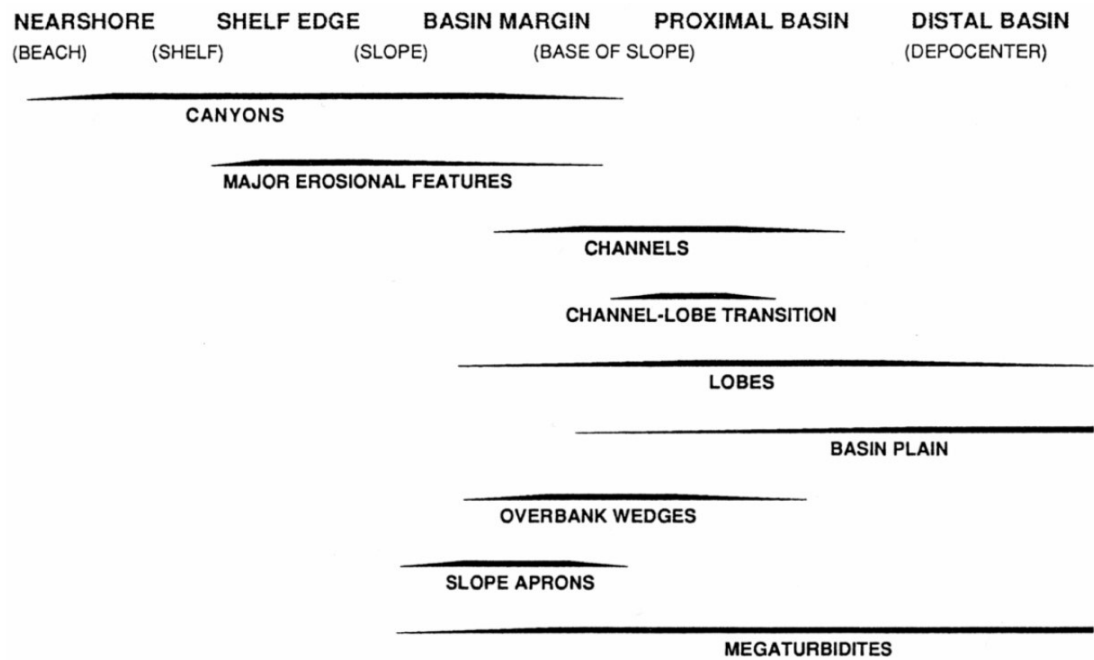


Figura 4.5.1: Elementi deposizionali di un sistema torbiditico (da Mutti et al. 1999; Mutti et al. 2009)

Recentemente Mutti *et al.* (2009) hanno suggerito che i depositi caotici e le megatorbiditi possono essere considerate parte degli elementi deposizionali dei sistemi torbiditici, dal momento che possono rappresentare porzioni volumetriche importanti di questi sistemi.

Un sistema torbiditico, in ogni caso, può essere considerato simile ad un sistema fluviale nel senso di Schumm (1981), essendo entrambi caratterizzati da una zona di alimentazione, una di trasferimento e una di deposizione (Mutti *et al.* 1999).

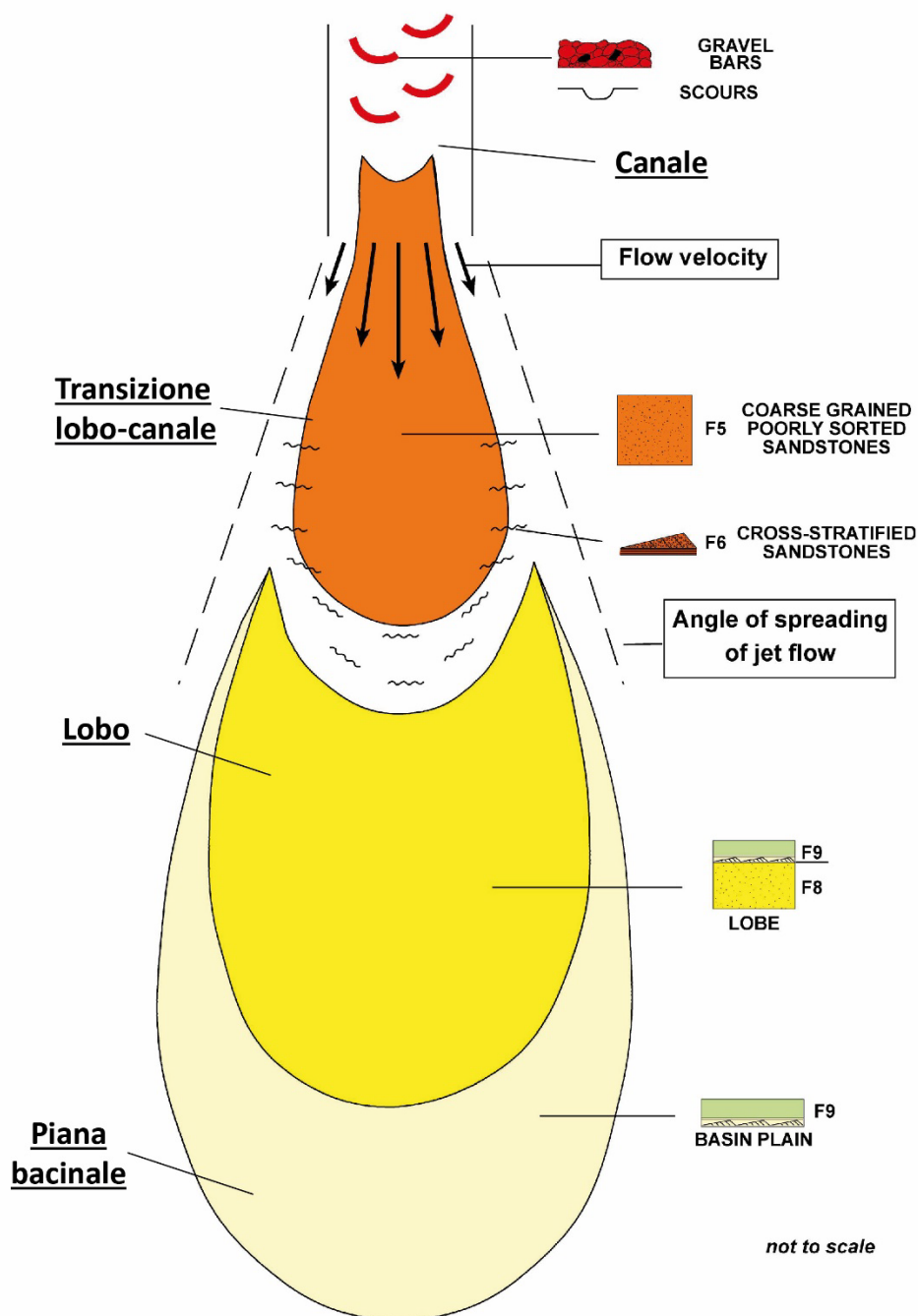


Figura 4.5.2: Vista in pianta dei principali elementi deposizionali di un sistema torbiditico (Mutti et al. 1999)

#### 4.6 Lobi torbiditici

Trattandosi dell'ambiente deposizionale entro il quale si sviluppa l'argomento trattato in questa tesi di dottorato, verranno qui di seguito descritti i lobi torbiditici. Per più approfondite disamine riguardo gli altri ambienti deposizionali dei sistemi torbiditici si rimanda ai lavori di Mutti *et al.* (1999) e Mutti *et al.* (2003)

I lobi rappresentano la principale zona deposizionale dei sistemi torbiditici (Mutti & Normark, 1987, 1991) e sono di fondamentale importanza non solo da un punto di vista puramente scientifico, ma anche da un punto di vista esplorativo. Questi depositi infatti costituiscono eccellenti *reservoir*, essendo costituiti perlopiù da pacchi di strati arenacei di spessore metrico o decametrico, spesso amalgamati tra loro, separati da depositi fini prevalentemente pelitici che invece costituiscono un eccellente *seal* per eventuali idrocarburi. Il termine lobo è stato introdotto da Normark (1970) e successivamente ripreso da Mutti & Ricci Lucchi (1972, 1975), Mutti & Ghibaudo (1972), Mutti (1977, 1985). Successivamente gli studi sui lobi torbiditici si sono arricchiti grazie a lavori basati sulla sismica e sui dati batimetrici (vedasi ad esempio Gervais *et al.* 2006; Deptuk *et al.* 2008), sui modelli sperimentali e numerici (vedasi ad esempio Parsons *et al.* 2002; Hoyal and Sheets, 2009; Hamilton *et al.* 2015) e dati di terreno (vedasi ad esempio Cornamusini, 2004; Hodgson *et al.* 2006; Prelat *et al.* 2009, 2010; Prelat & Hodgson, 2013; MacDonald *et al.* 2011; Grundvag *et al.* 2014; Terlaky & Arnott, 2014; Marini *et al.* 2015; Postma & Klerverlaan, 2018; Piazza & Tinterri, 2020). La dinamica deposizionale dei lobi torbiditici rimane però ancora da comprendere appieno, principalmente a causa delle complesse interazioni tra fattori di controllo autociclico e allociclico.

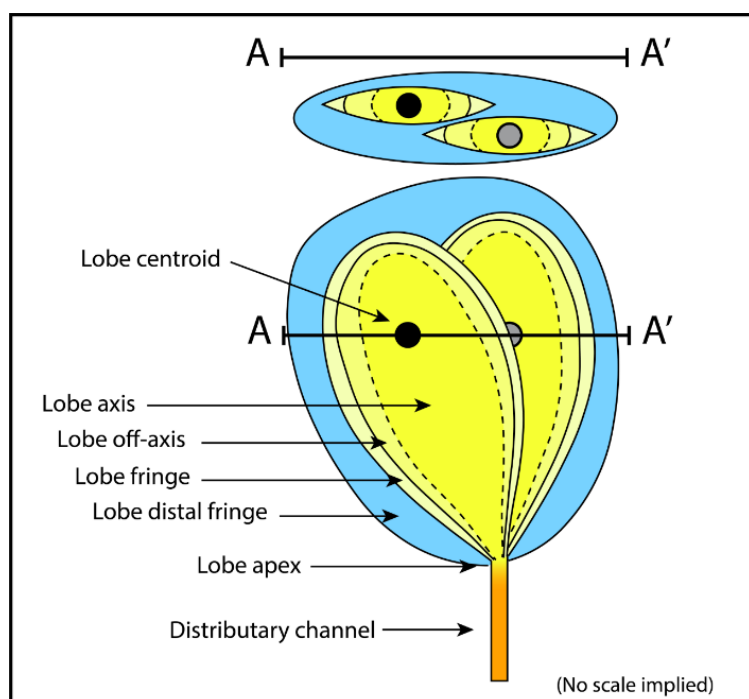


Figura 4.6.1: Vista planimetrica e sezione trasversale di due lobi. Nell'immagine è anche presente la nomenclatura utilizzata per descrivere i diversi componenti e ambienti interni ai lobi (da Prelat *et al.*, 2009)

Da un punto di vista morfologico, i lobi sono caratterizzati da una geometria leggermente convessa, più piatta nella parte centrale, in corrispondenza del centroide del lobo stesso (Mutti & Sonnino, 1981; Prelat *et al.* 2009, Fig. 4.6.1). Le caratteristiche dei lobi cambiano anche in base al

confinamento morfologico entro il quale i lobi si depositano, più il confinamento è elevato e più il rapporto lunghezza/larghezza tenderà a 1 (Jegou, 2008; vedasi anche Piazza & Tinterri, 2019, 2020).

Prelat *et al.* (2009), basandosi su lavori svolti nel bacino di Karoo (Sud Africa) hanno proposto una terminologia per definire la gerarchia delle varie unità deposizionali che possono caratterizzare i depositi di lobo. Alla più piccola scala si ritrova chiaramente lo strato, che rappresenta il singolo evento deposizionale. Uno o più strati possono formare un elemento di lobo, questi ultimi sono separati tra loro da sottili spessori di sedimento molto fine pelitico/siltoso. La sovrimposizione di più elementi di lobo genera un lobo in senso stretto, che può raggiungere spessori anche decametrici e una maggiore continuità laterale rispetto agli elementi di lobo o ai singoli strati. I lobi sono separati tra loro da depositi fini di interlobo, principalmente costituiti da pelite e silt con intercalazioni di sottili strati arenacei. L'elemento deposizionale a scala più grande è infine il complesso di lobo, formato dall'impilamento di più lobi (Fig. 4.6.2). I complessi di lobi sono delimitati da spessori molto consistenti di sedimento fine, nell'ordine delle decine di metri, i quali registrano molto probabilmente fasi di disattivazioni temporanee del sistema torbiditico.

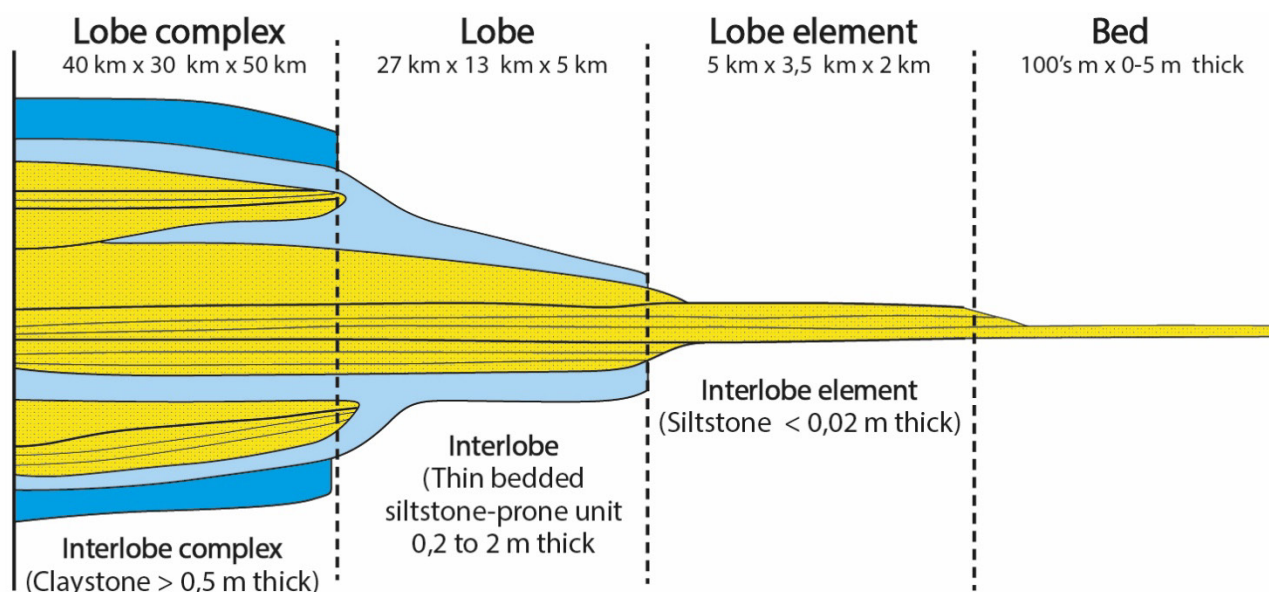


Figura 4.6.2: Schema che mostra l'organizzazione gerarchica dei lobi torbiditici come proposto (da Prelat *et al.*, 2009)

All'interno dei lobi inoltre Prelat *et al.* (2009) hanno identificato quattro subambienti, basandosi principalmente sul grado di amalgamazione e sulle litofacies presenti: *axis*, *off-axis*, *fringe* e *distal fringe*. L'*axis*, o asse di lobo, è contraddistinto da strati a granulometria media e grossolana che mostrano tassi di amalgamazione molto elevati, come dimostrato dal rapporto arenaria/pelite che

raggiunge valori superiori all'80%. Più lontano dell'asse del lobo, nella zona dell'*off-axis* si incontrano tassi di amalgamazione e rapporti arenaria/pelite inferiori, quest'ultimi con un valore che solitamente si attesta tra il 60 e l'80%. Nella zona della frangia di lobo (*lobe fringe*), invece, sono presenti strati sottili di arenaria media e fine con frequenti strutture da trazione e decantazione con un rapporto arenaria/pelite che oscilla tra 40 e 60%. Infine, nella zona più distale della frangia di lobo (*lobe distal fringe*), si riscontra la presenza di strati molto sottili di arenaria molto fine con strutture trattive e con un rapporto arenaria/pelite al di sotto del 40%.

Nei lavori di Mutti & Ricci Lucchi (1972), Mutti & Ghibaudo (1972), Ricci Lucchi (1975) Mutti (1977) e Ghibaudo (1980), i depositi di lobo vengono ritenuti descritti con un trend generale di tipo *thickening* e *coarsening-upward* (Fig. 4.6.3), che viene interpretato come il prodotto della progradazione dei lobi verso la zona più depocentrale del bacino (Fig. 4.6.3) (vedasi anche MacDonald et al. 2011). Tale progradazione, pur essendo un processo riscontrabile, può essere indotto da diversi fattori, sia da quelli autociclici, sia da quelli autociclici (vedi per esempio Cornamusini, 2004, Marini et al., 2015).

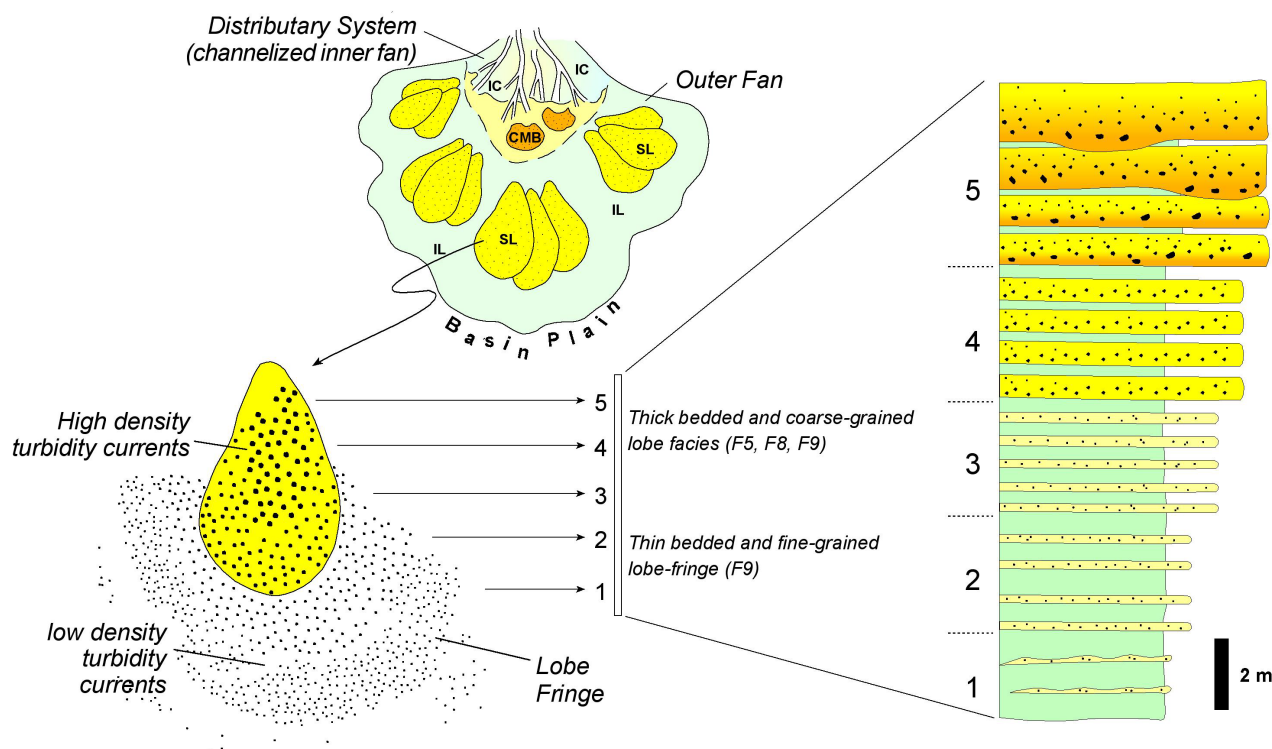


Figura 4.6.3: Trend di thickening e coarsening-upward che caratterizza i lobi durante la fase di progradazione (da Mutti, 1977)

Lavori più recenti, come quelli di Prelat *et al.* (2009), Groenenberg *et al.* (2010) e Prelat & Hodgson (2013) (Fig. 4.6.5) mettono in evidenza come i lobi possono essere caratterizzati da vari tipi di *stacking patterns*, sia alla scala del lobo, sia alla scala del pacco di strati e quindi del *lobe element*, la cui genesi è legata alle modalità di divagazione laterale dei lobi (Fig. 4.6.4 e 4.6.5). In questo senso, risulta pionieristico il lavoro di Mutti & Sonnino (1981) nel quale viene messo in evidenza come all'interno dei lobi, alla scala del pacco di strati, siano presenti cicli metri *thickening-upward* legati a fenomeni di compensazione a piccola scala (Fig.4.6.4).

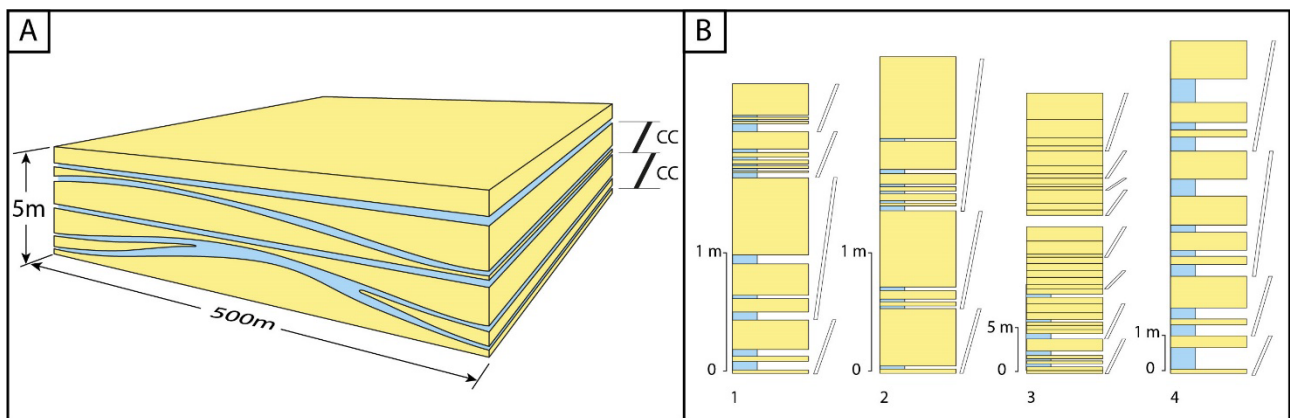


Figura 3.6.4: A) Schema che mostra i cicli di compensazione alla scala del lobe element (CC) e B) stacking pattern dei cicli di compensazione (da Mutti & Sonnino, 1981)

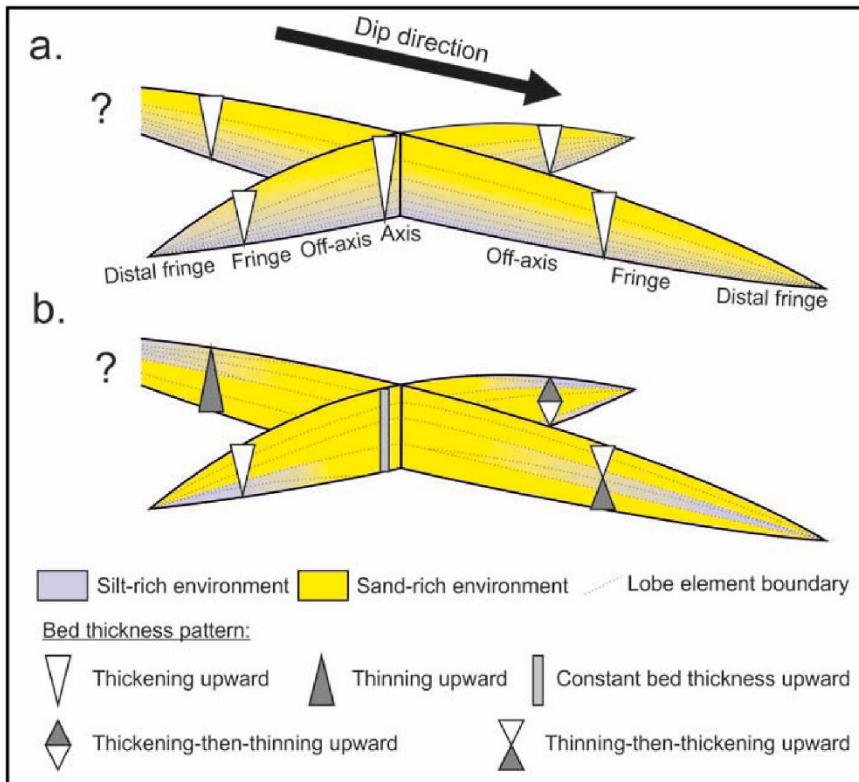


Figura 4.6.5: Schema che mostra l'interno di un singolo lobo: a) trend thickening-upward prodotto dalla progradazione di tutto il lobo; b) variazioni di spessori degli strati interni al lobo sono controllati dallo stacking pattern degli elementi di lobo (da Prelat & Hodgson, 2013).

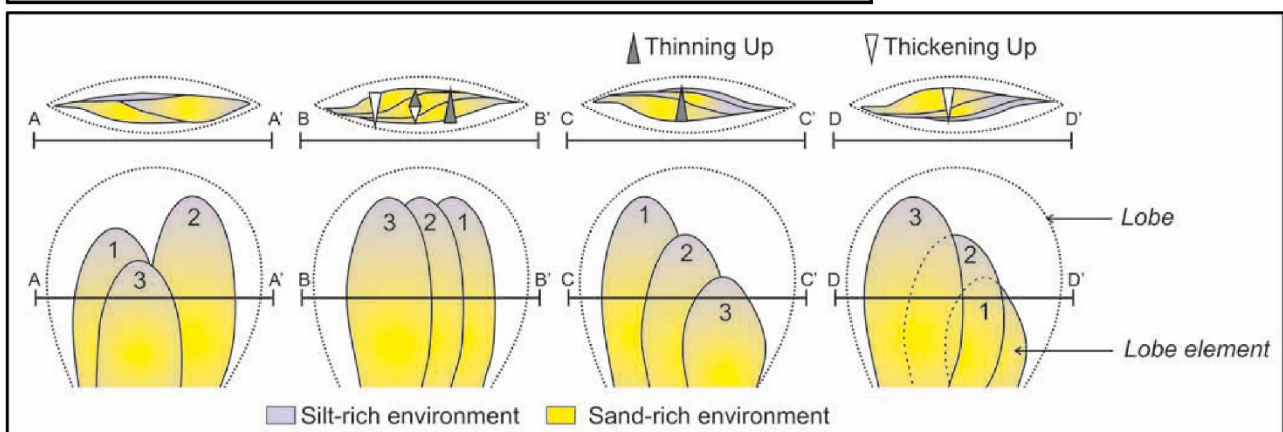


Figura 4.6.5: Schema che mostra i possibili stili di impilamento degli strati e degli elementi di lobo all'interno dei lobi. I triangoli indicano le variazioni di spessore degli strati in un punto del lobo (da Prelat & Hodgson, 2013).

Analizzando una porzione stratigrafica del Macigno, Piazza & Tinterri (2020), basandosi anche sui lavori sopra citati, mettono in evidenza come le sequenze di facies dei lobi possano essere legate a diversi stadi evolutivi. Una prima fase è quella di costruzione del lobo, durante la quale si possono deporre strati molto spessi di arenaria media e grossolana caratterizzati da frequenti amalgamazioni. Una seconda fase di impatto e brusche decelerazioni dei flussi contro la morfologia creata dal lobo stesso, caratterizzata dalla presenza di strutture da *bypass* come le facies F6 e F7 (nel senso di Mutti *et al.*, 2003). L'ultima associazione di facies registra infine la fase di abbandono del lobo ed è dominata dalla deposizione di strati sottili di arenaria fine formati dai flussi turbolenti che

caratterizzano i depositi di interlobo. Questo studio, quindi, mette in evidenza come i lobi possano essere caratterizzati da complessi fenomeni di divagazione laterale della zona deposizionale come messo in evidenza recentemente da molti lavori come quelli di Prelat *et al.* (2009), McDonald *et al.* (2011), Grundvag *et al.* (2014), Marini *et al.* (2015) e Postma & Kleverlaan (2018). Tutti questi lavori mettono in evidenza come le ciclicità a varie scale dei lobi possono discostarsi molto dai trend *thickening* e *coarsening upward* come messo in evidenza originariamente da Mutti e Ricci Lucchi (1972, 1975).

I lobi torbiditici si configurano quindi come un ambiente deposizionale che necessita ancora di molto studio proprio a causa di queste complesse geometrie che spesso rendono difficoltosa la correlazione su lunghe distanze. Nei lobi, infatti, si assiste a complessi fenomeni di interazione tra i flussi con le morfologie create dai lobi stessi e una attenta analisi dei depositi fini di interlobo è fondamentale per distinguere fattori di controllo allociclici, dovuti quindi a disattivazioni del sistema, da fattori di controllo autociclici (Fig. 4.6.6) (vedasi fenomeni di compensazione di Mutti & Sonnino, 1981).

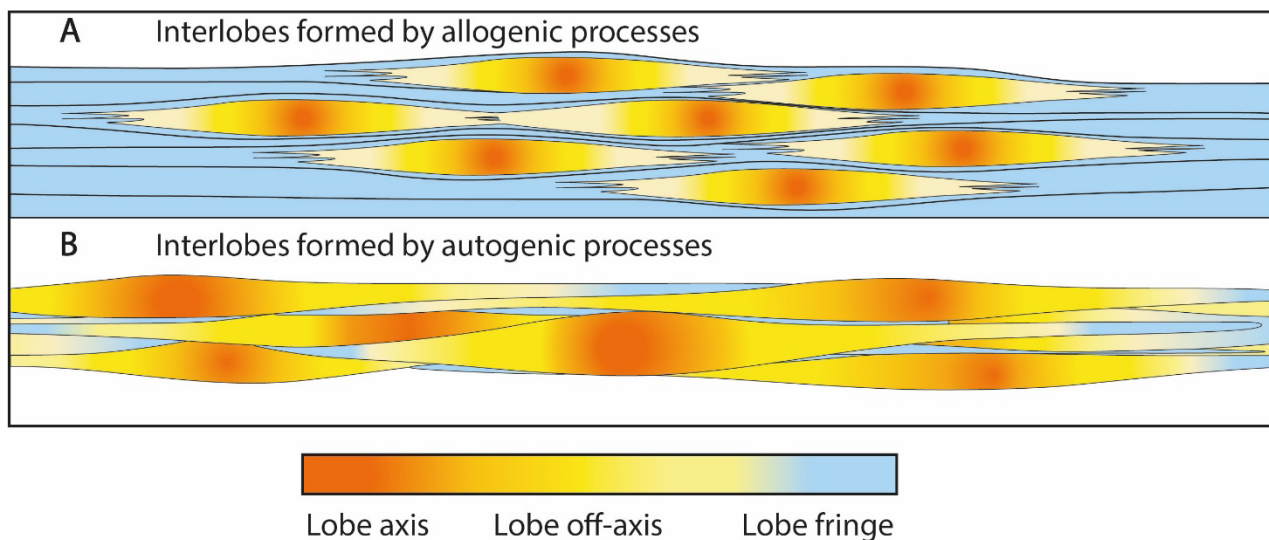


Figura 4.6.6: Schema che mostra le principali differenze tra le unità a granulometria fine formate da processi allogenici e autogenici. A) Se formate da processi allogenici, le unità fini rappresentano periodi di disattivazione del sistema e conseguente scarso apporto di sedimenti; B) Se invece formate da processi autogenici, tali unità fini rappresentano la parte più distale delle frange di lobo (da Prelat *et al.*, 2009)

#### 4.7 Il controllo topografico nelle correnti di torbida

La configurazione geomorfologica e tettonica del bacino esercita un'influenza significativa sulla tipologia e sulla distribuzione delle facies, portando anche a modifiche considerevoli del *facies tract* ideale descritto da Mutti *et. al* (2003). L'influenza della tettonica sulla sedimentazione è stata ampiamente discussa in numerosi studi, i quali hanno evidenziato come la topografia del bacino è in grado di produrre vistosi effetti sulla tipologia degli strati e delle facies che vengono deposte. (Rupke, 1976; De Jager, 1979; Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1986; Marjanac, 1990; Pickering & Hiscott, 1985; Remacha *et al.*, 1998 e 2005; Remacha & Fernandez, 2003; Kneller, 1995; Edwards *et al.*, 1994; Haughton, 1994; Kneller & McCaffrey, 1999; Mutti *et al.*, 2003; Lucente, 2004; Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010; Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2001, Tinterri & Tagliaferri, 2015; Tinterri *et al.* 2016, 2020, 2022).

I principali effetti legati alla morfologia del bacino sono:

- a) Numerose variazioni nella direzione e verso delle paleocorrenti riscontrabili all'interno di uno stesso strato (fenomeni di riflessione, deflessione e *ponding*)
- b) Presenza di particolari tipologie di strati (es. strati a *slurry* e strati a *sandwich*), non codificati nel *facies tract* ideale di una corrente di torbida di Mutti *et al.* (2003)
- c) Presenza di associazioni di facies (tipi di strato) che indicano un controllo topografico nella dinamica dei flussi torbiditici (vedasi tipi di strati di Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010).

Di seguito viene riportata una breve descrizione di questi tre casi:

##### **a) Fenomeni di riflessione, deflessione e *ponding***

I fenomeni di riflessione di una corrente di torbida vennero descritti in laboratorio soprattutto da Kneller (1995) e Patacci *et al.* (2015) mentre sul terreno da Pickering & Hiscott (1985), Remacha *et al.* (2005) e più recentemente da Tinterri *et al.* (2016, 2022). Il lavoro di Pickering & Hiscott (1985), riprendendo il concetto di *ponded basin* di Van Andel & Komar (1969), propose un modello deposizionale innovativo per gli strati deposti all'interno di bacini confinati (Fig. 4.7.1). Questi Autori osservarono all'interno di uno stesso strato, differenti direzioni delle paleocorrenti, oltre ad uno spessore anomalo che caratterizza la porzione pelitica sommitale. Pickering & Hiscott (1985) associarono l'alternanza delle paleocorrenti con fenomeni di *ponding*, ossia di continuo rimbalzo, nelle diverse direzioni, della parte turbolenta del flusso all'interno di un bacino confinato. Questo

fenomeno porta alla formazione di quello che viene definito un *contained reflected bed* (strato contenuto e riflesso), vale a dire uno strato il cui spessore solitamente molto elevato è dovuto all'impossibilità da parte del flusso di ridistribuire il proprio carico sedimentario all'interno di un'area più estesa. Lo spessore anomalo della pelite sommitale e continui cambi di paleocorrenti nelle strutture all'interno della porzione arenacea, sono tra le caratteristiche più diagnostiche dei fenomeni di *ponding*.

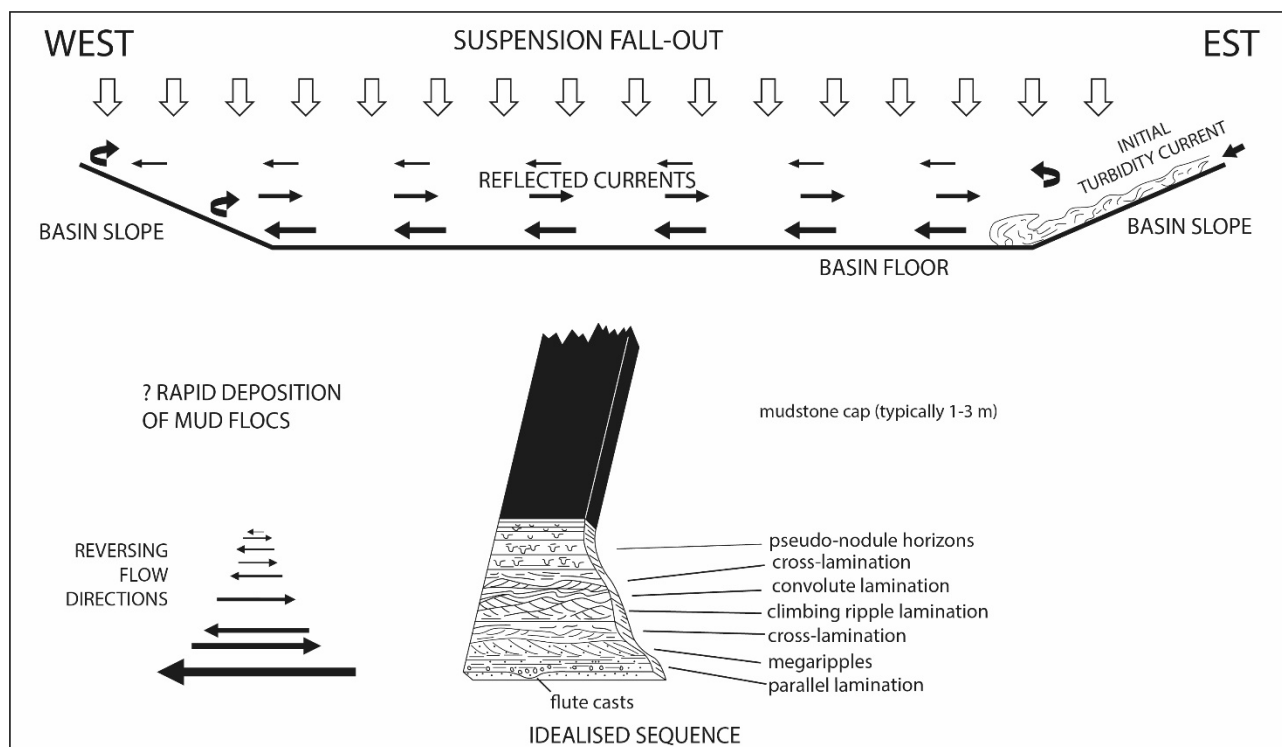


Figura 4.7.1: Modello deposizionale e sequenza di facies ideale di uno strato legato a fenomeni di *ponding* (da Pickering & Hiscott, 1985), Questi strati sono prodotti dalle riflessioni multiple del flusso contro i margini del bacino.

Il processo del *ponding* risulta generalmente ben sviluppato nelle porzioni più distali (*basin plain*) dei sistemi torbiditici (Remacha *et al.*, 2005), sebbene processi di questo tipo siano stati descritti anche in bacini con elevato grado di confinamento connesso all'assetto tettonico (vedasi Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011), nel caso in cui siano presenti condizioni di elevato confinamento tettonico. In particolare, Remacha *et al.* (2005) propongono uno schema di facies per strati da *ponding* depositi in *basin plain* costituito da due sequenze di facies, basate sull'osservazione di terreno e sull'aspetto ideale di questi strati (Fig.4.7.2). Secondo quest'interpretazione gli strati sarebbero originariamente formati da una parte arenacea basale relativamente spessa deposta da un flusso primario, che passa a depositi pelitici attraverso una zona intermedia formata da *laminaset* sottili di arenaria fine che

sarebbero legati ai fenomeni di *ponding*. Sul terreno però questi strati mostrano caratteristiche generalmente diverse; le porzioni intermedie e superiori sono spesso si presentano come un'arenaria fine e siltosa fangosa mal classata al cui interno è possibile riconoscere piccoli pseudonoduli e microframmenti di clasti pelitici piegati. Pickering & Hiscott (1985) interpretarono questi pseudonoduli come legati a fenomeni di fluidificazione associati al *cyclic wave loading* dovuto al processo di *ponding*.

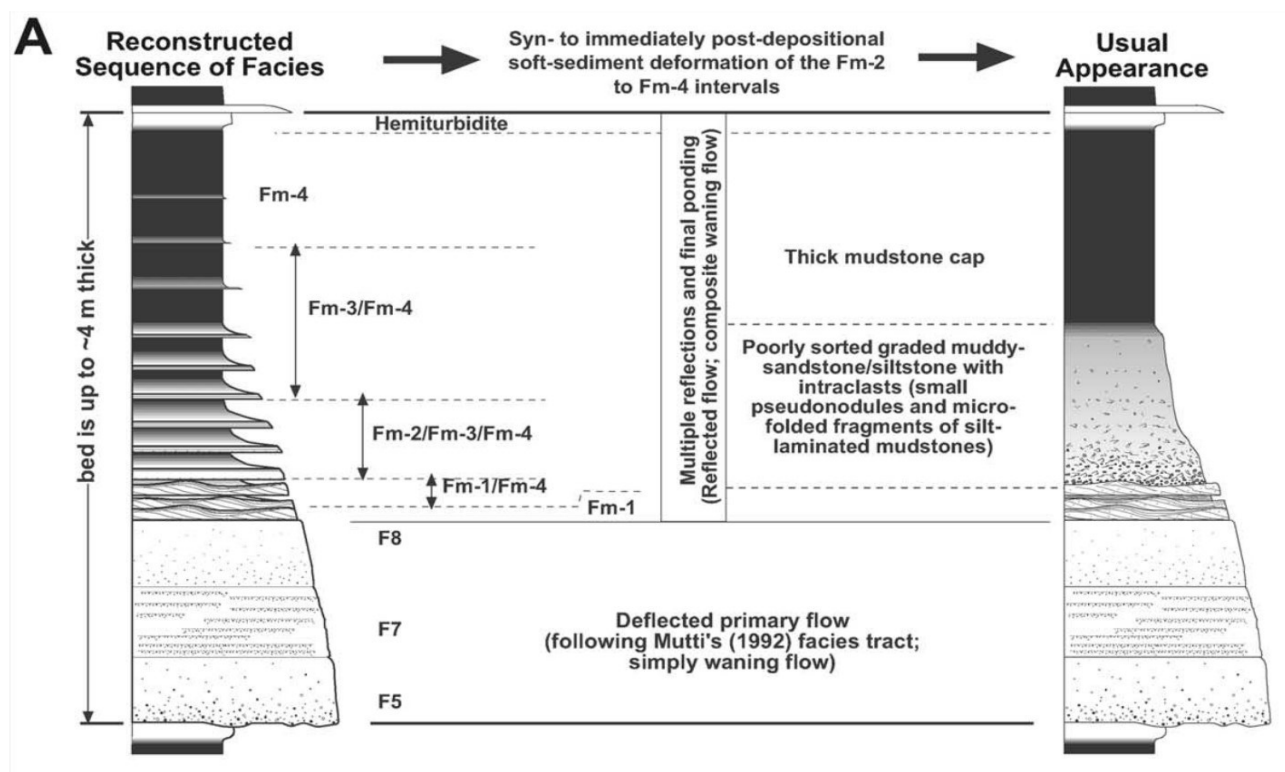


Figura 4.7.2: Sulla sinistra è mostrata la sequenza di facies ideale all'interno di uno strato soggetto a fenomeni di *ponding*, mentre sulla destra è mostrato l'aspetto con cui questi strati si mostrano solitamente. I sottili laminaset di arenaria fine, infatti, normalmente non sono visibili, e al loro posto si osserva una facies di materiale siltoso con un aspetto simile a quello degli slurry (Remacha, 2005).

Il processo di *ponding*, inteso come la continua riflessione del flusso in più direzioni all'interno di un bacino confinato su più lati, è la situazione più estrema a cui un flusso turbolento può andare incontro. In casi meno estremi, il flusso può essere soggetto ad una sola riflessione laterale (deflessione) prodotta, ad esempio, da una struttura tettonica positiva che controlla un margine del bacino (Tinterri et al. 2016, 2017). Gli strati depositi da flussi che hanno subito processi di deflessioni presentano spessori più normali rispetto agli strati da *ponding*, ma le strutture sedimentarie, sviluppate soprattutto nella facies F9, risultano sempre deviate rispetto alla principale direzione e verso delle paleocorrenti. Questa deviazione nelle paleocorrenti mette in evidenza la presenza di

allineamenti tettonici e rilievi morfologici. In alcuni casi la sovrapposizione di diversi fenomeni di riflessione può portare allo sviluppo di onde interne che interagiscono con il flusso turbolento generando un flusso combinato (componente unidirezionale + componente oscillatoria) che è alla base (Fig. 4.7.3).

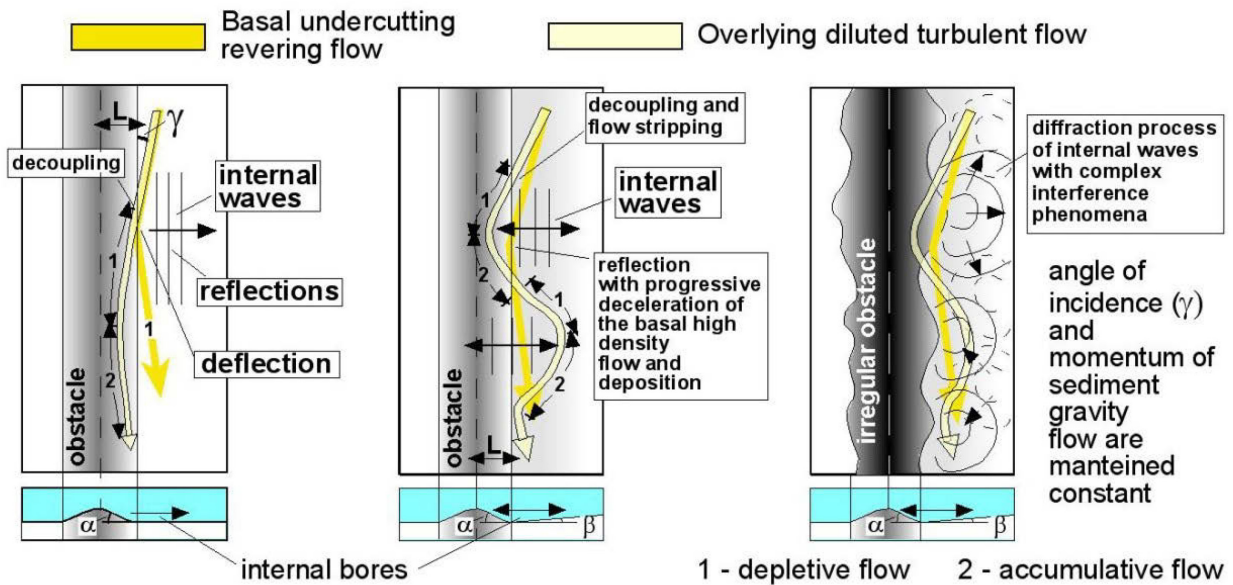


Figura 4.7.3: Processi di riflessione a cui può essere soggetto la porzione turbolenta di un flusso torbiditico bipartito (da Tinterri et al., 2016)

Più recentemente, modelli di strati da *ponding* particolarmente dettagliati sono stati proposti da Tinterri & Muzzi Magalhaes (2011) e Tinterri et al. (2016, 2022) sulla base dei dati provenienti dalla Formazione Marnoso arenacea (vedasi figura 4.7.4).

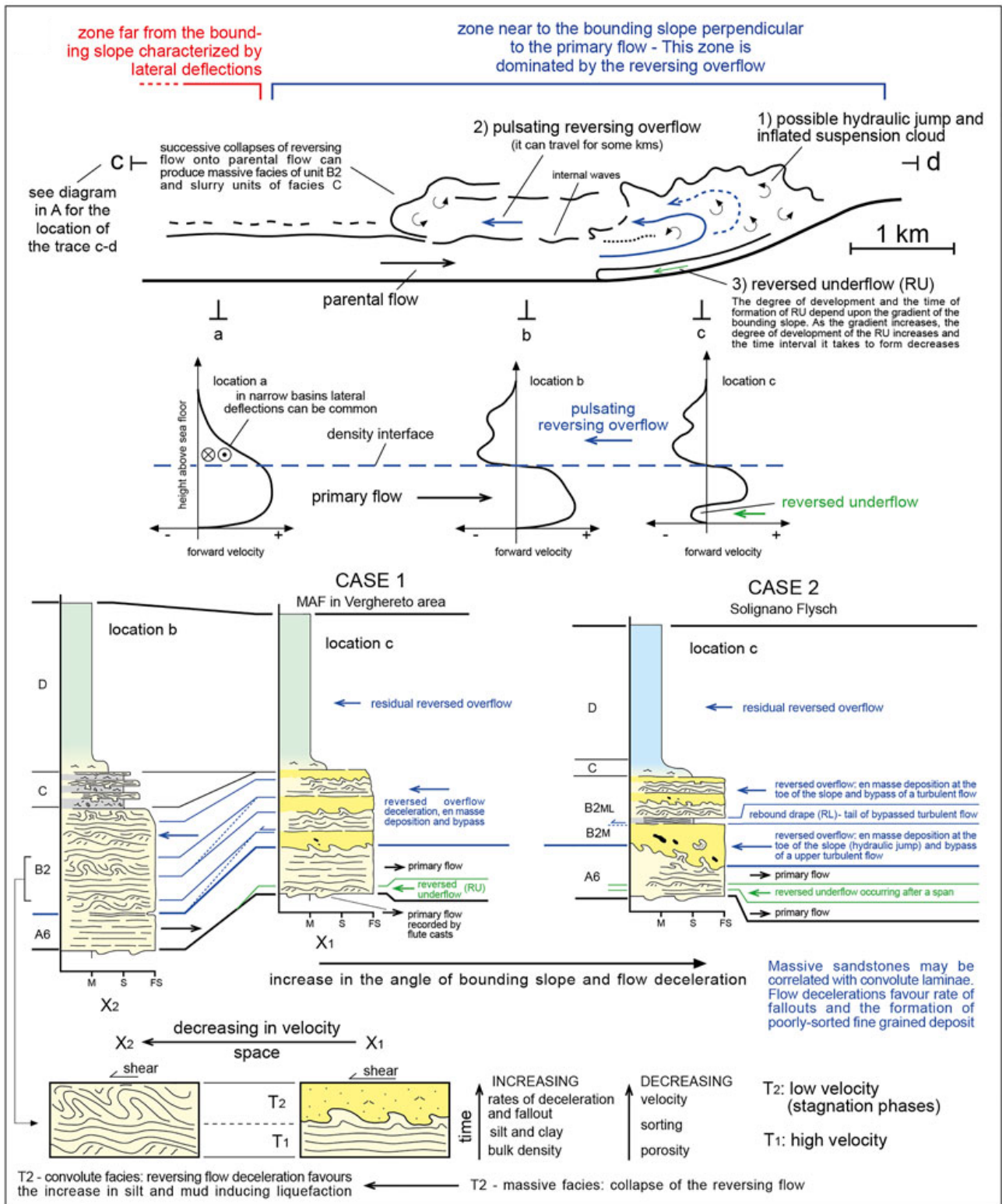


Figura 4.7.4: Modello deposizionale che descrive l'impatto di un flusso che scorre perpendicolarmente all'alto morfologico di Verghereto, nella zona più distale del basin plain della FMA (in Tinterri et al. 2022, ispirato da Howlett et al. 2019, vedasi anche Patacci et al. 2015)

### b) Strati ibridi tipo *Slurry* e *Sandwich*

Questi tipi di strato non rientrano nello schema di *facies tract* di Mutti *et al* (2003). La facies definita *slurry* fu introdotta per la prima volta da Wood & Smith (1958) e successivamente descritta da Van Vliet (1978); Ricci Lucchi & Valmori (1980); Talling *et al.* (2004, 2012); Lowe & Guy (2000); Haughton *et al.* (2009) (Fig. 4.7.5); Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010). In generale con questo termine si intende un deposito composto da arenaria mal classata ricca di pelite con strutture da sfuggita d'acqua e clasti pelitici. Nei depositi dell'Appennino Settentrionale questo tipo di facies è stato individuato nella Formazione Marnoso-arenacea come parte intermedia di strati tripartiti costituiti da una parte basale di arenaria massiva o con lamine mal sviluppate, una facies intermedia a *slurry* ed una porzione sommitale sottile caratterizzata da arenaria molto fine laminata (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Amy & Talling, 2006; Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011) (Fig. 4.7.6).

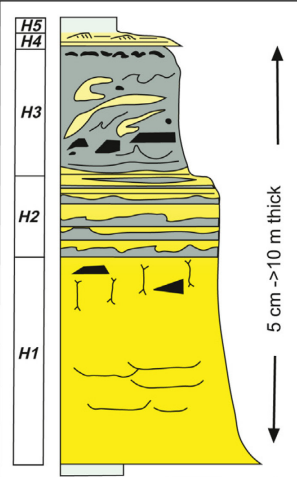
	H5	Pseudonodular and/or massive mud	Suspension fallout +/- shearing	Suspension fallout, some shearing
	H4	Parallel and ripples cross-lamination	Traction by dilute turbulent wake	Traction by dilute turbulent wake (TF)
	H3	Muddy sand +/- mudclasts, sand patches, injections, oversized granules, shear fabrics. Often segregation of carbonaceous fragments to top where they can be laminated.	Cohesive debris flow, locally modified by sand injection from beneath, and partly reworked at top	Cohesive debris flow with QLPF behaviour, locally modified by sand injection from beneath and partly reworked at top
	H2	Alternating lighter and darker sands, with loading at base of lighter layers. Sheared dewatering pipes and sheets	Transitional flow with intermittent turbulence suppression due to near-bed dispersed clay and internal shearing	Transitional flow (sensu Baas et al., 2009) with modulated turbulence (TETF, LTPF or UTPF) scouring and reworking the underlying sand
	H1	Isolated mudclasts surrounded by clean sandstone  Graded to ungraded, structureless and dewatered, relatively clean sand, commonly with isolated floating mudclasts at top.	Progressive aggradation beneath non-cohesive high-density turbidity current	Rapid aggradation from turbulent or transitional sediment gravity flow that is supersaturated with sand due to insufficient turbulence and cohesive support
	Divisions	Interpretation	Interpretation (baas et al., 2011)	

Figura 4.7.5: Schema idealizzato di uno strato ibrido di tipo *slurry*. La suddivisione H1-H5 fa riferimento ai processi che portano alla formazione delle relative facies (sulla base di Haughton *et al.*, 2009). Sulla destra è mostrata l'interpretazione di Baas *et al.* (2011).

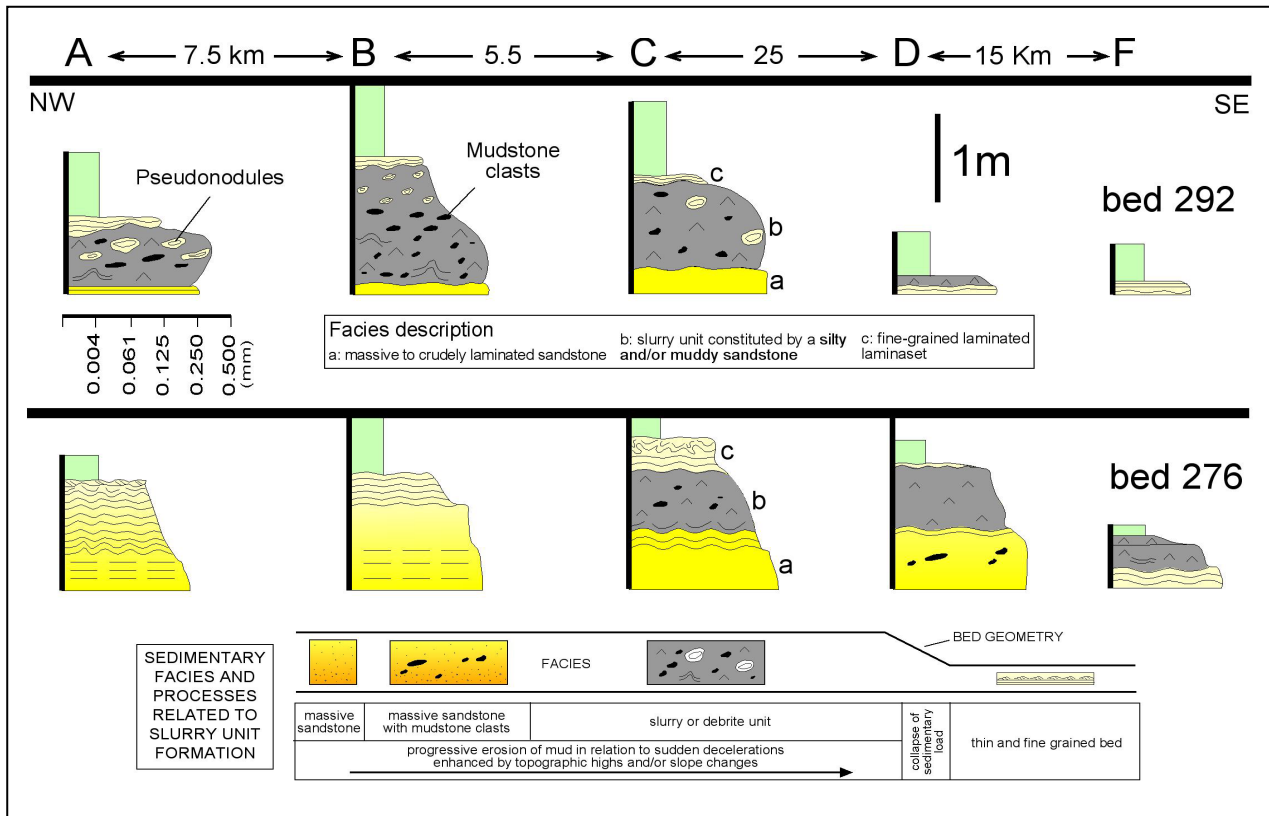


Figura 4.7.6: Schema che mostra i facies tract relativi alla formazione ed alla evoluzione sottocorrente di strati a slurry (da Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010).

Questo tipo di strato risulta particolarmente presente nelle zone distali delle piane bacinali e la loro presenza è relazionata alla trasformazione di un flusso torbido arricchito in fini tramite processi erosivi (Lowe & Guy, 200; Haughton *et al.* 2003, 2009; Talling *et al.* 2004; Amy & Talling, 2006; Sumner *et al.* 2009). Secondo Tinterri & Muzzi Magalhaes (2011) la presenza di questi strati tenderebbe ad aumentare alla base delle unità stratigrafiche tettonicamente controllate dove la morfologia del bacino favorisce la formazione di fenomeni di erosione e decelerazione delle correnti di torbida.

Ricci Lucchi (1978) e da Ricci Lucchi & Valmori (1980) introdussero il termine *sandwich* per indicare strati simili trihh costituiti da una parte basale ed un tetto ben classati ed una porzione intermedia caratterizzata da un grado di classazione molto inferiore o addirittura caotica. Attualmente con il termine strato a *sandwich* si intende uno strato arenaceo caratterizzato, nella parte intermedia, da un allineamento di clasti pelitici strappati dal substrato. Anche questi strati possono testimoniare fenomeni erosivi imputabili alla presenza di una morfologia complessa del bacino generata da una tettonica attiva (vedasi ad esempio Tinterri *et al.* 2012, 2016 e Patacci *et al.* 2014).

### c) Associazioni di facies che mostrano un controllo topografico nelle dinamiche del flusso

I recenti lavori di stratigrafia fisica di dettaglio di Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010), Tinterri e Muzzi Magalhaes (2011), Tinterri & Tagliaferri (2015), Tagliaferri & Tinterri (2016) e Tinterri et al. (2016, 2022) condotti sulla Formazione Marnoso-arenacea hanno messo in evidenza come la topografia di un bacino influenzi in maniera significativa la tipologia degli strati depositi dalle correnti di torbida. Nei recenti lavori sopracitati, tramite lo studio della distribuzione verticale e laterale delle tipologie di strato osservate e correlazioni a scala regionale, è stato possibile definire i caratteri morfologici di alcune porzioni del bacino sedimentario della FMA. Ogni tipologia di strato è quindi caratterizzata da una ben determinata associazione di facies che testimonia ben determinate dinamiche cui il flusso torbido è andato incontro. Le tipologie di strati che si possono incontrare all'interno di uno stesso sistema torbido inoltre sono anche fortemente influenzate dal grado di efficienza delle correnti di torbida, oltre che dall'elemento deposizionale che si sta considerando (es: transizione canale-lobo, lobi o *basin plain*).

A questo proposito è utile considerare a titolo di esempio le tipologie di strato individuate da Tinterri & Tagliaferri (2015) all'interno del sistema torbido di Firenzuola e del Paretaio (Fig. 4.7.7), nella Formazione Marnoso-arenacea. Tra queste tipologie di strati (per approfondimenti vedasi capitolo successivo), l'abbondante presenza di una in particolare, la categoria C, sembra diagnostica per indicare un restringimento del bacino causato da un importante fattore di controllo tettonico. Gli strati di tipo C infatti sono formati da una parte basale massiva (tipo F5) che indica una brusca decelerazione del flusso, a cui segue il *bypass* della sovrastante parte turbolenta (facies tipo F7 o F6) e una parte sommitale costituita da facies a granulometria fine del tipo F). sormontata da una porzione indicante *bypass* (facies tipo F7 o F6) e un tetto composto da arenaria fine (F9). Secondo Mutti & Normark le repentine decelerazioni caratterizzanti i flussi che generano questa tipologia di strato, possono portare alla formazione di facies del tipo *mud draped scour*. Questi ultimi, descritti in modo approfondito in Mutti & Normark (1987), sono strutture erosive di dimensioni variabile da pochi metri a centinaia di metri, sono generati dall'azione erosiva esercitata da un flusso sul substrato. L'erosione viene successivamente riempita da materiale fine argilloso prima di essere riempito dal successivo strato torbido. I *mud-draped scour* indicano quindi il *bypass* del flusso che ha generato l'erosione e sono strutture diagnostiche della transizione canale-lobo.

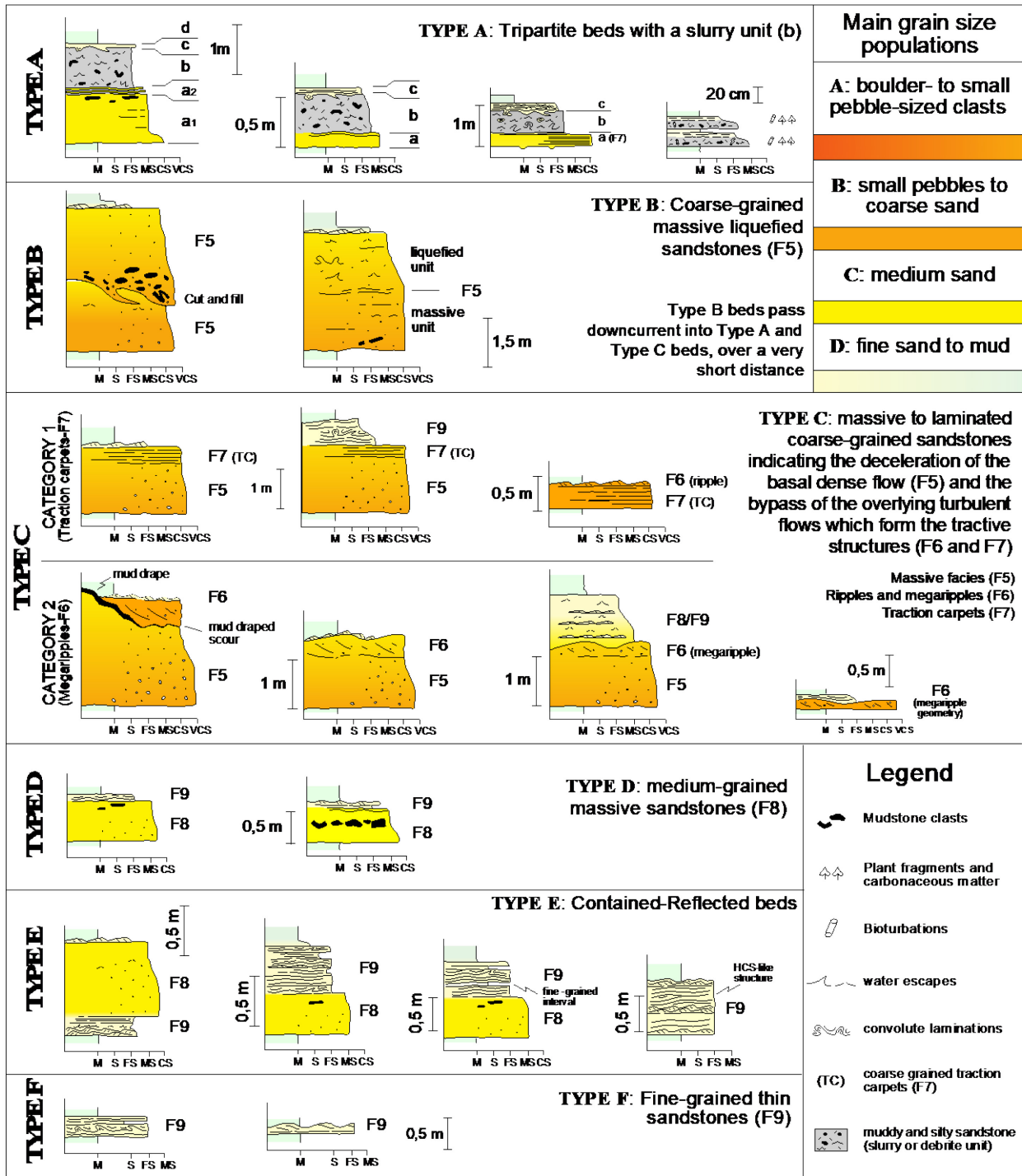


Figura 4.7.7: Principali tipologie di facies individuate da Tinterri & Tagliaferri (2015) nella descrizione dell'evoluzione di un bacino tettonicamente controllato e soggetto ad un progressivo incremento del confinamento morfologico.

#### 4.8 Recenti sviluppi sulle facies torbiditiche e dei relativi processi deposizionali – le strutture da regime supercritico

Negli ultimi anni, parallelamente agli studi sulla dinamica dei fluidi e delle correnti di torbida ricche in fini (vedasi ad esempio Haughton et al. 2009 e Baas et al. 2009, 2011), sono stati portati avanti studi sulle strutture sedimentarie depositate da flussi supercritici a diverse scale (vedasi Cartigny, 2012; Cartigny *et al.*, 2014; Cartigny & Postma, 2014; Postma et al. 2021; Slooman & Cartigny, 2019).

Grazie a lavori di terreno, esperimenti in vasca, misurazioni strumentali dirette di correnti di torbida e considerazioni teoriche è stato dimostrato che, all'interno delle correnti di torbida, le strutture da regime supercritico tendono ad essere più frequenti di quanto si pensasse (Cartigny & Postma, 2016; Fedele, 2016; Slooman & Cartigny, 2019). Questi lavori hanno dimostrato che le forme di fondo prodotte da correnti di torbida supercritiche vanno dalla antidune fino ai *cyclic steps*, passando per una serie di strutture transizionali che vanno dalle antidune instabili ai *chute and pools*.

Le strutture da regime supercritico si formano quando il numero di Froude supera il valore di 1 e presentano la particolare caratteristica di migrare in direzione opposta al flusso (sopracorrente), contrariamente alle strutture trattive formate in genere in regime subcritico che invece migrano sottocorrente.

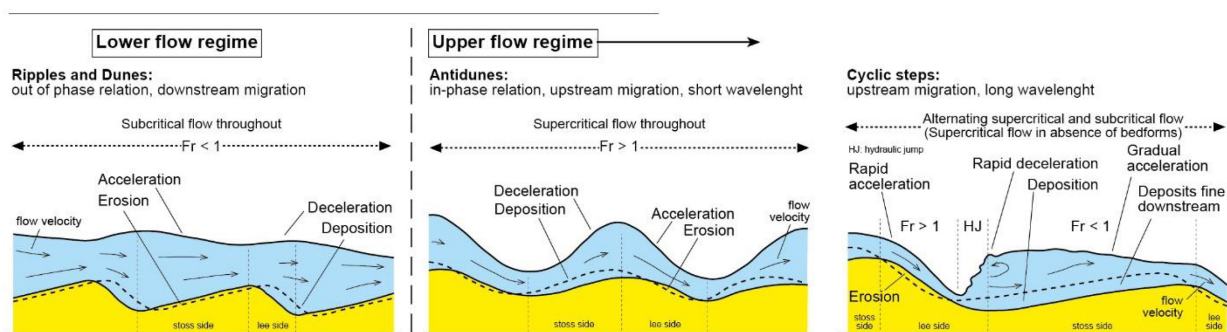


Figura 4.8.1: Schema che mostra l'evoluzione delle strutture interne agli strati all'aumentare del numero di Froude (in Tinterri et al. 2020; modificato da Slooman & Cartigny 2019).

All'aumentare del numero di Froude si passa in modo transizionale da antidune ( $Fr \sim 1,4$ ) con lunghezza d'onda ridotta a *cyclic steps* ( $1,5 < Fr < 2$ ), che hanno una lunghezza d'onda molto maggiore. Questi ultimi sono caratterizzati dalla formazione di salti idraulici che si ripetono ciclicamente a valle del *lee side*, dove il flusso scorre in maniera supercritica e si ha erosione, mentre

sul meno acclive *stoss side* il flusso scorre in un regime subcritico e si ha deposizione. Anche i *chute and pools*, simili ai *cyclic steps*, sono caratterizzati dalla presenza di salti idraulici, ma in questo caso sono anche presenti complesse strutture di *cut and fill* che migrano supracorrente (vedasi Sloodman *et al.*, 2019; Lang *et al.*, 2017).

La maggior parte delle strutture da regime supercritico è dunque relazionata alla presenza di salti idraulici che sono particolarmente efficienti in flussi ben stratificati (come evidenziato da Postma *et al.*, 1988, 2009). In accordo con questi lavori la parte basale dei flussi può essere caratterizzata da un proprio numero di Froude, indipendente dal flusso principale (Postma *et al.*, 2009; Postma, 2011). La stratificazione del flusso ha anche forti implicazioni sulla lunghezza d'onda dei *cyclic steps*, valore che può variare da poche decine di metri in flussi ben stratificati a diverse centinaia di metri in flussi meno stratificati. Nel caso quindi di flussi ben stratificati con una parte basale densa di ridotto spessore, anche la lunghezza d'onda dei *cyclic steps* che si formano sarà ridotta.

Postma & Cartigny (2014) hanno proposto uno schema di facies per i *cyclic steps* all'interno dei quali il flusso scorre in maniera supercritica lungo il *lee side*, decelera bruscamente per mezzo di un salto idraulico fino a diventare subcritico lungo lo *stoss side* (Fig. 4.8.2). In corrispondenza del salto idraulico si verificano tassi di decelerazioni molto elevati che tendono a produrre strati massivi caratterizzati da *soft-sediment deformation*. Sottocorrente rispetto al salto idraulico i tassi di decantazione diminuiscono ed aumenta la trazione, portando alla formazione di facies sempre più stratificate (Tb4, Tb3, Tb3b, Tb2).

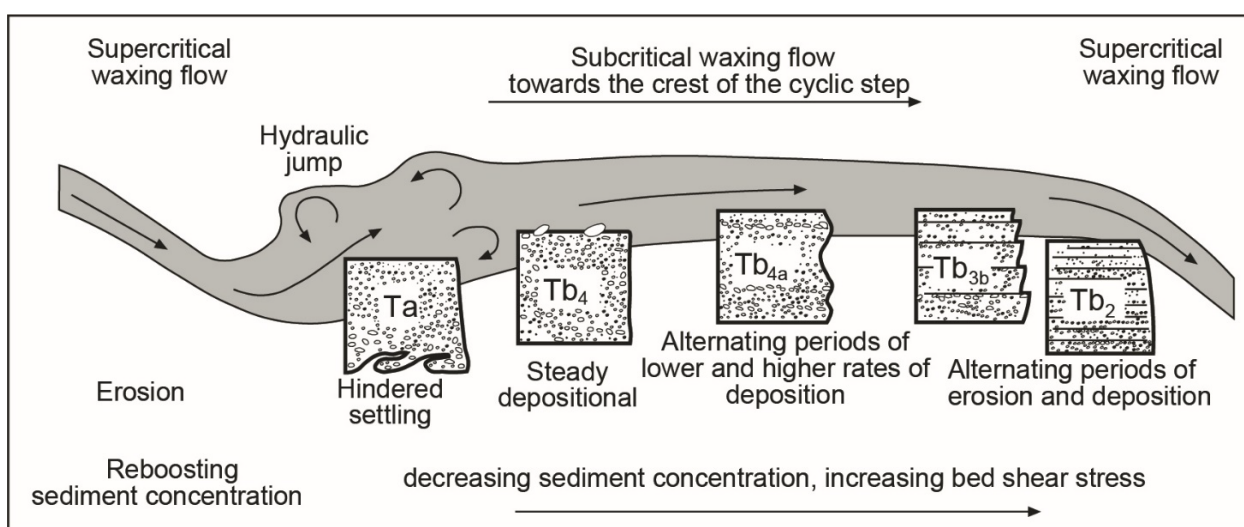


Figura 4.8.2: Sequenza di facies ideale che caratterizza un cyclic step. Lungo il lee side il flusso scorre in maniera supercritica ed è altamente erosivo, mentre lungo lo stoss side il flusso è subcritico e depositivo (da Postma & Cartigny, 2014)

Le strutture da regime supercritico, che caratterizzano soprattutto correnti di torbida ad alta densità, sono molto frequenti nella transizione canale-lobo (CTLZ) in bacini ubicati su margini tettonicamente attivi (Tinterri et al. 2020; 2023; Tinterri 2024 in sottomissione). In questi ambienti, piccoli cambiamenti di pendio possono indurre il passaggio da un regime sub-critico ad uno super-critico e viceversa. I cambiamenti di pendio possono essere sia di carattere tettonico che sedimentario, a seconda della scala considerata: sistemi torbiditici in avanfosse confinate, come la porzione stratigraficamente più elevata della FMA, le Arenaria di Annot nel bacino di Pera Cava o bacini di *wedge top* come le Arenarie di Ranzano nell'Appennino settentrionale mostrano le caratteristiche ideali per essere caratterizzate da flussi che scorrono in regimi supercritici. Questi sistemi mostrano sequenze di facies molto complesse, sia alla scala del pacco di strati che del singolo strato. Questi ultimi spesso risultano composti da arenaria grossolana contenente laminazioni mal sviluppate e strutture da carico alla base; normalmente, inoltre, questi strati tendono a passare sia verso l'alto che sottocorrente a strutture trattive da *bypass* come F6 ed F7 (vedasi Tinterri et al. 2023 per maggiori dettagli).

## 5. METODOLOGIA

La definizione dell'architettura deposizionale e dell'organizzazione gerarchica dei lobi torbidi oggetto di questa tesi è stata possibile attraverso la misura di 28 sezioni stratigrafiche. 27 sezioni, nominate in ordine cronologico di misurazioni da A2 ad A27, sono localizzate nella Valle del Santerno, in prossimità del paese di Firenzuola, dove sono presenti numerose cave che hanno consentito di osservare affioramenti di lobi confinati di eccellente qualità e di relativamente elevata continuità laterale. Solamente le sezioni A6 e A26 non sono state misurate all'interno di cave. L'unica sezione ad essere stata misurata al di fuori della Val Santerno è la sezione B2, localizzata nella adiacente Valle del Senio, in prossimità del passo della Sambuca (Fig. 6.1.1 nel Capitolo 6).

I dati sono stati raccolti e analizzati come segue:

- Misura strato a strato delle sezioni utilizzando metro e nastro e asta di Jacob laddove l'utilizzo del metro avrebbe comportato un errore consistente nella misura degli strati.
- Stima della granulometria degli strati osservati effettuata con l'aiuto di lente d'ingrandimento e comparatore di classi granulometriche.
- Misura delle paleocorrenti di *sole marks* e strutture da trazione e decantazione utilizzando una bussola di tipo *Wilkie*.
- Analisi granulometriche di dettaglio effettuate su un totale di 260 campioni raccolti. Come è noto infatti stimare la granulometria solamente tramite un'osservazione visiva può condurre ad un *bias* che porta ad una sovrastima della frazione più grossolana del materiale osservato (vedasi per esempio il lavoro di Fildani et al. 2018). Per ridurre al minimo questo errore e migliorare la qualità della stima granulometrica effettuata direttamente sul terreno, sono stati prelevati 260 campioni successivamente analizzati utilizzando un granulometro a diffrazione laser Masterseizer 3000 della *Malvern Instrument Ltd*. Le analisi sono state eseguite utilizzando sempre l'unità ad umido EV. E' stato preferito l'utilizzo di quest'ultima rispetto all'unità a secco in quanto la prima, ideale per analizzare campioni con scarse quantità di cemento carbonatico, consente un'analisi più dettagliata e di qualità superiore.
- Correlazione strato a strato delle sezioni misurate seguendo un approccio gerarchico come quello suggerito da Remacha & Fernandez (2003) e Remacha et al. (2005) per il gruppo di Echo e da Ricci Lucchi & Valmori (1989) e Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010) per la FMA.

- Creazione di un pannello stratigrafico generale dell'Unità V e di dieci pannelli stratigrafici di dettaglio.
- Tutta la componente grafica presente in questo lavoro è stata creata utilizzando il software di grafica vettoriale Adobe Illustrator e di grafica raster Adobe Photoshop.

## 5.1 LIVELLI GUIDA

Utilizzando la metodologia precedentemente citata per effettuare le correlazioni strato a strato, i livelli guida sono stati i primi ad essere correlati in fase di costruzione dei pannelli stratigrafici, rappresentando linee di correlazione certe. Per questo motivo verrà qui di seguito riportata una breve descrizione dei livelli guida presenti nell'area di studio.

L'intervallo stratigrafico esaminato in questo studio ricade interamente all'interno dell'Unità V, delimitata stratigraficamente dal caotico di Casaglia alla base e da quello di Visignano al tetto (Fig. 3.3.3). Sebbene queste frane sottomarine non siano state rinvenute nelle sezioni misurate in questo lavoro, sono comunque presenti nella sezione A1 di Tinterri & Tagliaferri (2015), alla quale le 28 sezioni di questa tesi sono ancorate (vedasi Figs. 3.3.3 e 3.3.4). All'interno dell'Unità V non sono presenti strati guida a composizione carbonatica; al tempo della deposizione di questa unità l'alto di Verghereto impediva ad eventuali flussi provenienti da SE di proseguire verso NW all'interno del bacino della FMA.

L'unico strato guida, a composizione silicoclastica, è rappresentato dallo strato denominato Brento Sanico nella cartografia CARG (foglio 253, Marradi, Benini et al. 1999) presente nella parte bassa dell'Unità V, circa 100 metri al di sopra del caotico di Casaglia.

## 5.2 I depositi caotici (*Mass transport complex*)

### Caotico di Casaglia

Il caotico di Casaglia è un complesso di frane sottomarine innescate dal collasso simultaneo del cuneo di accrezione (Unità Liguri), depositi di *slope* e di *basin plain* (vedi Lucente & Pini, 2008). Al suo interno, infatti, si possono trovare sia depositi di derivazione extrabacinale che intrabacinale, questi ultimi riconosciuti grazie ad analisi stratigrafiche che hanno messo in luce come all'interno

del caotico siano presenti gli stessi strati che fanno parte della successione stratigrafica sottostante (Lucente & Pini 2003; Tagliaferri & Tinterri, 2016). Di particolare utilità per questo scopo sono stati gli strati guida AV (strato Avalcelli di Lucente & Pini, 2002; colombina 45 di Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010) e MV (strato maestà della Valli di Lucente & Pini, 2002; colombina 40 di Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010).

Il caotico di Casaglia, la cui origine potrebbe essere relazionata ad una fase tettonica del *thrust* di Monte Nero, è stato oggetto di numerosi studi a carattere strutturale (Lucente, 1998, 2002; Lucente & Pini 2003; Lucente et al., 2020). Questi ultimi trattano principalmente la distribuzione e la messa in posto dei depositi del caotico in base agli stili deformativi, all'orientamento e alla distribuzione delle pieghe al suo interno, evidenziando contatti stratigrafici tra il caotico e la successione stratigrafica sottostante.

Lo spessore massimo di questo corpo è stato osservato nella Val Lamone, dove raggiunge circa 500 m di spessore, per poi assottigliarsi verso NE e NW. All'interno dell'area di studio il Casaglia ha uno spessore di 50 m nella Val Senio, mentre si assottiglia fino a 24 metri nella Val Santerno.

I dati raccolti da Tinterri & Tagliaferri (2015) mostrano che questo corpo caotico, data la sua estensione areale ed il suo spessore, è in grado di influenzare profondamente la successione stratigrafica della Unità V e VI della FMA, sia dal punto di vista stratigrafico che sedimentologico.

#### Caotico di Bedetta

Classificato come Mass Transport Deposit (MTD), il caotico di Bedetta marca un profondo cambiamento nei depositi dell'Unità V, sia in termini di tassi di sedimentazione che nella distribuzione delle facies e per questo motivo è stato scelto come livello di riferimento per suddividere l'Unità V nelle subUnità Va e Vb (Tinterri & Tagliaferri, 2015; Tagliaferri & Tinterri, 2016).

Il caotico di Bedetta, composto da sedimenti intrabacinali, è stato probabilmente innescato in seguito ad un'attivazione del *thrust* di Monte Nero ed ha origine in Val Lamone dove ha uno spessore di circa 50 m. Similmente al Casaglia tende ad assottigliarsi verso NE e NW, come osservato nei lavori di Tagliaferri & Tinterri (2016) (vedasi Fig. 2.3.4).

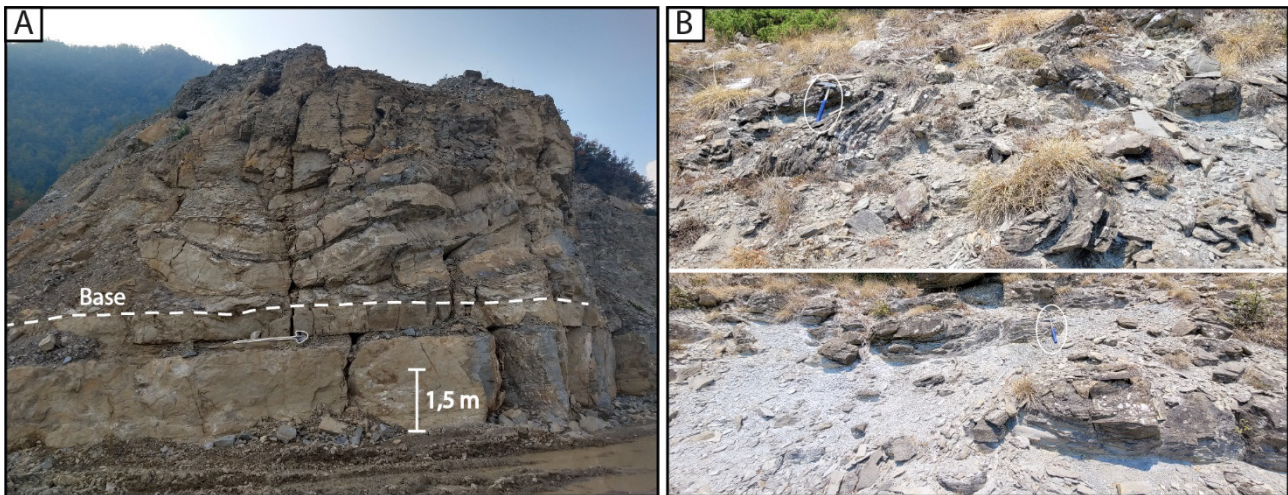


Figura 5.2.1: Il caotico di Bedetta affiorante in A) nell'unico affioramento presente in Val Santerno e B) in Val del Senio, nella zona del passo della Sambuca.

All'interno dell'area di studio il caotico di Bedetta è stato misurato nelle sezioni A11 e B2 (Fig. 5.2.1), dove raggiunge rispettivamente 24 e 12 metri di spessore. Il caotico si chiude verso la sezione A1 nella quale si ritrovano tre strati spessi ricchi di clasti pelitici che ne rappresentano il tempo equivalente (Tinterri & Tagliaferri, 2015; Tagliaferri & Tinterri, 2016).

La composizione di questo caotico è prevalentemente pelitica e marnosa nella Val Senio (sezione B2), con intercalazioni di strati piegati e fratturati; nella Val Santerno invece (sezione A11) alla base del corpo caotico sono presenti 6 strati arenacei di spessore variabile tra 50 e 90 cm blandamente deformati, al di sopra dei quali la litologia dominante è pelitica. Negli affioramenti osservati il caotico sembra mostrare una sequenza con tendenza di *fining-upward*.

#### Caotico di Visignano

Il caotico di Visignano segna il limite superiore della successione studiata in questo lavoro, marcando il passaggio da Unità V and Unità VI (sistema del Paretaio, vedasi Fig. 3.3.3). Affiorante nelle Valli del Santerno e del Senio ed estendendosi sia nell'*inner* che nell'*outer basin* della FMA, lo spessore di questo corpo è di difficile valutazione, ma in accordo con la carta geologica di Martelli *et al.* (2005) dovrebbe essere nell'ordine di diverse centinaia di metri. Analogamente al caotico di Casaglia, anche il Visignano contiene sia sedimenti di derivazione extrabacinale che intrabacinale (Lucente, 2004). Questi ultimi sono rappresentati da marne e peliti altamente bioturbate, depositate al di sopra dell'alto morfologico rappresentato dal *thrust* di Mt. Castellaccio e successivamente rimobilizzate durante la messa in posto del Visignano stesso (Roveri *et al.* 2002; Tinterri & Tagliaferri, 2015).

### 5.3 STRATI GUIDA SILICO-CLASTICI

Strato guida Brento Sanico (strato 595)

L'unico strato guida presente nell'Unità V, è lo strato guida Brento Sanico, riconosciuto anche nella cartografia regionale. Utilizzando la numerazione degli strati proposta da Tinterri & Tagliaferri nel 2015, all'interno di questo lavoro lo strato guida Brento Sanico è stato numerato come 595.

Questo strato guida è utilizzato come livello di riferimento anche per le aziende che gestiscono le cave dove sono state misurate le sezioni, essendo facilmente riconoscibile grazie al suo spessore anomalo rispetto ai depositi sopra e sottostanti.

Con un range di spessore variabile tra 3,90 m nella sezione A8 ed un massimo di 5,20 m nella sezione A9, lo strato 595 è infatti il più spesso dell'intera Unità Va ed è prevalentemente composto da arenaria media massiva con rari clasti pelitici di dimensioni decimetriche sormontato da un sottile spessore di arenaria fine con strutture trattive al tetto. Nell'affioramento dove è stata misurata la sezione 13, si può notare come lo strato 595 sia in realtà l'amalgamazione di due strati, spessi rispettivamente 1,30 e 3 metri. Questa osservazione viene confermata sottocorrente, nella sezione B2, dove i due strati che compongono il Brento Sanico nella Val Santerno, appaiono ben distinti e separati da 20 cm di pelite.

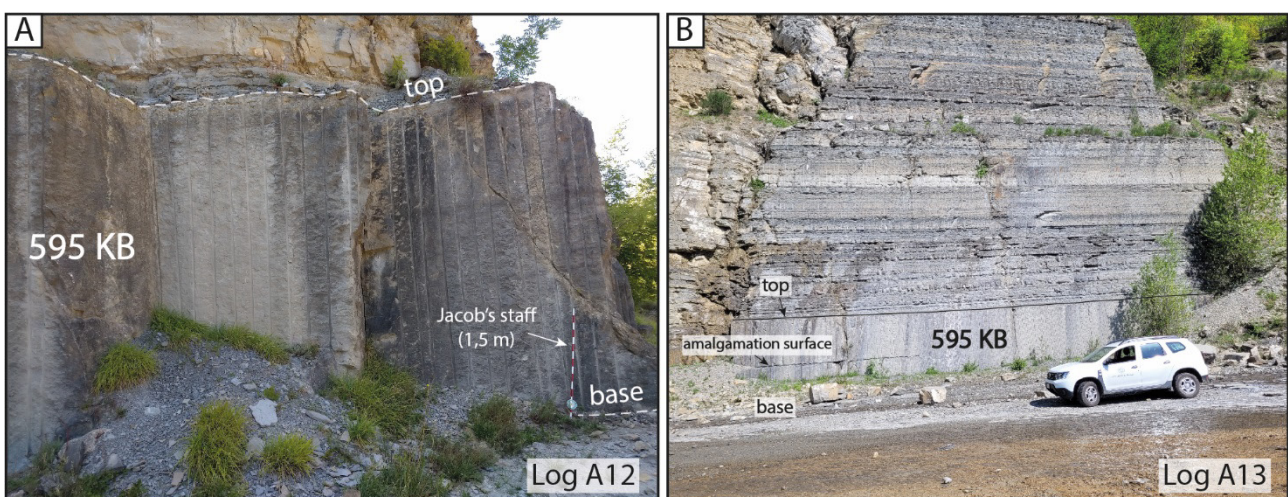


Figura 5.3.1: A) Strato guida Brento Sanico (strato 595) nella sezione A12, dove si presenta con un aspetto massivo e privo di strutture interne. B) Strato Brento Sanico nella sezione A13, dove risulta evidente una superficie di amalgamazione. Da notare inoltre lo spessore anomalo dello strato guida rispetto ai depositi soprastanti.

#### 5.4 ANALISI GRANULOMETRICHE

Le analisi granulometriche sono state effettuate utilizzando sempre l'unità ad umido EV. È stato preferito l'utilizzo dell'unità ad umido rispetto all'unità a secco in quanto la prima, ideale per analizzare campioni con scarse quantità di cemento carbonatico, consente un'analisi più dettagliata e di qualità superiore. Per analizzare la dimensione delle particelle del campione in esame l'unità ad umido EV utilizza la luce blu generata da un LED ( $\lambda = 488 \mu\text{m}$ ) e la luce rossa generata da un fascio laser He-Ne ( $\lambda = 633,8 \mu\text{m}$ ). La dimensione delle particelle che possono essere analizzate rientra in un range variabile tra 0,02 e 2000  $\mu\text{m}$  (Storti & Balsamo, 2010).

Prima di essere analizzato con il granulometro, il campione deve essere sottoposto a disgregazione meccanica per ridurlo nelle sue particelle elementari, queste ultime vengono poi inserite in un *becker* contenente acqua distillata in una quantità variabile tra 600 e 1000 ml a seconda del campione che si sta analizzando. La miscela di acqua distillata e particelle del campione in sospensione viene quindi aspirata dal *becker* e dirottata verso la cella di misurazione formata da due pareti costituite da lamine di quarzo attraverso le quali passano luce e LED e raggio laser. L'energia della luce diffratta dal materiale in sospensione all'interno della cella, viene misurata da 52 sensori, mentre la quantità di luce assorbita definisce l'oscuramento, indicante la quantità di materiale in dispersione nel fluido. Per non compromettere il risultato finale dell'analisi il valore dell'oscuramento deve essere costantemente mantenuto in un range variabile tra 8% e 20%.

I dati relativi alla dimensione delle particelle sono infine organizzati in 100 classi granulometriche, ciascuna della quali è analizzata dal granulometro 1000 volte al secondo, il tutto viene svolto utilizzando il software integrato del *Mastersizer 3000*.

Per ottenere un'analisi accurata, è fondamentale definire una procedura operativa corretta, stabilendo i parametri da impiegare durante l'analisi. I risultati di quest'ultima, infatti, sono notevolmente condizionati dalla scelta e dall'impostazione dei parametri utilizzati.

Il valore di oscuramento rappresenta l'impedenza della luce rossa e blu a passare attraverso la soluzione presente nel *becker* all'interno del quale è presente il campione da analizzare ed è un parametro cruciale da considerare per garantire la validità dei risultati delle analisi. Questo valore dipende quindi dalla quantità e dal tipo di materiale che si sta analizzando. Un campione molto fine, ad esempio, necessita di una minore quantità di materiale per l'analisi in quanto a parità di quantità, un materiale molto fine genera un valore di oscuramento maggiore rispetto ad un materiale

grossolano. Quest'ultimo infatti risulta composto da una minor quantità di particelle, sebbene di diametro maggiore.

#### Sviluppo della procedura operativa

La messa a punto della procedura operativa si compone di quattro fasi che verranno ora descritte in maniera approfondita. Prima di iniziare con i test della procedura operativa occorre stabilire la quantità di campione necessario per l'analisi, prestando attenzione a mantenere il valore dell'oscuramento entro un range variabile tra 8% e 20%.

Il valore di oscuramento rappresenta l'impedenza della luce rossa e blu a passare attraverso la soluzione presente nel *becker*, all'interno del quale è presente il campione da analizzare. Questo è un parametro cruciale da considerare per garantire la validità dei risultati delle analisi. Questo valore dipende quindi dalla quantità e dal tipo di materiale che si sta analizzando. Un campione molto fine, ad esempio, necessita di una minore quantità di materiale per l'analisi in quanto a parità di quantità, un materiale molto fine genera di un valore di oscuramento maggiore rispetto ad un materiale grossolano. Quest'ultimo infatti risulta composto da una minor quantità di particelle, sebbene di diametro maggiore.

Stabilita la quantità ideale di materiale si procede con le 4 fasi del test.

##### 1) Test di velocità dell'elica

Sapendo che l'elica del granulometro ha un range operativo di velocità tra 500  $\mu\text{m}$  e 3500  $\mu\text{m}$ , la prima fase della procedura operativa consiste nel trovare la velocità corretta dell'elica. Per analisi effettuate su campioni di materiale fine l'elica può essere mantenuta a velocità di rotazione bassa (500 – 2000 rpm), mentre per campioni grossolani la velocità dell'elica va aumentata (2000-3000  $\mu\text{m}$ ). Il test di velocità si rende necessario in quanto una velocità dell'elica troppo bassa porterebbe le particelle più grossolane a precipitare sul fondo del *becker*, mentre una velocità troppo elevata potrebbe indurre la frammentazione meccanica delle particelle, compromettendo quindi il risultato dell'analisi.

Per determinare quale sia la velocità di rotazione ottimale è stata dapprima effettuata un'analisi preliminare di 10 misure, ciascuna della quali della durata di 5 secondi e con una velocità di rotazione

dell'elica pari a 2000 rpm. Questo test preliminare è stato seguito da 25 analisi granulometriche in serie, ciascuna delle quali composta da 10 misure della durata di 5 secondi. La velocità di rotazione dell'elica è stata incrementata di 100 rpm ad ogni analisi, fino ad arrivare a 3500 rpm.

I grafici esemplificativi che verranno mostrati in seguito fanno riferimento alla procedura operativa messa a punto per i campioni prelevati dagli strati dell'Unità Vb.

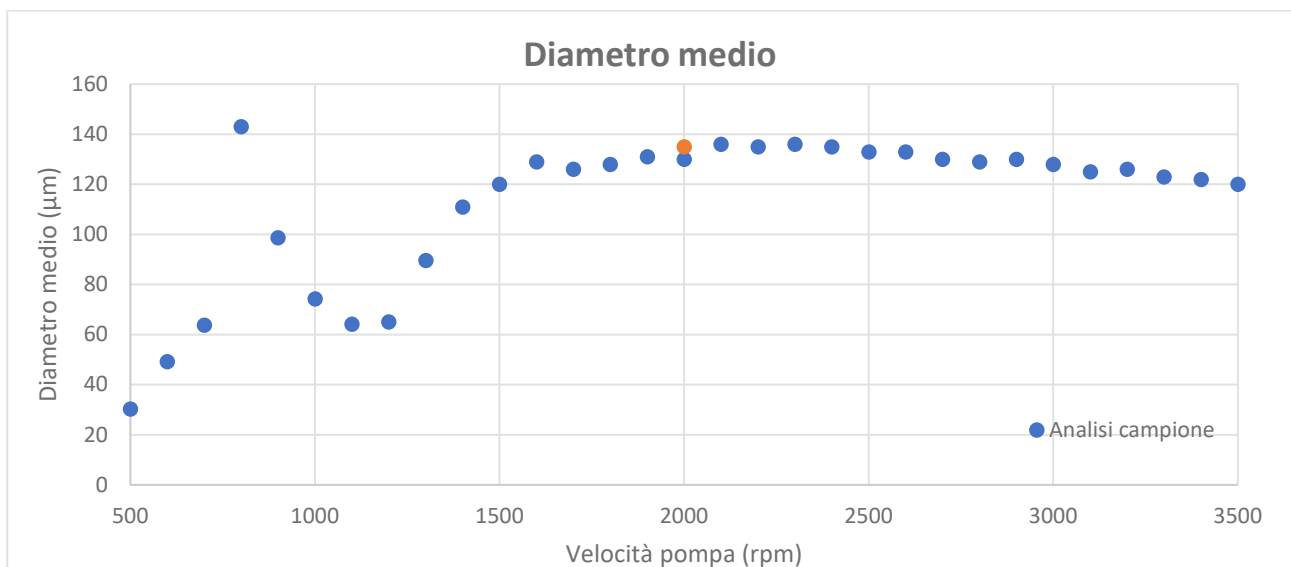


Figura 5.4.1: Diametro medio delle particelle in relazione alla velocità di rotazione dell'elica

Il grafico in Fig.5.4.1 mette in evidenza un'elevata variabilità per velocità dell'elica inferiori a 2000 rpm, indice di una scarsa qualità della misura. Per velocità superiori a 2500 rpm invece il diametro medio delle particelle diminuisce, indicando una possibile frantumazione meccanica delle particelle in sospensione indotta all'elevata velocità di rotazione dell'elica stessa.

Per questo campione la velocità di rotazione ideale sembra essere 2200 rpm, che corrisponde ad un intervallo nel quale il diametro medio delle particelle risulta piuttosto stabile.

## 2) Test del tempo e del numero di misure

La seconda parte della procedura operativa prevede di determinare il numero di misure e la durata di queste in modo da ottenere il miglior risultato possibile. Normalmente vengono scelte tre diverse modalità di svolgimento delle analisi: 100 misure da 5 secondi, 50 misure da 10 secondi e 25 misure da 20 secondi.

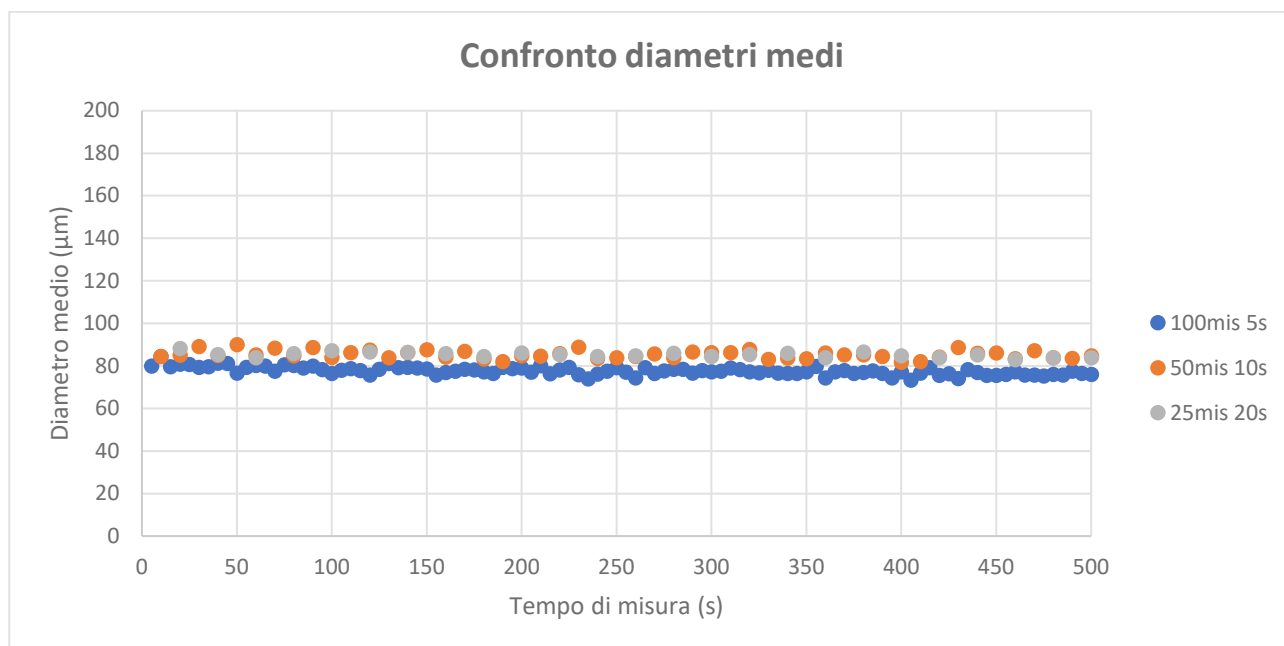


Figura 5.4.2: Grafico riportante il diametro medio delle particelle sull'asse delle ordinate, mentre sull'asse delle ascisse è mostrato il tempo di misura e il numero di analisi.

Le tre analisi mostrate in Fig.5.4.2 sono state tutte effettuate utilizzando la medesima quantità di campione, pari a 0,6 g. Per il campione considerato si è optato per utilizzare 25 misure da 20 secondi, in quanto delle tre analisi questa è quella che mostra una variabilità più bassa del diametro medio.

### 3) Test degli ultrasuoni

Durante l'analisi granulometrica può essere utile utilizzare gli ultrasuoni per evitare che le particelle più fini floccolino formando aggregati. Capire se e a che intensità utilizzare gli ultrasuoni, è fondamentale per evitare che ultrasuoni troppo intensi inducano frammentazione meccanica delle particelle in soluzione, portando ad un aumento dell'oscuramento e alterando in maniera irreversibile i risultati dell'analisi. Il test degli ultrasuoni viene effettuato facendo tre analisi, utilizzando ultrasuoni ad un'intensità sempre crescente: 2%, 5% e 10%. Per queste analisi si fa riferimento ai valori di velocità di rotazione dell'elica e dei tempi di misura ricavati nelle fasi precedenti della procedura operativa.

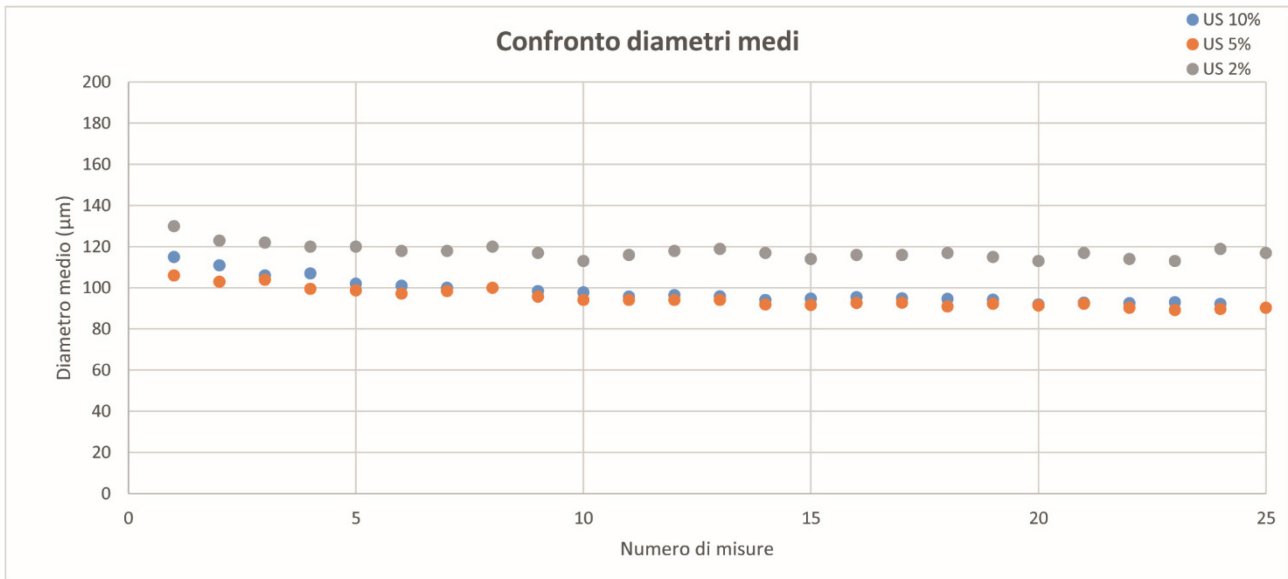


Figura 5.4.3: Grafico inerente la variazione dei diametri medi in rapporto all'intensità degli ultrasuoni durante lo svolgimento dell'analisi.

Il grafico in Fig.5.4.3 mette in luce come durante lo svolgimento delle tre analisi di prova, l'utilizzo degli ultrasuoni non cambi in modo sostanziale il diametro delle particelle, segno che le particelle più fini non hanno la tendenza a flocculare e non vi è frantumazione meccanica indotta dagli ultrasuoni stessi. E' stato pertanto deciso di non utilizzare gli ultrasuoni.

#### 4) Test di ripetibilità

La fase finale della procedura operativa è il test di ripetibilità, che verifica la bontà di tutti i passaggi precedenti. Questo test consiste nell'effettuare cinque analisi granulometriche su una stessa quantità del medesimo campione. Una volta terminate le analisi si mettono a confronto i grafici e se questi risultano sovrapponibili vuol dire che la procedura operativa è corretta ed ha portato a risultati soddisfacenti. Nel caso meno auspicabile in cui le curve non siano sovrapponibili invece occorrerà ripetere nuovamente tutta la procedura dal principio cambiando i parametri impostati fino a che i grafici dei test di ripetibilità arriveranno a sovrapporsi.

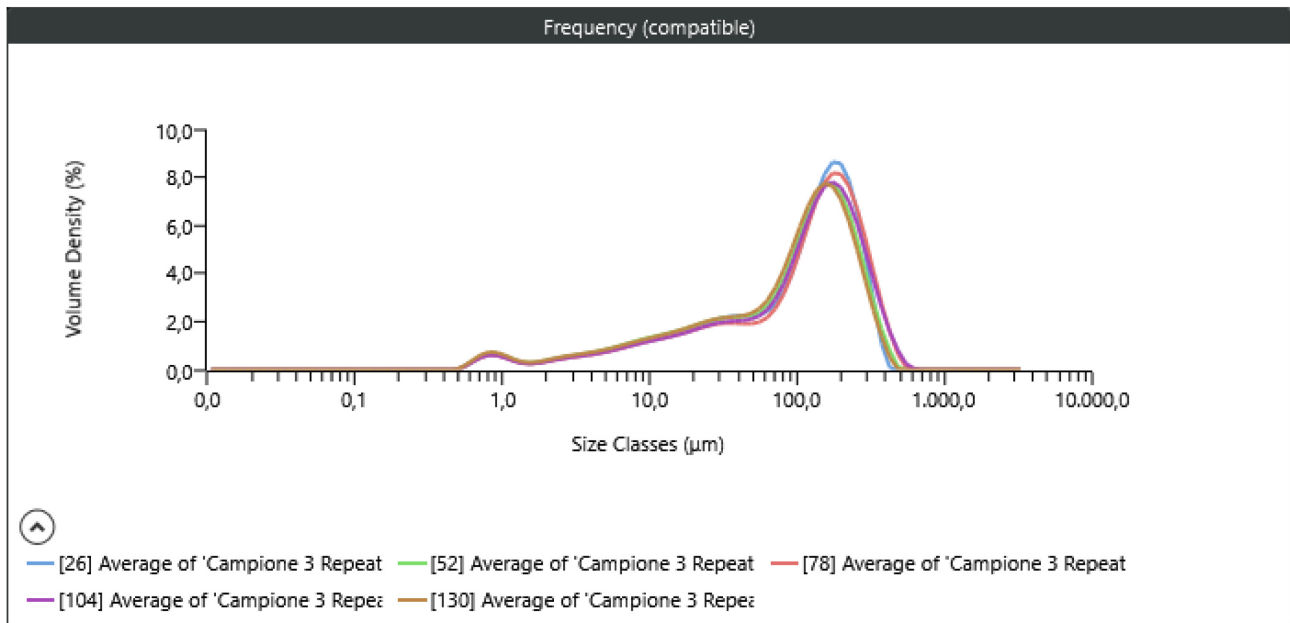


Figura 5.4.5: Grafico realizzato utilizzando il software integrato del Mastersizer 3000 che mostra le medie dei risultati ottenuti nelle cinque analisi granulometriche effettuate durante il test di ripetibilità.

Nel grafico in Fig. 5.4.5 si può notare che le cinque curve ottenute dalle prove effettuate durante i test di ripetibilità sono del tutto simili e sovrapponibili tra loro, seppur con una leggera devianza del tutto accettabile. Il test di ripetibilità, quindi, ha confermato la bontà della procedura operativa che potrà quindi essere applicata a questo tipo di campioni.

I campioni della FMA analizzati in questo dottorato si sono dimostrati facilmente analizzabili e poco sensibili a differenti procedure operative. Sono tuttavia state approntate 3 differenti procedure operative in base alla granulometria e classazione osservata tramite osservazioni preliminari sul terreno.

Per i campioni di pelite una quantità di materiale pari a 0,25 g è stata analizzata tramite 100 misure da 5 secondi, con una velocità dell'elica a 2200 rpm e gli ultrasuoni settati al 5% della potenza per evitare flocculazioni.

Per la parte arenacea degli strati dell'Unità Va le analisi sono state effettuate tramite 50 analisi da 10 secondi su 0,5 g di campione con velocità di rotazione dell'elica a 2300 rpm e ultrasuoni fissati al 1% della potenza.

I campioni delle siltiti dell'Unità Va e di tutti gli strati dell'Unità Vb sono invece stati analizzati preparando 1 g di campione ed analizzandolo tramite 25 misure da 20 secondi con una velocità dell'elica a 2200 rpm in assenza di ultrasuoni.

## 6 STRATIGRAFIA FISICA DELL'AREA DI STUDIO

### 6.1 Ubicazione delle sezioni misurate

Come accennato nel capitolo della metodologia, questo studio si è basato sulla misurazione di dettaglio di 28 sezioni stratigrafiche, per uno spessore complessivo di circa 3000 m. Le sezioni misurate in Val Santerno sono state numerate in ordine cronologico di misurazione da A2 ad A27, mentre l'ultima sezione ad essere stata misurata, nominata B2, è l'unica ad essere localizzata in Val Senio (Fig 6.1.1). Le sezioni situate in Val Santerno sono state tutte misurate, ad eccezione delle sezioni A6 e A26, misurate interamente o in parte all'interno di cave, in modo da poter osservare affioramenti della miglior qualità possibile. L'area di studio è compresa nell'elemento strutturale di Ridracoli, delimitato dai *thrust* di Monte Nero e Monte Castellaccio, e tutte le sezioni ricadono all'interno dell'Unità V (nel senso di Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010).

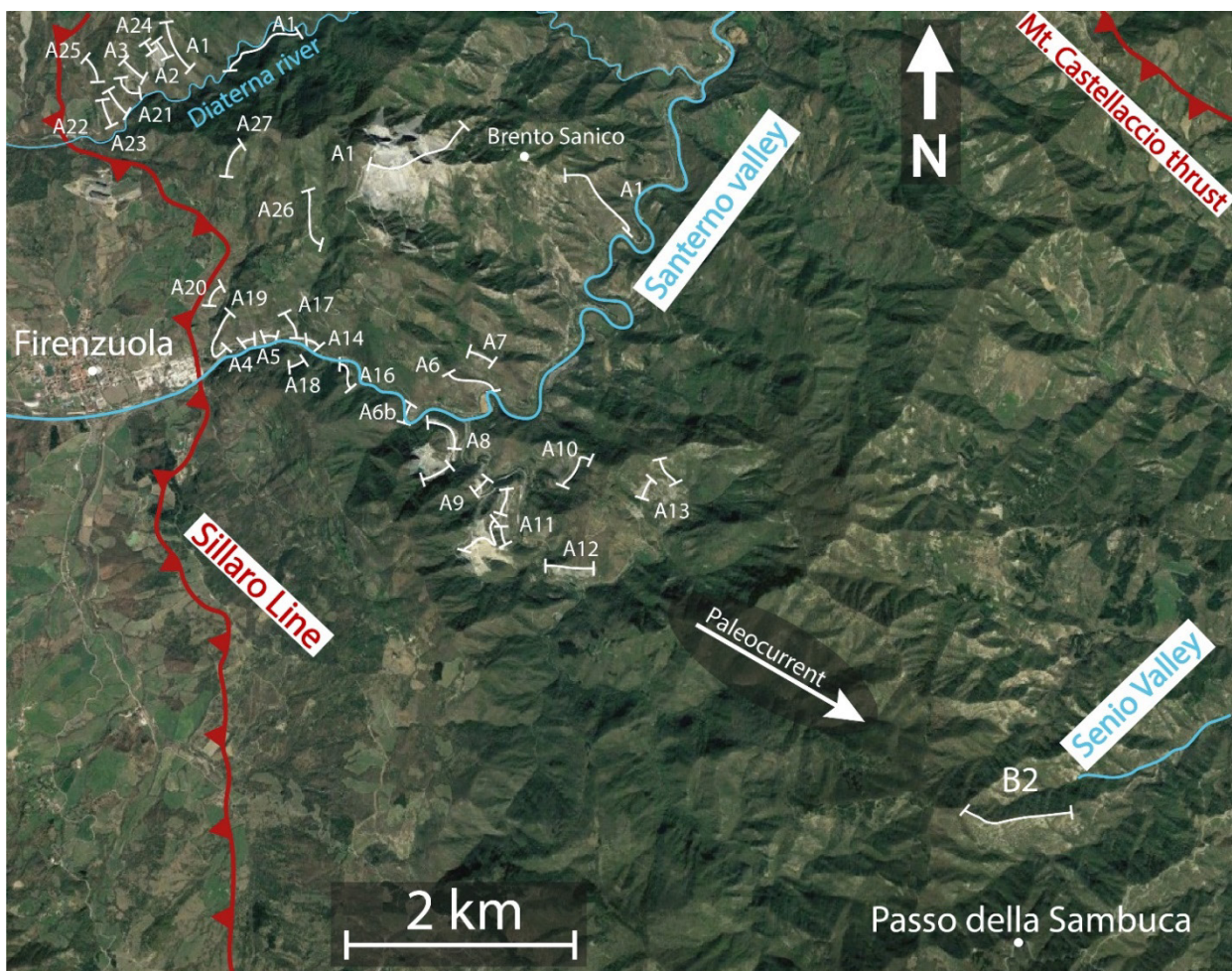
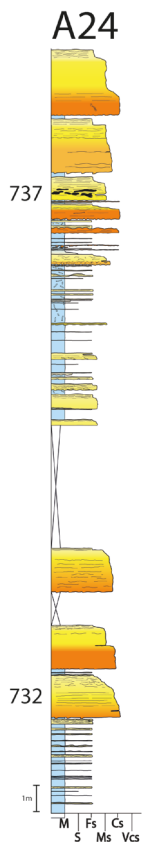


Figura 6.1.1.: Immagine satellitare (Google Earth) dell'area di studio con riportata l'ubicazione delle sezioni misurate in questo lavoro. La sezione A1, alla quale tutte le sezioni sono ancorate, è stata misurata da Tinterri & Tagliaferri (2015).

## 6.2 Descrizione delle sezioni misurate

## Sezione A2 -A24



Le sezioni A2-A24 sono state misurate all'interno del complesso di cave noto come "Forcone del Carpine", ubicato nella parte settentrionale dell'area di studio, lungo la valle attraversata dal torrente Diaterna. Queste sezioni, misurate prevalentemente lungo una parete della cava, coprono un intervallo stratigrafico di 45 metri (Fig. 6.2.1)

La misurazione di queste sezioni è stata effettuata in due fasi; inizialmente è stata misurata la sezione A2 lungo la parete della cava e in un secondo momento è stata aggiunta la sezione A24, localizzata lungo una piccola parete rocciosa affiorante poco

a N rispetto alla cava stessa.

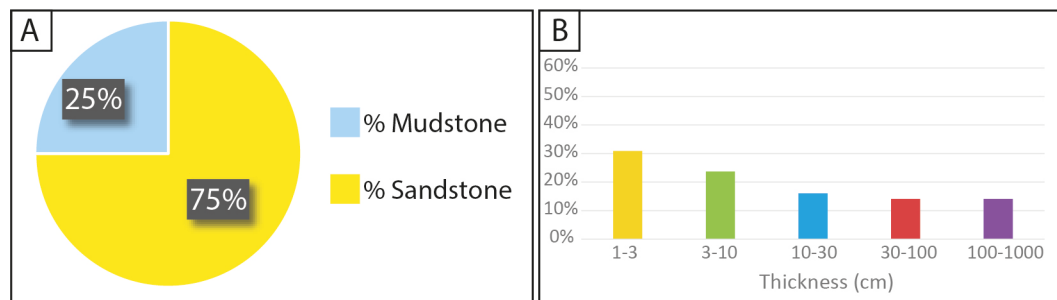


Figura 6.2.2: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A2-A24



Queste sezioni sono formate da un'alternanza molto marcata tra pacchi di strati di arenaria metrici e depositi più fini dominati da pelite e strati arenacei sottili (spessore compreso tra 1 e 3 cm); il rapporto arenaria/pelite complessivo è del 75%. (Fig.6.2.2)

Gli strati sono sovente caratterizzati dalla presenza di clasti pelitici, con dimensioni decimetriche (fino ad un max di circa 50 cm), dalla forma sub-angolosa ed aventi l'asse maggiore immergente sopracorrente. All'interno dello strato 728, oltre ai clasti pelitici, sono anche presenti intraclasti di maggiori dimensioni composti da arenaria fine e media ed al cui interno è possibile riconoscere strutture sedimentarie da trazione più decantazione. La dimensione e la composizione dei clasti testimoniano quindi l'elevata capacità erosiva dei flussi che hanno formato questi strati. Alla base della sezione è anche possibile osservare due strati al cui interno sono presenti lamine immergenti in senso opposto alle paleocorrenti, interpretate come strutture da regime supercritico (vedasi Tinterri et al. 2020).

Figura 6.2.1.: Log stratigrafico della sezione A2-A24

Gli strati arenacei più sottili sono invece caratterizzati dalla presenza di strutture da decantazione più trazione, come *climbing-ripple*, e spesso presentano strutture da carico basali, che in taluni casi originano *ball and pillows* e pseudonoduli nella pelite sottostante. Geometrie a *ripple* si riscontrano anche nei sottili strati di arenaria grossolana, molto frequenti nella sezione A2, interpretati come strati a *megaripple* e associati a *bypass* (vedasi Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011). Le paleocorrenti osservate mostrano come i *flute casts* presenti siano concordi con la direzione e il verso generale di scorrimento dei flussi (N 120°), mentre i *ripple* mostrano lamine immergenti verso N e NW (fig. 6.2.3). Il tetto della sezione A2 è posto in corrispondenza dello strato 730, strato molto spesso caratterizzato da un *mud draped scour* erosivo di lunghezza decametrica drappeggiato da depositi fini e facies a *megaripple* (Fig. 6.2.4).

Diffusa all'interno delle sezioni è inoltre la presenza di tracce fossili di tipo *Ophiomorpha*, particolarmente concentrate nei depositi a granulometria fine al di sotto dello strato 737.

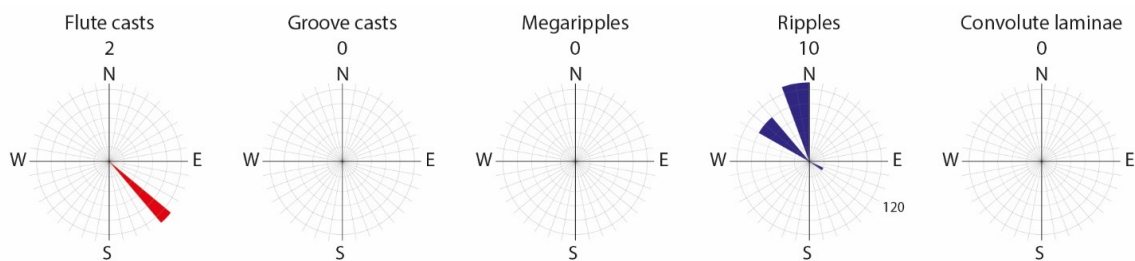
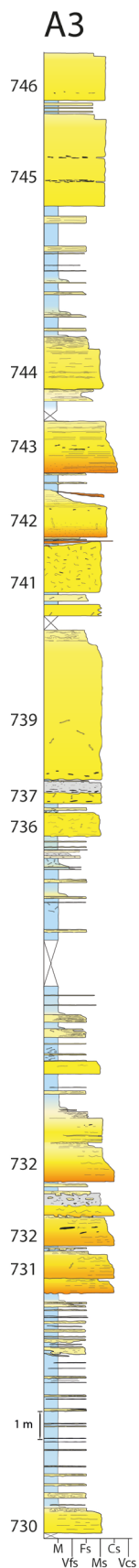


Figura 6.2.3: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti delle sezioni A2-A24



Figura 6.2.4: Panoramica della parete di cava dove è stata misurata la sezione A2, mentre in B) è mostrata una bioturbazione di *Ophiomorpha*.

## Sezione A3



Situata anch'essa nel complesso di cave di Carpine, la sezione A3 è stata misurata circa 300 m a W rispetto alla sezione A2 sopra descritta. Lo spessore stratigrafico della sezione A3 è di 53 m (Fig. 6.2.5, 6.2.8).

Rispetto alla sezione A2, il la percentuale di arenaria è pari al 52%, tale valore è imputabile alla presenza di due intervalli dominati da un'alternanza di pelite e strati molto sottili di arenaria fine (Fig. 6.2.6); questi ultimi presentano frequentemente strutture da trazione e decantazione e, più raramente, strutture da sfuggita d'acqua come lamine convolute. Gli strati più spessi (> 100 cm) invece sono costituiti da una parte basale di arenaria media prettamente massiva o con laminazioni mal sviluppate (*crude o spaced lamination* di Hiscott & Middleton, 1980) e da una porzione sommitale sottile di arenaria fine con strutture trattive. È frequente, inoltre, che gli strati più spessi mostrino evidenze di amalgamazioni, testimoniate da allineamenti di clasti pelitici, vedasi strato 739 il cui spessore della parte basale è di oltre 5 m. Grazie ad una correlazione laterale con le sezioni adiacenti (a tal proposito si rimanda alla Fig. 6.3.2), è possibile osservare che lo spessore dello strato 739 è dovuto all'amalgamazione di ben tre strati.

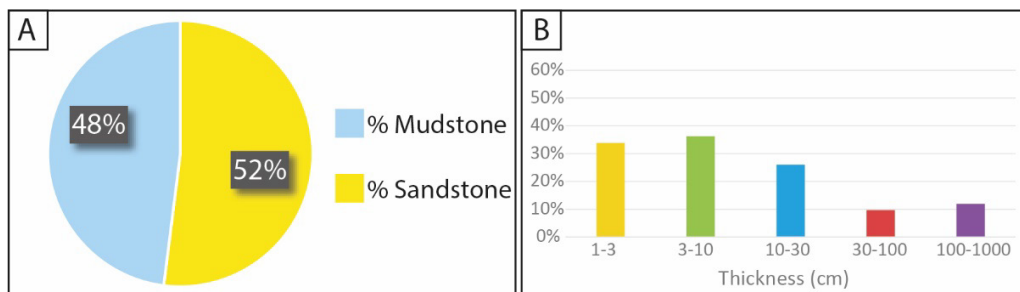


Figura 6.2.6: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A3

All'interno della sezione sono inoltre presenti due *mud draped scour* negli strati 741 e 742, i quali caratterizzati dalla presenza di sottili strati lenticolari di arenaria grossolana nella porzione pelitica sommitale, interpretati come strati a *megaripple* indicanti *bypass* (Fig. 6.2.5; vedasi anche Tinterri e Tagliaferri, 2015; Tagliaferri e Tinterri, 2016).

Figura 6.2.5: Log stratigrafico della sezione A3

Per quanto riguarda le paleocorrenti, i *foreset* dei ripples sono rivolti verso W e WNW, contrariamente ai *flute casts*, la cui direzione è verso E e SE, coerente con la direzione di scorrimento dei flussi verso i quadranti sud-orientali. I *groove casts*, molto scarsi in questa sezione, sono leggermente deviati verso E rispetto agli altri *sole marks* (Fig. 6.2.7).

Particolarità di questa sezione è l'abbondante presenza di tracce fossili di tipo *Ophiomorpha* e *Planolites*. Questi ultimi non sono distribuiti omogeneamente all'interno della sezione, ma sono particolarmente concentrati al tetto dello strato 739.

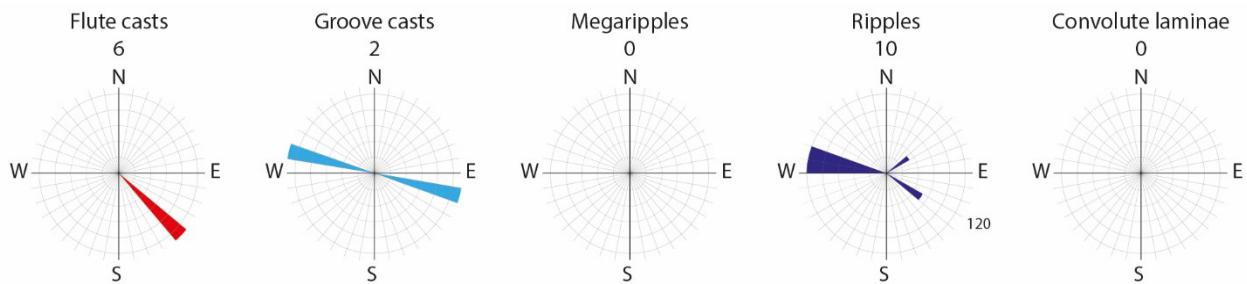
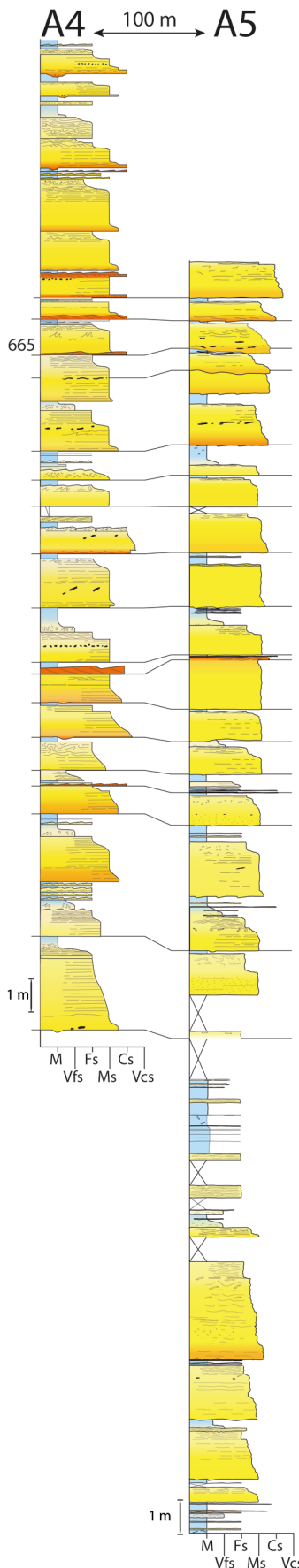


Figura 6.2.7: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A3



Figura 6.2.8: A) Panoramica della parete della cava dove è stata misurata la sezione A3, mentre in B) e C) sono mostrate tracce fossili di tipo *Ophiomorpha* osservabili all'interno della sezione.

## Sezioni A4 e A5



La sezione A5 è stata misurata all'interno della cava abbandonata situata lungo la Strada Statale Imolese, immediatamente al di fuori del paese di Firenzuola (vedasi Fig. 6.2.9, 6.2.12). Tale sezione era già stata oggetto di studio da parte di Tinterri nel 2002 nell'ambito del congresso EAGE (vedasi Mutti *et al.*, 2002), lavoro in cui è stata misurata la sezione A4, correlata con la A5 misurata in questo lavoro, quest'ultima localizzata lungo il fianco est della cava, mentre la sezione A4 lungo il fianco ovest (Fig.6.1.12).

La sezione A5 ha uno spessore stratigrafico di 37 metri ed una percentuale di arenaria del 64%. Il marcato aumento di questo valore nella adiacente sezione A4 si spiega con l'assenza, all'interno di quest'ultima, dell'intervallo dominato da pelite e strati arenacei molto sottili (1-3 cm) presente alla base della sezione A5 (vedasi Fig. 6.2.10).

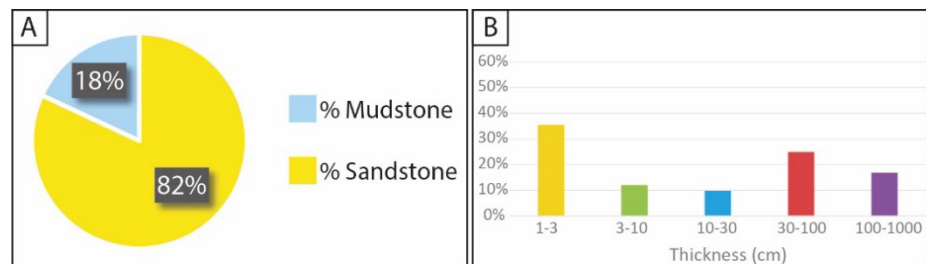


Figura 6.2.10: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A4-A5

Molto frequenti all'interno di queste sezioni sono le facies di *bypass*, osservabili sia in sottili strati di spessore centimetrico di arenaria grossolana, sia in strati spessi il cui tetto risulta rimaneggiato in strutture a *megaripple*.

Molto frequenti sono inoltre i clasti pelitici e le amalgamazioni, queste ultime particolarmente abbondanti al tetto della A5. All'interno delle sezioni sono inoltre molto abbondanti le tracce fossili di tipo *Ophiomorpha*.

Figura 6.2.9: Logs stratigrafici delle sezioni A4-A5

Le paleocorrenti osservate mostrano che il 50% dei *ripple* sono diretti verso W, contrariamente ai *flute casts* diretti sempre verso SE. I *foreset* dei *megaripple*, invece, sono leggermente deviati verso E rispetto ai *sole marls*, sempre orientate verso N120°-130° (Fig. 6.2.11).

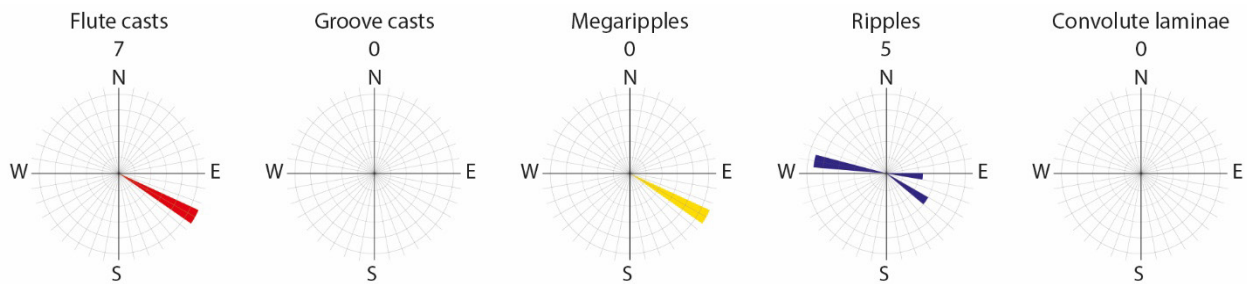


Figura 6.2.11: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti delle sezioni A4-A5

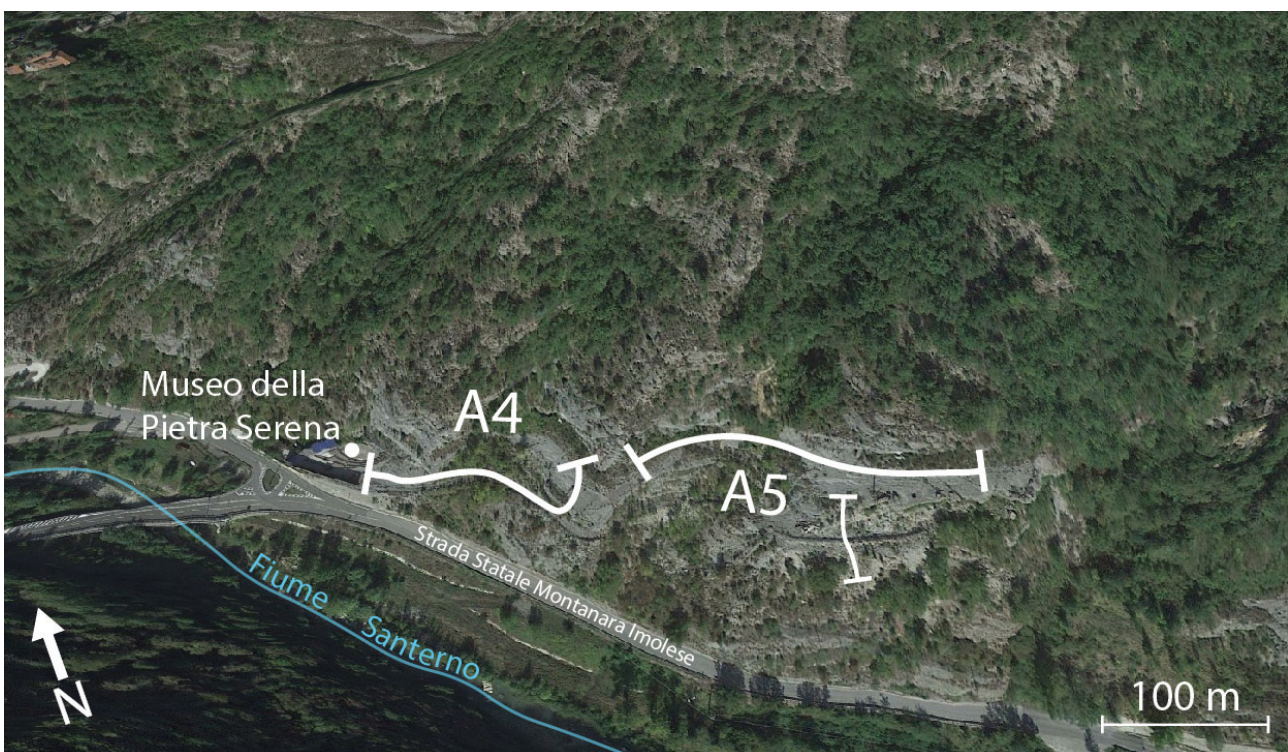
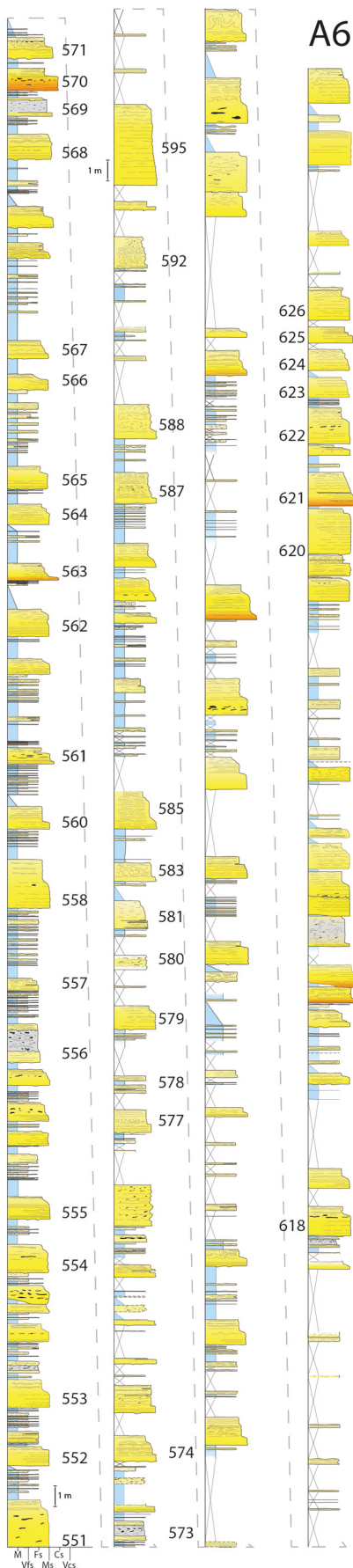


Figura 6.2.12: Foto satellitare (da Google Earth) con ubicazione delle sezioni A4 e A5

## Sezione A6



## A6

La sezione A6 (Fig. 6.2.13) è stata misurata lungo il versante che collega la località Tre Croci, lungo la strada statale Imolese, al paese abbandonato di Pratalecchia. Questa sezione copre un intervallo stratigrafico di 325 m e si trova stratigraficamente poco al di sopra del caotico di Casaglia, che affiora lungo il fiume Santerno a poca distanza rispetto alla A6 (Fig. 6.2.16).

Il tetto della sezione è invece in corrispondenza di un intervallo semicoperto che coincide con il caotico di Bedetta; la sezione A6 quindi, insieme alla sezione A1 di Tinterri & Tagliaferri (2015) funge da riferimento per le sezioni localizzate nella subUnità Va.

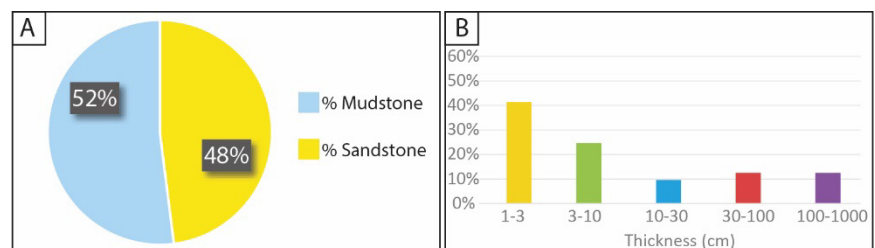


Figura 6.2.14: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A6.

Nella prima metà del suo spessore la sezione A6 si presenta continua e ben affiorante, mentre nella seconda metà la copertura vegetale è abbondante, celando in taluni casi anche strati arenacei di spessore metrico. Questa variabilità della sezione ha reso possibile una stima del rapporto arenaria/pelite solamente per la prima porzione (intervallo compreso tra lo strato 551 e lo strato 611), nella quale la percentuale di arenaria è del 48% (Fig. 6.1.14). Nonostante la copertura, è comunque apprezzabile un trend di *thickening-upward* all'interno dell'intera sezione A6.

Figura 6.2.13: Log stratigrafico della sezione A6

Le analisi delle paleocorrenti mostrano una forte deviazione verso NE dei *ripple*, mentre i *flute casts* sono sempre concordi alla direzione di scorrimento generale dei flussi. (Fig. 6.1.15).

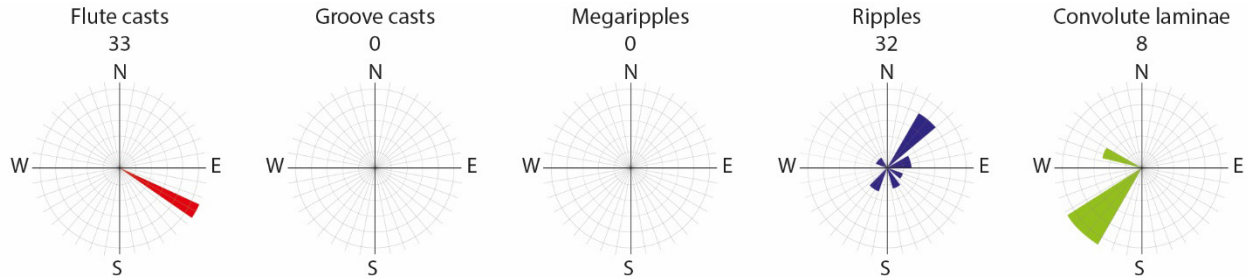


Figura 6.2.15: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A6

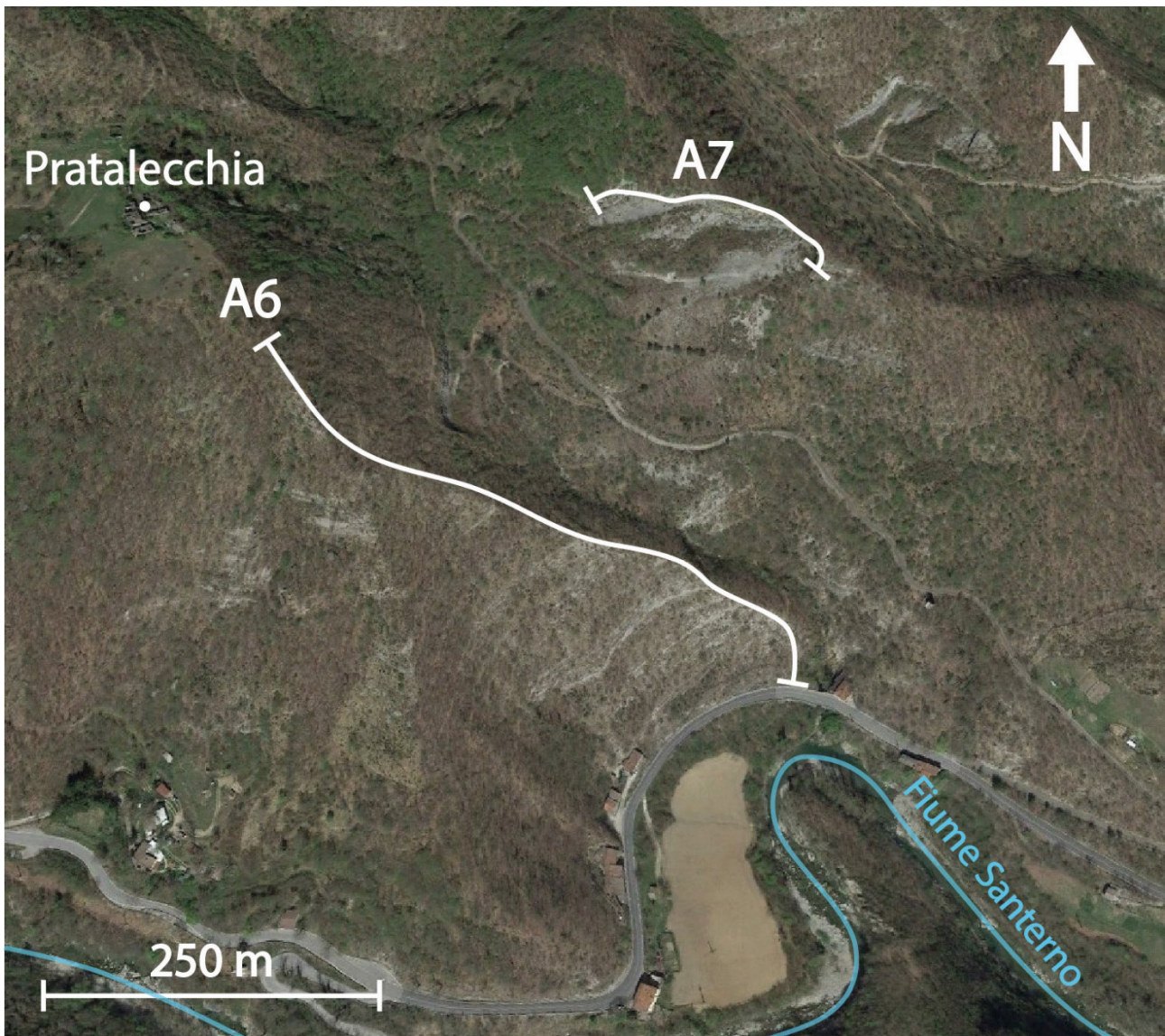


Figura 6.2.16: Immagine satellitare (da Google Earth) con la traccia delle sezioni A6 e A7

## Sezione A7



Situata circa 400 m ad E rispetto alla A6, questa sezione è stata misurata all'interno di una cava raggiungibile mediante una strada sterrata che parte in corrispondenza della località Ca' di Menafina, lungo la strada Statale Montanara Imolese (Fig. 6.1.16).

Questa sezione, che comprende un intervallo stratigrafico di 70 metri (Fig. 6.1.17), è formata per l'83% da arenaria (Fig. 6.2.18). Tale valore risulta così elevato in quanto la sezione è costituita essenzialmente da due pacchi di strati molto spessi e localmente amalgamati, separati da un intervallo prevalentemente pelitico con intercalazioni di strati arenacei sottili di arenaria fine.

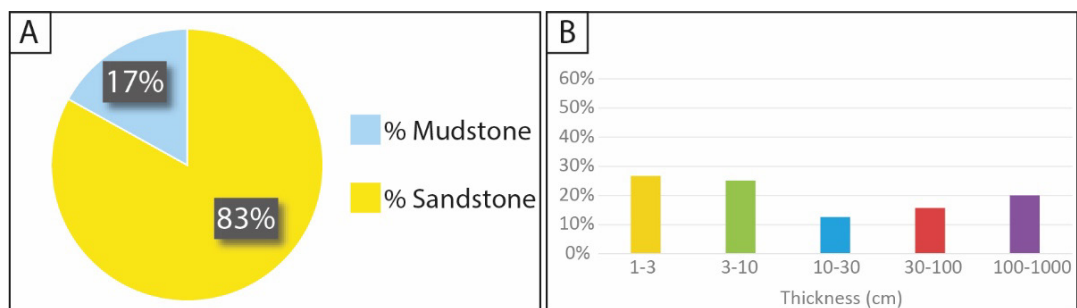


Figura 6.2.18: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A7

Clasti pelitici centimetri e appiattiti sono frequenti in tutta la sezione, così come le amalgamazioni, mentre sono rari strati a *megaripple* e strati a *slurry*.

Le paleocorrenti osservate mostrano ancora una volta *flute casts* concordi con paleocorrente verso N120°, mentre i *foreset* dei *ripple* sono prevalentemente orientati verso W (Fig 6.2.19).

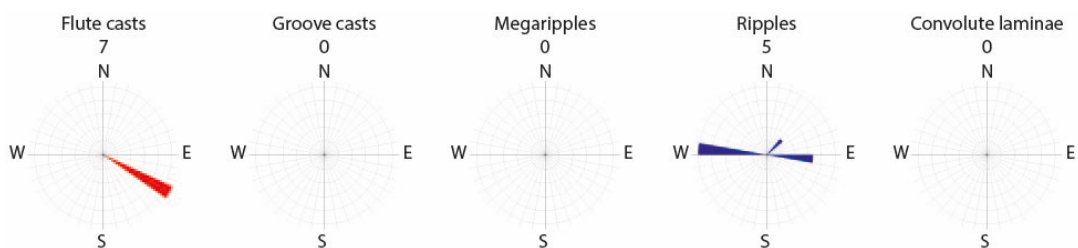


Figura 6.2.19: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A7.

Figura 6.2.17:  
Colonnina  
stratigrafica della  
sezione A7

## Sezione A8

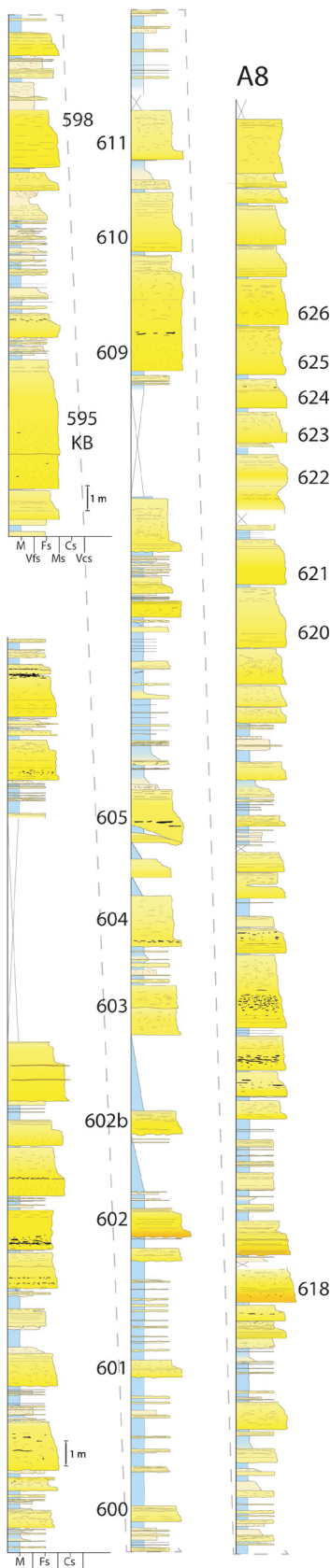


Figura 6.2.20: Log stratigrafico della sezione A8

La sezione A8 comprende un intervallo stratigrafico di 175 metri ed è stata misurata nella cava chiamata “Le Sanguinarie”, localizzata sul versante settentrionale del Monte Frena (Fig. 6.2.23 e 6.2.27).

La sezione A8 presenta un trend *thickening-upward*, avendo sullo spessore totale una percentuale di arenaria pari al 66% (Fig. 6.2.22). Nella parte basale della sezione è presente lo strato guida Brento Sanico (strato 595), indicato anche nella cartografia, che qui ha uno spessore di 4,70 metri (Fig. 6.2.20).

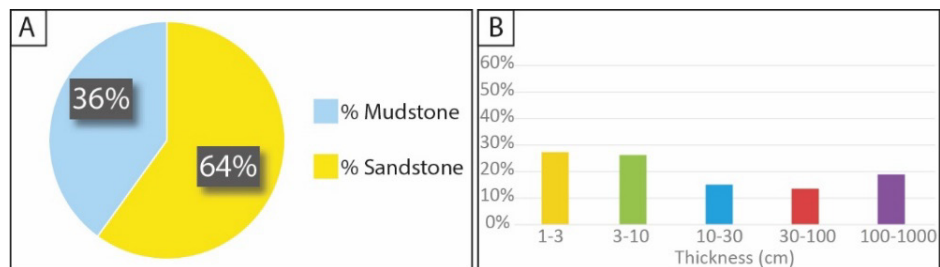


Figura 6.2.21: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A8

Raramente gli strati della sezione A8 mostrano la presenza di strutture ben sviluppate, mentre sono prevalenti strati dall'aspetto massivo o al più con *crude laminations*. Non sono inoltre presenti strati a *slurry*, pur essendoci numerosi strati che mostrano allineamenti di clasti pelitici di grandi dimensioni (strati a *sandwich* di Ricci Lucchi & Valmori, 1980). Questi strati sono presenti nella parte basale della cava, al di sotto dello strato Brento Sanico e nella porzione più elevata, stratigraficamente al di sopra dello strato 618 (Fig. 6.2.20).

Nella sezione A8 non si notano particolari evidenze di tracce fossili, ma sono abbondanti allineamenti di frustoli vegetali, anche di grandi dimensioni, all'interno degli strati più spessi.

Le paleocorrenti osservate mostrano una percentuale del 30 % di *ripple* orientati verso NW, analogamente alle lamine convolute (Fig.6.2.22).

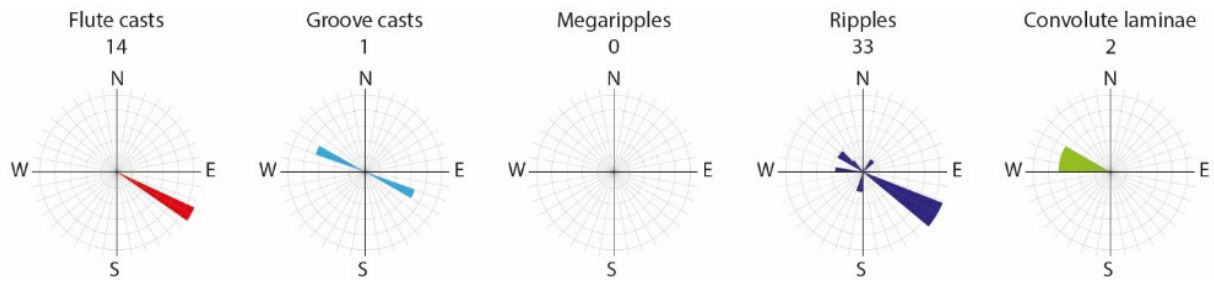


Figura 6.2.22: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A8



Figura 6.2.23: Panoramica della parete superiore della cava dove è stata misurata la sezione A8

## Sezione A9



La sezione A9 è stata misurata in parte lungo la strada che conduce alla località “casetta di Tiara”, nella Valle d’Inferno, ed in parte nella cava scavata lungo il fianco NE del Monte Frena. Essa è interposta tra le sezioni A8 e A11 (Fig. 6.2.27). Questa sezione presenta uno spessore stratigrafico totale di 75 m e si compone prevalentemente di strati con una parte basale arenacea di spessore metrico. La percentuale di arenaria sullo spessore complessivo della sezione è del 64% (Fig. 6.2.25).

La sezione A9 è caratterizzata da un’abbondanza particolarmente elevata di clasti pelitici e, come nella precedentemente descritta sezione A8, ci sono strati a *sandwich*, soprattutto nella parte basale. Sempre nella parte basale sono frequenti strati in cui il passaggio da arenaria a pelite avviene mediante una facies di transizione siltosa che presenta intercalazioni di livelli di arenaria fine aventi la tendenza a formare pseudo-noduli; caratteristica che si ritrova spesso anche in strati sottili di arenaria fine.

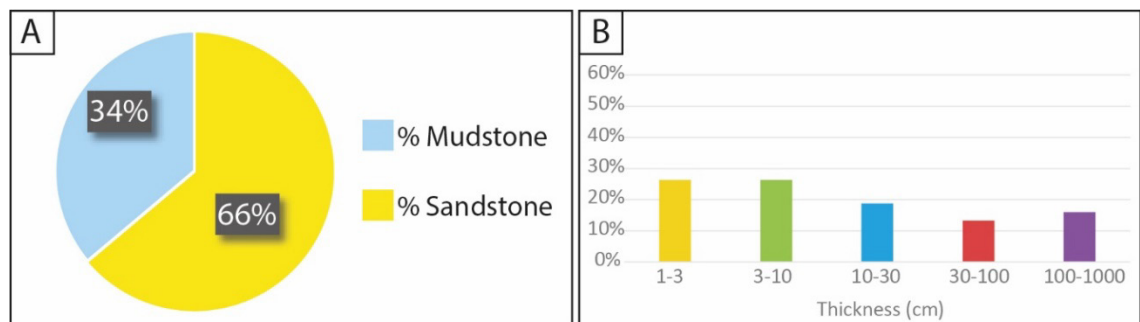


Figura 6.2.25: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A2-A9

Gli strati arenacei più spessi invece mostrano una porzione basale arenacea massiva o caratterizzata da laminazioni incipienti (*crude laminations*) e passano verso l’alto a sottili strati di arenaria fini con strutture da *climbing ripples* e lamine convolute.

Nella parte alta della sezione (Fig. 6.2.24) è presente lo strato guida Brento Sanico (strato 595), costituito prevalentemente da arenaria media massiva con sporadica presenza di alcuni clasti pelitici centimetrici; lo strato 595 nella sezione A9 ha il suo spessore minimo dell’intera area di studio, pari a 370 cm.

Figura 6.2.24: Log stratigrafico della sezione A9

Nella sezione A8 le paleocorrenti indicate da *flute casts*, *megaripple* e *ripple* sono tutte in accordo e rivolte verso N120°, ad eccezione di una percentuale inferiore al 15% di *ripple* che indicano una paleocorrente verso NW (Fig. 6.2.26).

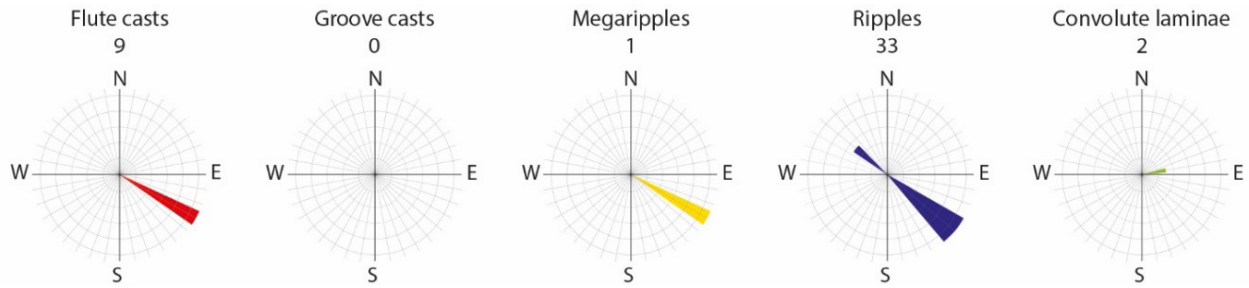


Figura 6.2.26: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A9.



Figura 6.2.27: Foto panoramica, scattata dalla sezione A10, che mostra l'ubicazione delle sezioni A8, A9 e A11.

Sezione A10



La sezione A10 è stata misurata all'interno di una cava situata lungo il versante E del Monte Prevalico, partendo dalla base della cava per poi proseguire lungo il percorso che porta alla località di "Pianelle" (Fig.6.2.42).

La sezione (Fig. 6.2.28) comprende un intervallo stratigrafico di 65 metri ed è composta prevalentemente da strati arenacei sottili (3-10 cm) e molto sottili (1-3 cm); rispetto allo spessore totale della sezione il rapporto arenaria/pelite è del 50% (Fig. 6.2.29). Gli strati di spessore metrico, che mostrano internamente clasti pelitici di dimensioni decimetrici, sono distribuiti in modo piuttosto omogeneo all'interno della sezione, la quale non mostra alcun trend evolutivo.

I ripples presenti in questa sezione indicano locali scorrimenti dei flussi verso NE, sebbene altre componenti minoritarie sono verso W e SE. I flutes cast alla base degli strati arenacei indicano sempre una direzione delle correnti verso SE. (Fig. 6.2.30).

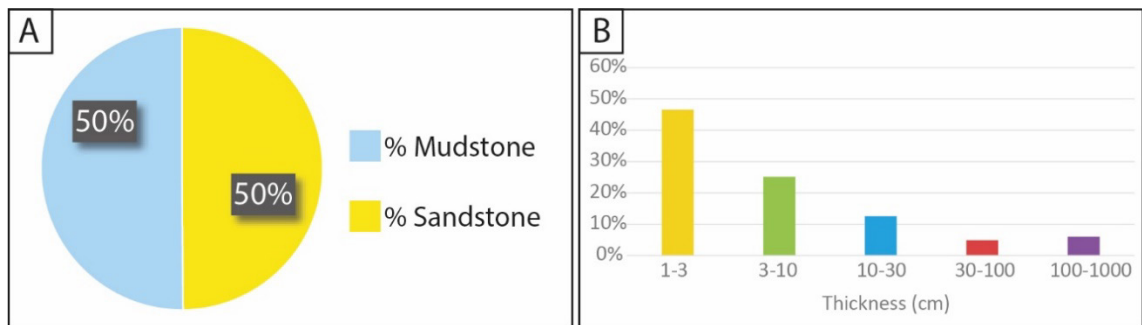


Figura 6.2.29: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A10

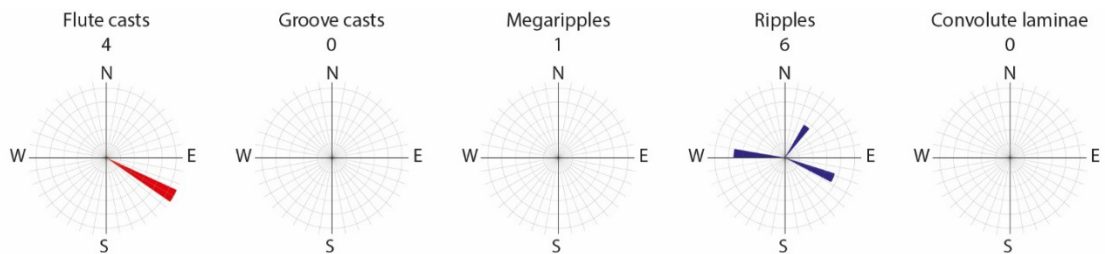


Figura 6.2.30: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A10

Figura 6.2.28: Log stratigrafica della sezione A10

## Sezione A11

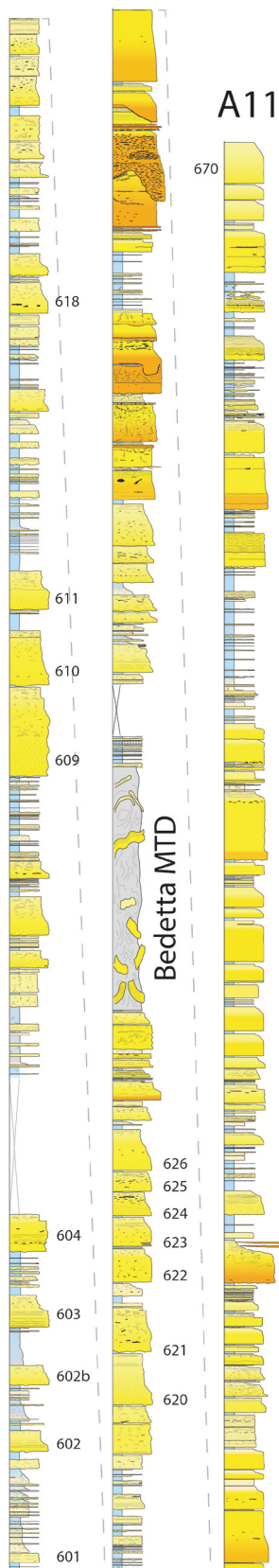


Figura 6.2.31: Log stratigrafica della sezione A11

La sezione A11 comprende un intervallo stratigrafico di 220 metri misurato all'interno del complesso di cave denominato "Cava Castellina", sviluppata lungo il fianco orientale del Monte Frena, nella Valle Inferno, dove scorre il torrente Rovigo (6.2.31). La sezione è stata misurata partendo dalla strada che conduce alla cava stessa, per poi passare alla misura delle due pareti principali della stessa (Figs. 6.2.27, 6.2.34).

Questa sezione riveste un ruolo fondamentale nel contesto di questo lavoro, non solo per il suo notevole spessore, ma soprattutto perché al suo interno è stato identificato un corpo caotico (o *Mass Transport Deposit*), spesso circa 12 metri e non indicato nella cartografia CARG, che la correlazione ha messo in evidenza essere il Caotico di Bedetta (Fig. 6.2.31) Tale corpo mostra un trend *thinning* e *fining-upward*, essendo costituito alla base da un pacco di sei strati di spessore metrico blandamente deformati, mentre verso l'alto passa a sedimenti più fini pelitici/siltosi con intercalazioni di sottili strati di arenaria fine profondamente piegati e fratturati.

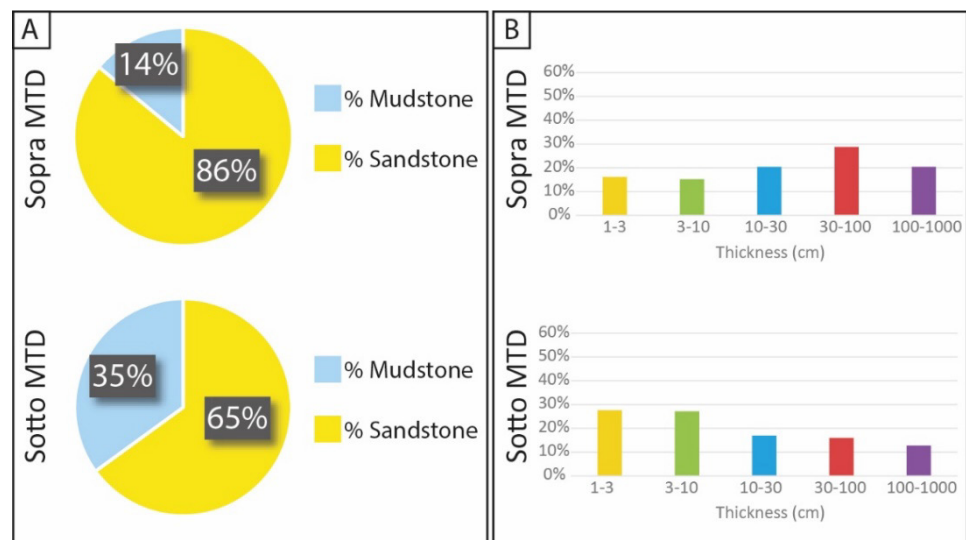


Figura 6.2.32: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A11

E' evidente come le caratteristiche dei depositi della A11 cambino radicalmente in seguito alla messa in posto del caotico (Figs. 6.2.32, 6.2.33). Si assiste infatti ad un aumento del rapporto arenaria/pelite che passa da un

valore del 65% all'86% e all'aumento dello spessore medio degli strati, che passa da 36 cm fino a 64 cm. I depositi sopra al caotico, inoltre, sono organizzati in pacchi di strati di arenacei di spessore metrico separati da intervalli in cui predomina pelite intervallata da sottili strati di arenaria fine (Fig. 6.2.32). Nelle pareti della cava al di sopra del caotico, orientate parallelamente alla paleocorrente generale dei flussi, sono stati inoltre osservati numerosi *scour*, di dimensioni anche decametriche, e *mud draped scour* e al cui interno da sottili strati lenticolari di arenaria grossolana interpretati come *megaripple*. Nella sezione A11, analogamente a quanto osservato nella A8, sono stati osservati frequentemente livelli ricchi di frustoli vegetali, di dimensioni talvolta anche decimetriche.

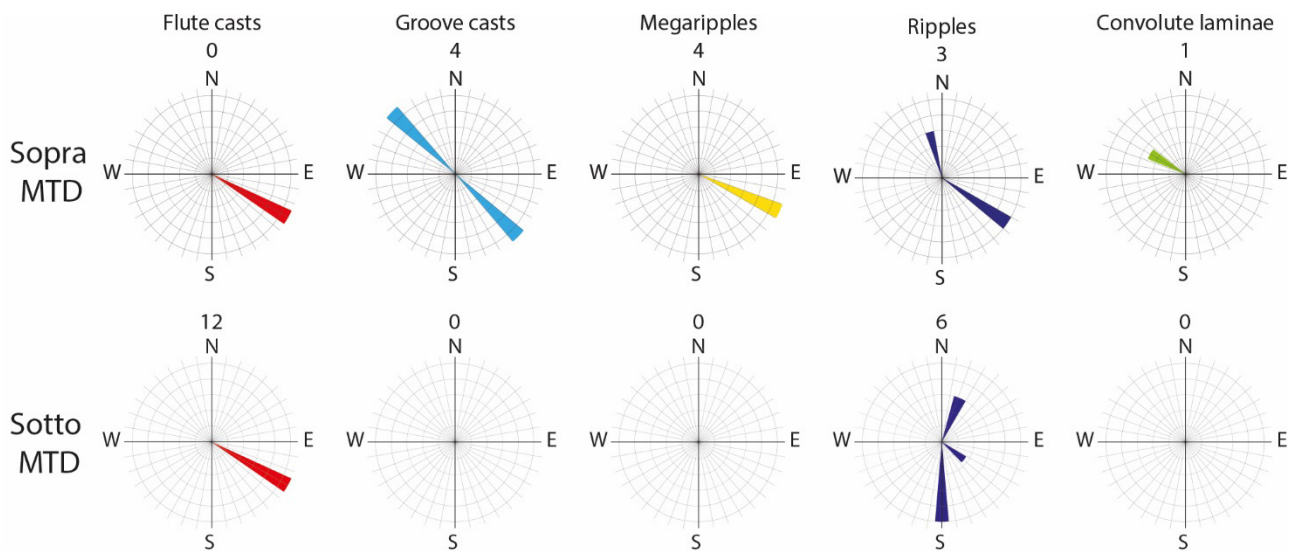
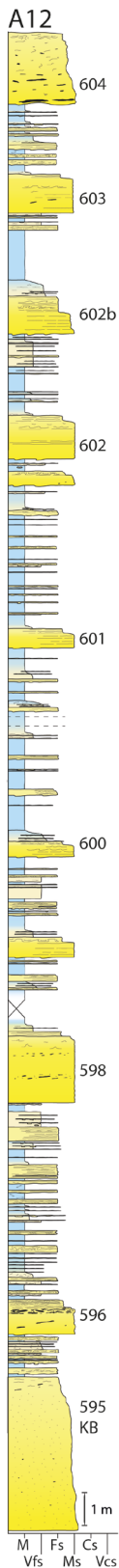


Figura 6.2.33: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A11



Figura 6.2.34: Parete ovest dalla cava Castellina, dove è stata misurata la sezione A11

## Sezione A12



La sezione A12, localizzata poco a SE rispetto alla sezione A11, è stata misurata all'interno di una cava presente lungo la strada che conduce alla località "casetta di Tiara" (Fig. 6.2.38 e 6.2.42).

La sezione comprende un intervallo stratigrafico di 50 metri ed alla base, in accordo con la cartografia CARG, è presente lo strato guida Brento Sanico (Fig. 6.2.35). Quest'ultimo ha uno spessore di 450 cm ed è composto da una spessa porzione basale di arenaria media massiva caratterizzata dalla sporadica presenza di clasti pelitici di piccole dimensioni, che passa verso l'alto ad una porzione spessa 23 cm al cui interno si riconosce una laminazione non ben sviluppata. Al di sopra del Brento Sanico, lo strato 596 ha qui le caratteristiche di uno strato a *sandwich*, presentando un livello estremamente ricco di clasti pelitici di dimensioni decimetriche.

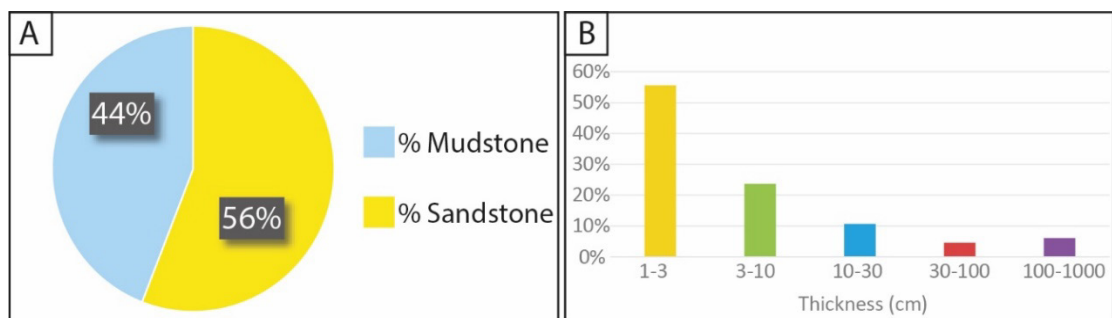


Figura 6.2.36: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A12

Questa sezione è composta per il 56% da arenaria, concentrata prevalentemente in strati molto sottili (1-3 cm) di arenaria fine e solamente da una decina di strati di spessore metrico (Fig. 6.2.36). Strutture da trazione e decantazione e sfuggita d'acqua tendono a predominare negli strati più sottili di arenaria fine, mentre gli strati spessi presentano una facies di transizione tra la parte arenacea e quella pelitica sommitale. All'interno di questa facies, costituita essenzialmente da silt, si può talvolta riconoscere un'alternanza di sottili *laminaset* di arenaria fine con evidenti strutture da trazione e decantazione e strutture da carico. Queste, localmente, sono responsabili della formazione di pseudonoduli all'interno della facies siltosa. Il significato di questa facies, particolarmente ben visibile all'interno di questa sezione, verrà discusso approfonditamente nel capitolo dell'analisi di facies.

Figura 6.2.35:  
Log  
stratigrafica  
della sezione  
A12

Le paleocorrenti dei *ripples* osservati sono quasi sempre in accordo con i flute casts presenti nella sezione, ad eccezione di una percentuale di *ripples* inferiore al 10% che invece è rivolta verso NW.

Diffusa è inoltre la presenza di tracce fossili di tipo *Ophiomorpha*, particolarmente concentrati nei livelli pelitici entro la prima metà della sezione; sono inoltre frequenti livelli di frustoli vegetali all'interno degli strati più spessi.

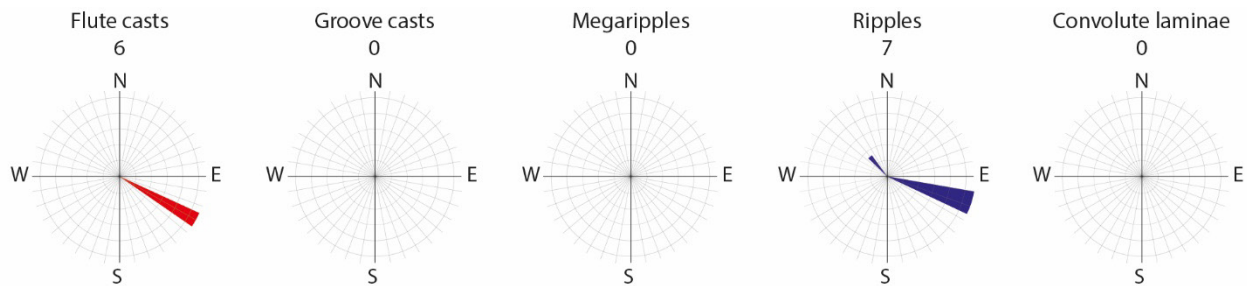


Figura 6.2.37: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A12

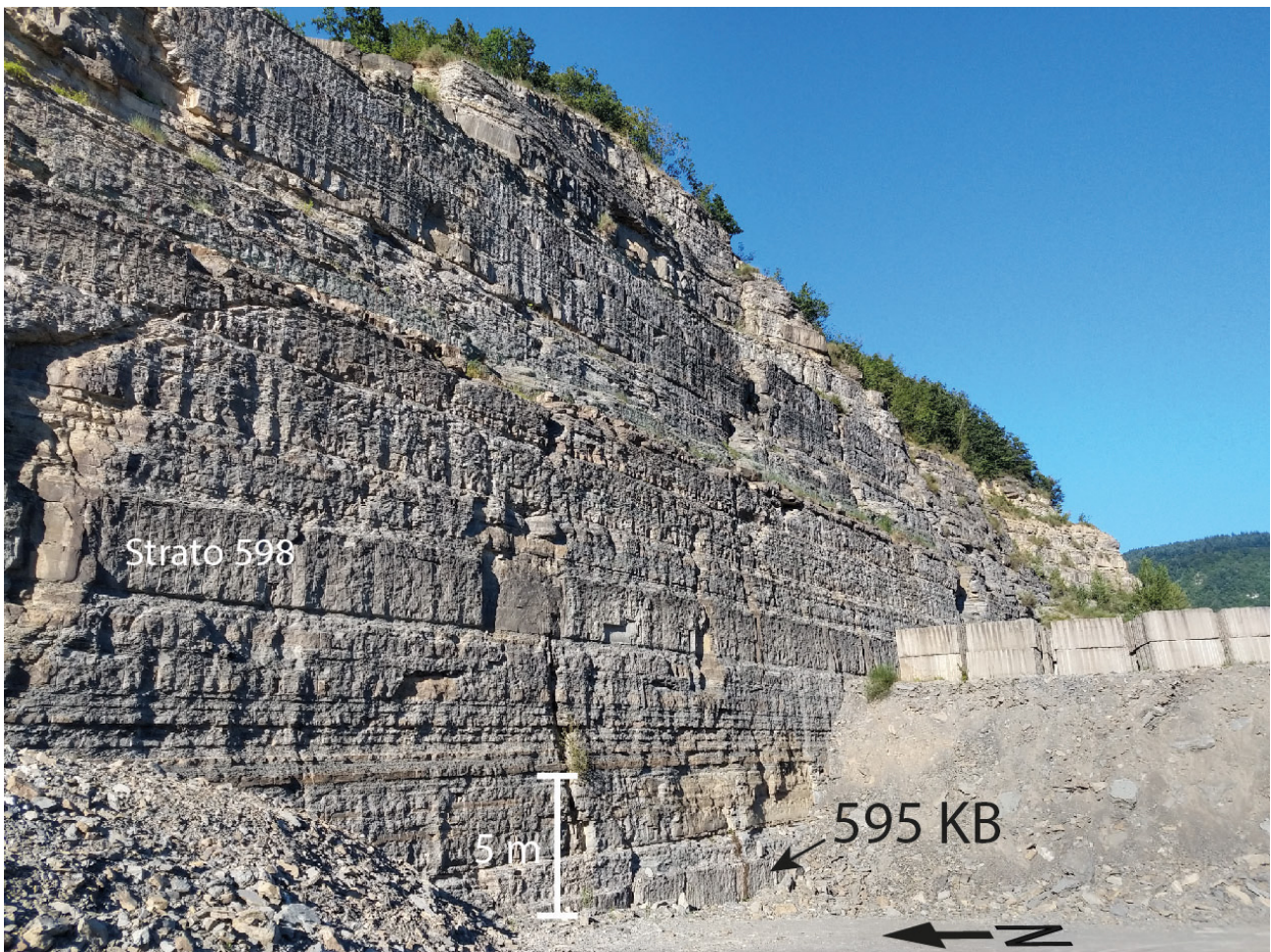


Figura 6.2.38: Parete della cava dove è stata misurata la sezione A12, da notare la presenza dello strato guida Brento Sanico alla base.

## Sezione A13

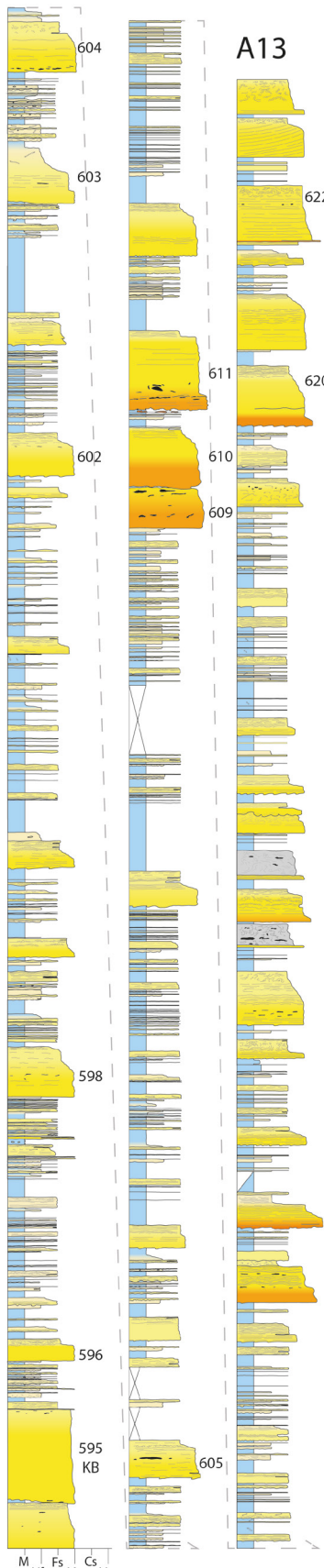


Figura 6.2.39: Colonnina stratigrafica della sezione A13.

Localizzata nella Val d'Inferno all'interno del complesso di cave localizzato sul versante sud-orientale del Monte Prevalico (Fig. 6.2.42), la sezione A13 ha uno spessore complessivo di 150 metri (Fig. 6.2.39).

Anche in questo caso alla base della sezione è presente lo strato guida Brento Sanico, spesso complessivamente 445 cm che qui si mostra composto da due strati amalgamati, spessi rispettivamente 134 cm e 294 cm separati da 10 cm di pelite (Fig. 6.2.39). Entrambi gli strati sono composti prevalentemente da una facies basale massiva, con saltuaria presenza di clasti pelitici centimetrici e da porzioni sommitali in cui sono ben visibili strutture trattive e lamine convolute. All'interno di questa cava, dove i due strati costituenti il Brento Sanico sono amalgamati, il livello pelitico che li separa è sostituito lateralmente da un allineamento di clasti pelitici.

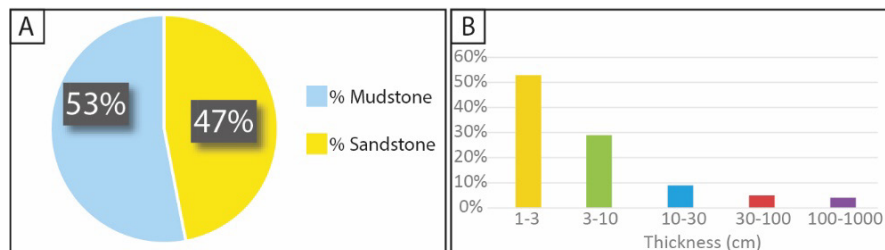


Figura 6.2.40: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A13

La sezione A13 è simile alla sezione A12. Predominano infatti strati molto sottili (1-3 cm) di arenaria fine con strutture da trazione e decantazione, mentre gli strati spessi oltre 30 cm rappresentano una componente minoritaria (Fig. 6.2.40). Questi ultimi sono spesso caratterizzati alla presenza di una facies siltosa interposta tra la parte arenacea basale e la pelite sommitale.

Nella parte alta della sezione, inoltre, si assiste ad un aumento di strati contenenti clasti pelitici, che aumentano anche di dimensione, oltre ad un aumento di strati ricchi di convoluzioni e a *slurry*.

Anche in questa sezione sono presenti tracce fossili di tipo *Ophiomorpha*, concentrate soprattutto nei livelli più pelitici nella seconda metà della sezione.

I *sole marks* osservati mostrano una paleocorrente concorde con la direzione di apporto dei sedimenti della FMA. I *ripples*, al contrario, mostrano una forte dispersione, soprattutto vero N, NE ed E (Fig. 6.2.41).

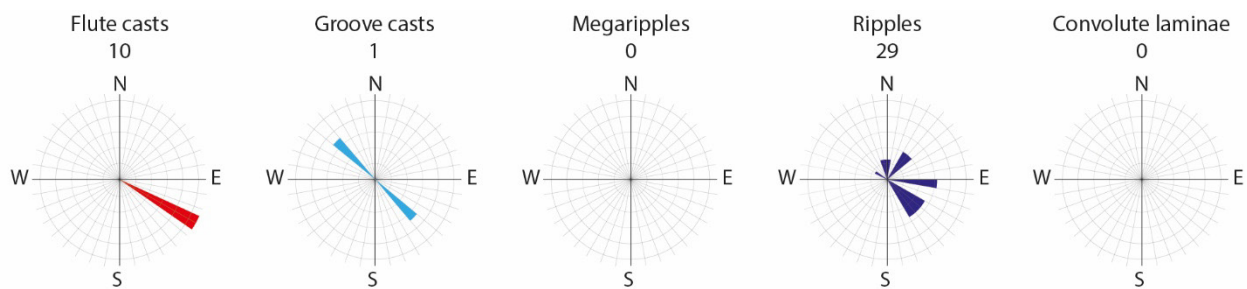


Figura 6.2.41: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A13

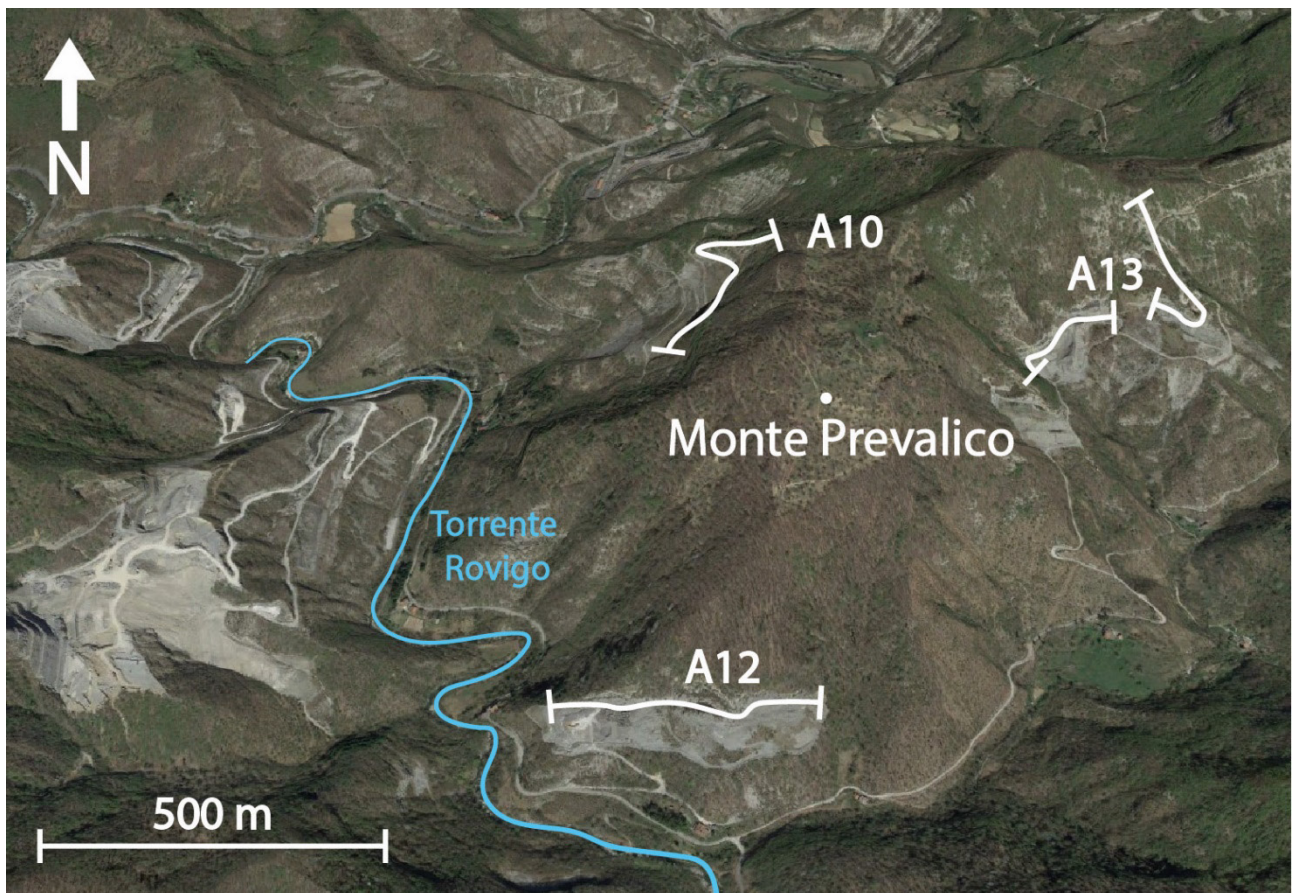


Figura 6.2.42. Foto satellitare (da Google Earth) con evidenziata l'ubicazione delle sezioni A10, A12 e A13.

## Sezione A14

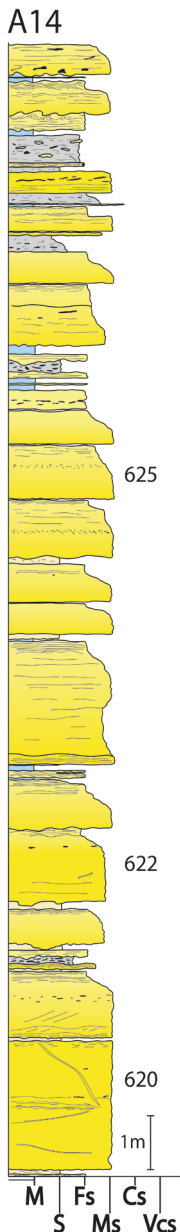


Figura 6.2.43:  
Log stratigrafico  
della sezione  
A14

Con uno spessore di soli 25 metri (Fig. 6.2.43), la sezione A14 è la meno spessa di tutte quelle misurate in un questo lavoro ed è localizzata all'interno di una cava abbandonata lungo la Strada Statale Montanara Imolese, in Val Santerno (Fig.6.1.1 e. 6.2.52).

La sezione A14 è composta quasi esclusivamente da strati arenacei spessi e molto spessi, il che determina un rapporto arenaria/pelite molto elevato, pari al 93% (Fig. 6.2.44). Gli strati sono per lo più massivi e ricchi di clasti pelitici, frequentemente allineati.

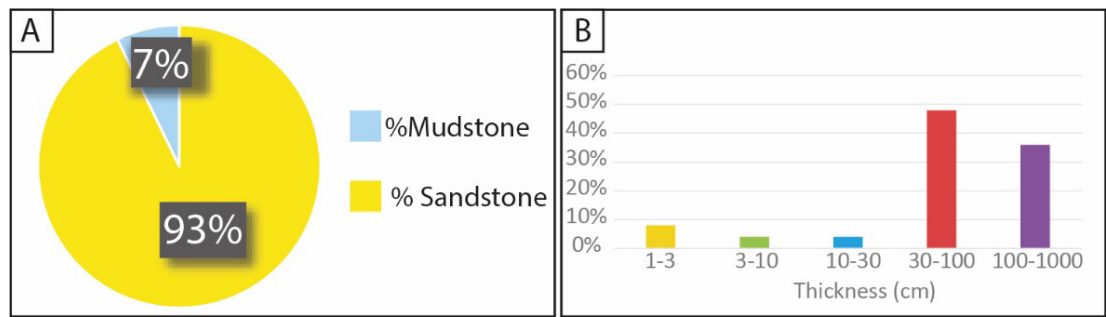


Figura 6.2.44: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A14

Sebbene questa sezione comprenda un intervallo stratigrafico piuttosto ridotto, colpisce l'abbondanza e concentrazione sia di strati contenenti clasti pelitici, ma soprattutto di strati *slurry* (se ne contano infatti ben 5, di cui 4 concentrati negli ultimi 7 strati della sezione). Oltre a contenere un gran numero di clasti pelitici di dimensioni irregolari, questi strati a *slurry* contengono anche pseudonoduli, derivanti dalla facies sommitale di arenaria fine. Lo strato alla base della sezione contiene numerose tracce fossili di tipo *Ophiomorpha*. Le paleocorrenti osservate sono generalmente concordi con quelle generali verso SE, ad eccezione di alcuni *ripples*, i cui *foreset* immergono verso NW (Fig. 6.2.45).

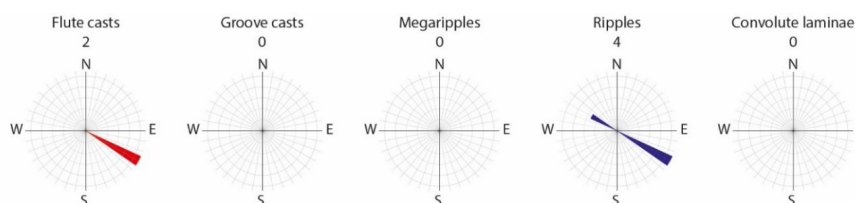


Figura 6.2.45: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A14

Sezione A15

A15



La sezione A15 è stata misurata circa 300 m ad est rispetto alla sezione A14, ed è stata misurata in una cava abbandonata, situata lungo la strada Statale Montanara Imolese (Fig. 6.1.1, 6.2.52).

Spessa 40 m, l'87% della sezione A15 è composta da arenaria, prevalentemente contenuta in strati spessi (30-100 cm) e molto spessi (> 100 cm) e rare intercalazioni di strati sottili (3-10 cm). (Fig. 6.2.47)

Gli strati mostrano quasi sempre una *crude lamination* mal sviluppata e la presenza di clasti pelitici molto appiattiti ed allungati, di dimensioni decimetriche, talvolta organizzati ed allineati tra loro a testimoniare fenomeni di amalgamazione.

Nella sezione gli scarsi flute casts indicano paleocorrenti verso SE, mentre quelle indicate dai *ripples* sono rivolte sia verso SE che in senso opposto verso NW (Fig. 6.2.48).

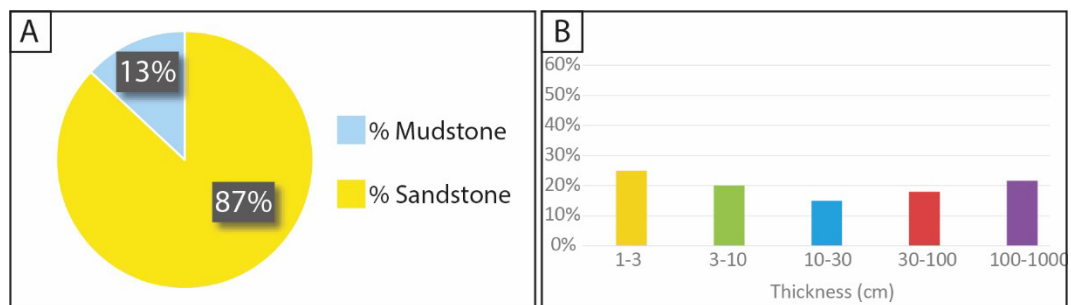


Figura 6.2.47: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A15.

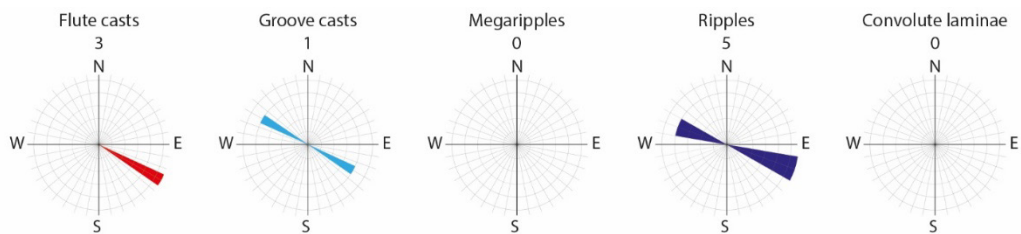


Figura 6.2.48: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A15.

632

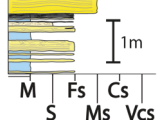
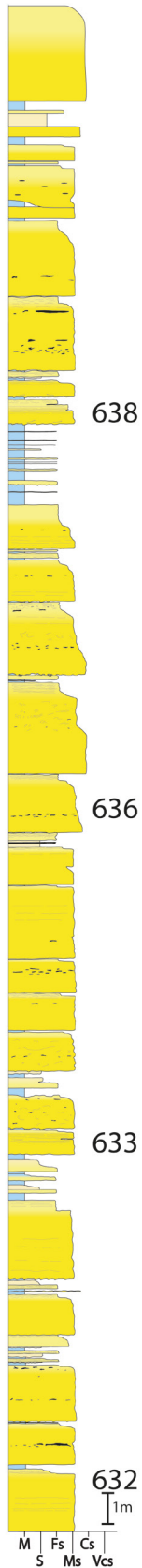


Figura 6.2.46: Log stratigrafica della sezione A15.

## Sezione A16

A16



La sezione A16 è stata misurata all'interno di una cava abbandonata localizzata esattamente dalla parte opposta del fiume Santerno rispetto alla sezione A15 (Fig. 6.1.1, 6.2.52).

Spessa circa 65 metri (Fig. 6.2.49), la sezione è formata principalmente da strati di spessore metrico, sono tuttavia presenti anche due intervalli in cui è predominante la pelite alternata a strati sottili di arenaria fine (1-3 cm e 3-10 cm) (Fig. 6.2.50). Come nelle sezioni adiacenti, gli strati spessi hanno un aspetto massivo ed in rari casi si riesce a distinguere una laminazione piano-parallela, che risulta comunque sempre mal sviluppata. All'interno di questi strati sono inoltre spesso presenti clasti pelitici, di dimensioni decimetriche, spesso allineati tra loro; raramente all'interno di un singolo strato è possibile trovare due distinti allineamenti di clasti. In alcuni casi, salti granulometrici all'interno degli strati suggeriscono fenomeni di amalgamazione. Nella parte alta della sezione i clasti pelitici sembrano aumentare di dimensione ed è anche presente uno strato a *slurry* che, in alcuni punti della parete della cava, si amalgama con lo strato sottostante.

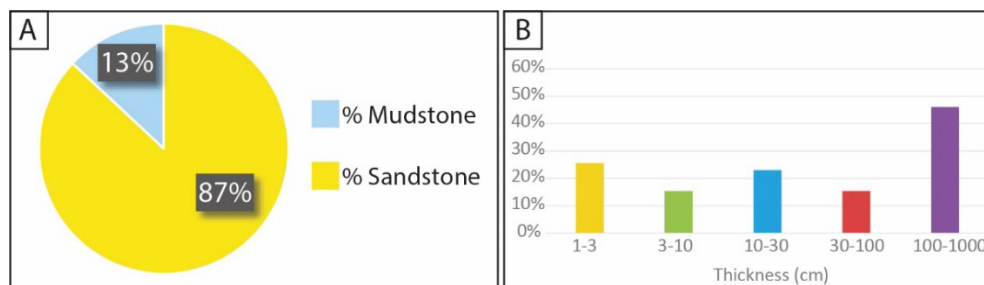


Figura 6.2.50: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A16.

All'interno di questa sezione le paleocorrenti indicate dai *ripples* sono deviate verso E, mentre i *flute casts* sono sempre diretti verso N120°. I *groove casts*, qui presenti in un doppio sistema che forma un angolo di circa 20°, sono orientati in direzione N 110°-290° e N130°-310° (Fig. 6.2.51).

Figura 6.2.49: Log stratigrafica della sezione A16.

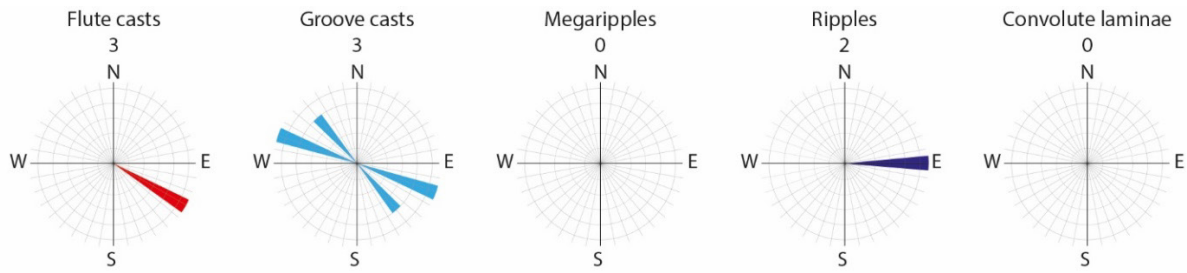


Figura 6.2.51: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A16

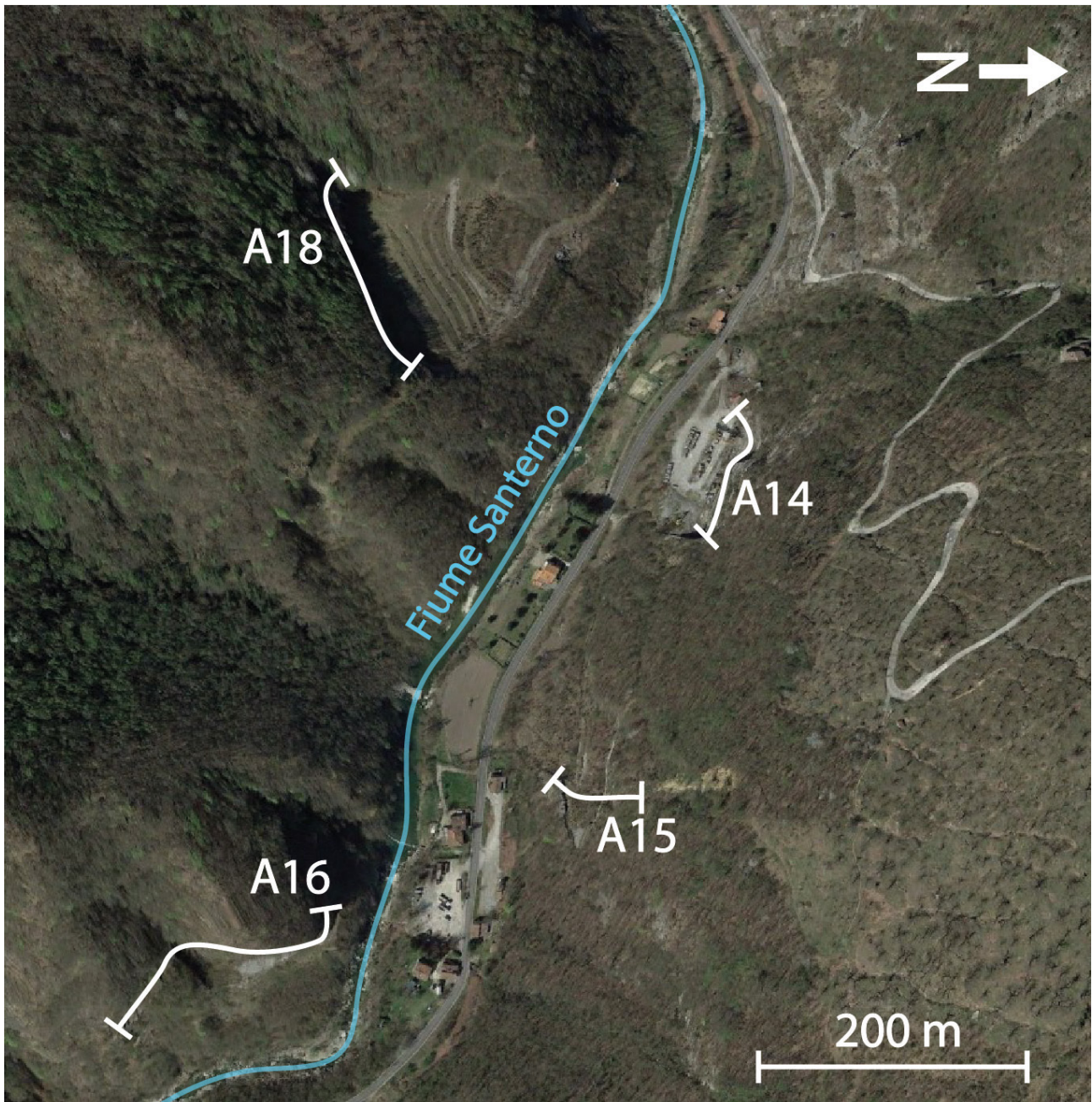


Figura 6.2.52: Foto satellitare (da Google Earth) mostrandone l'ubicazione delle sezioni A14, A15, A16, A18

## Sezione A17

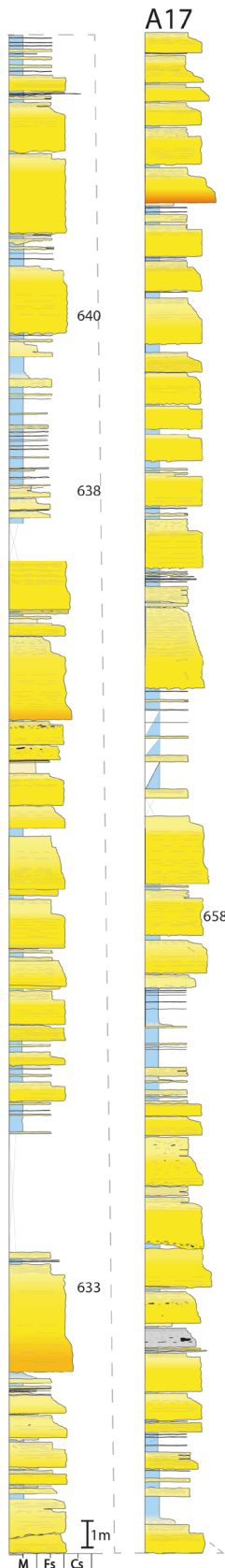


Figura 6.2.53:  
Colonnina stratigrafica  
della sezione A17

La sezione A17 è stata misurata in parte lungo la Strada Statale Montanare Imolese, per poi proseguire all'interno di una cava presente in Via Camporella (Fig. 6.2.56), la strada che porta alla cava più grande presente nell'intera area di Firenzuola, dove è stata misurata la sezione A1 di Tinterri & Tagliaferri (2015).

Spessa 110 metri e composta per il 77% da arenaria, la sezione A17 è ben organizzata in pacchi di strati di spessore metrico, separati da intervalli pelitici nei quali si intercalano strati molto sottili (1-3 cm) di arenaria fine (Fig. 6.2.54).

All'interno di questa sezione sono molto frequenti fenomeni di amalgamazione, spesso evidenziati da salti di granulometria e talvolta da allineamenti di clasti pelitici.

Gli strati arenacei spessi oltre 30 cm sono composti prevalentemente da arenaria media, mostrano al loro una *crude lamination* mal sviluppata.

La seconda metà della sezione è anche interessata dalla presenza di sottili strati di arenaria con granulometria da media a grossolana, oltre che dalla presenza di uno strato a *slurry*.

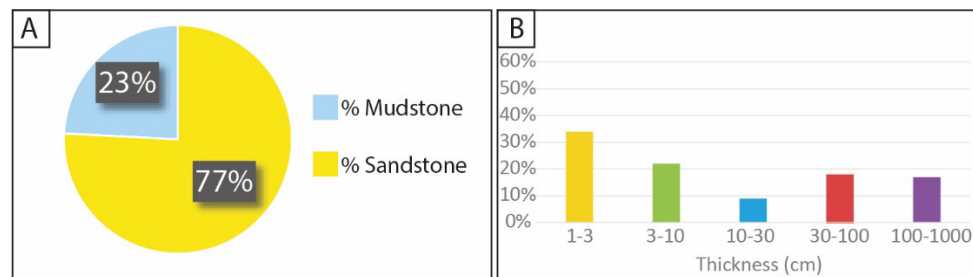


Figura 6.2.54: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A17

I *flute casts* presenti sono sempre diretti verso N 120°, i *groove casts* invece sono leggermente deviati verso E (N 110°). Le paleocorrenti dei *ripples* invece mostrano una forte componente contraria a quella dei *sole marks* (Fig. 6.2.55).

Molto spesso questi *ripples* sono stati osservati in strati spessi e molto spessi, al di sopra di sottilissimi livelli di materiale pelitico che attraversano lo strato.

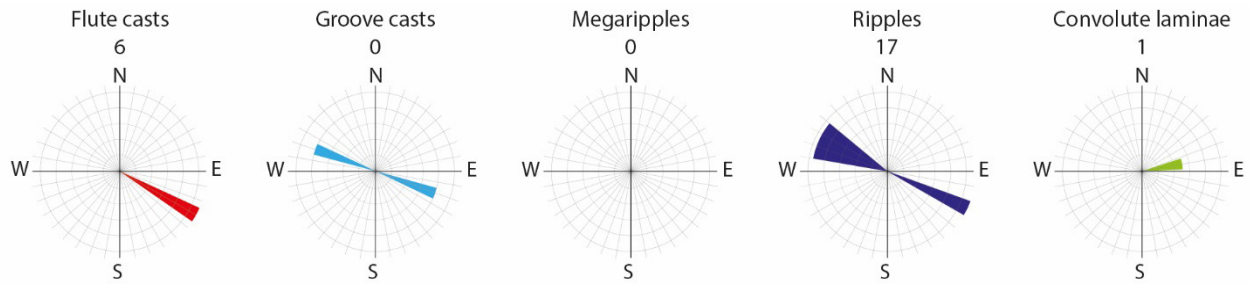


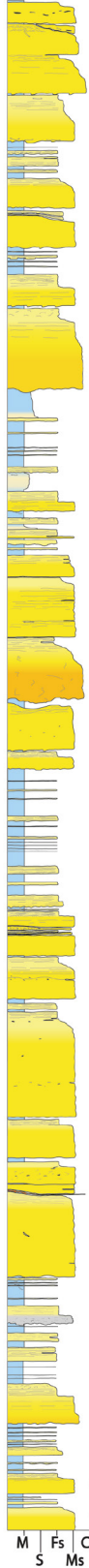
Figura 6.2.55: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A17.



Figura 6.2.56: Foto panoramica scattata dalla sezione A18 che mostra la traccia della sezione A17 e, in secondo piano, della sezione A5.

## Sezione A18

A18



Misurata in una cava abbandonata di fronte alla sezione A17 rispetto al fiume Santerno, la sezione A18 ha uno spessore stratigrafico di 50 metri (Fig. 6.2.57). La litologia arenacea compone il 74% nella sezione, entro la quale i range di spessori degli strati sono distribuiti in maniera piuttosto omogenea; gli strati più spessi sono tuttavia raggruppati all'interno di ben definiti pacchi di strati, separati da relativi depositi a granulometria fine (Fig. 6.2.58).

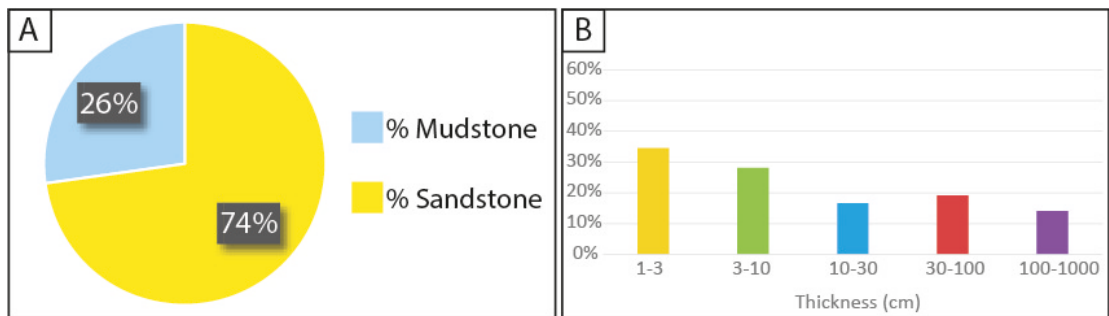


Figura 6.2.58: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A18.

Particolarità della sezione A18 è quella di presentare, in rapporto allo spessore della sezione, un numero elevato di *scour* erosivi; ne sono stati individuati quattro di cui tre sono drappeggiati da strati lenticolari a megaripple di arenaria media/grossolana contenente anche piccoli clasti pelitici, mentre uno risulta drappeggiato solamente da pelite. Sono anche presenti strati a *megaripple* non vincolati alla presenza di *mud draped scour*, localizzati nella prima metà della sezione.

Frequenti sono anche le amalgamazioni, visibili generalmente negli strati più spessi dove allineamenti di piccoli clasti pelitici assottigliati e salti di granulometria ne testimoniano la presenza. Le paleocorrenti derivanti dai *ripples* sono dirette verso S e NW, risultando così deviate rispetto ai *flute casts*, sempre diretti verso N120° (Fig. 6.2.59).

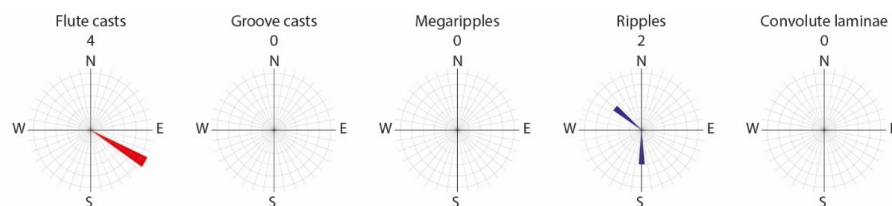
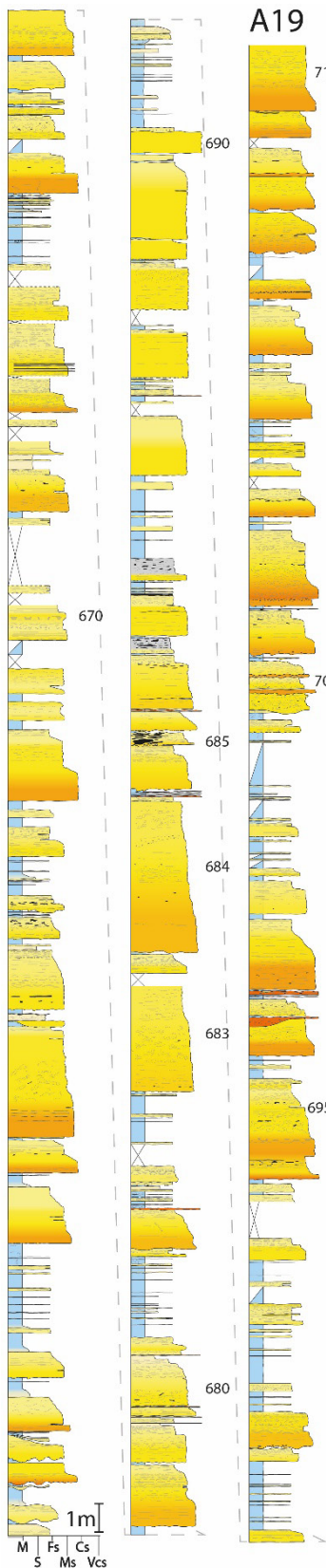


Figura 6.2.59: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A18.

Figura 6.2.57:  
Log stratigrafico  
della sezione A18

## Sezione A19



Spessa 160 metri, la sezione A9 è stata misurata partendo dall'abitato di Borgo Santerno, seguendo un sentiero CAI che porta all'abitato di Castagnoli passando anche per una cava abbandonata (Fig. 6.2.63).

la percentuale di arenaria rispetto allo spessore totale della sezione è del 72% ed in questa sezione sono molto frequenti strati spessi (spessore di 30-100 cm) e molto spessi (spessore > 100cm) Fig. 6.2.61).

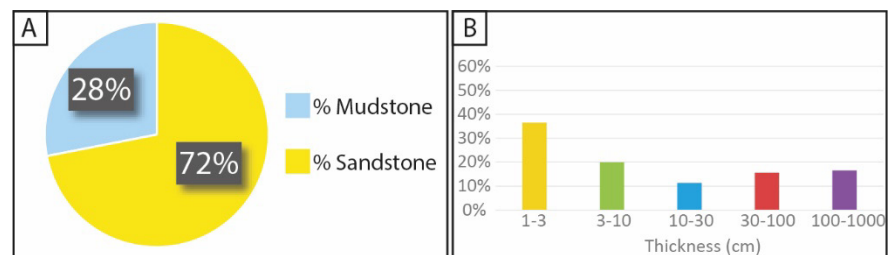


Figura 6.2.61: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A19.

Sono infatti presenti anche alcuni megastrati con uno spessore superiore a 4 metri, al di sopra dei quali sembrano concentrarsi strati a *slurry* o comunque molto ricchi di clasti pelitici e sottili strati di arenaria grossolana a *megaripple*, questi ultimi possono anche formare strutture da carico e pseudonoduli nella sottostante pelite. Al di sopra degli strati 683 e 684 oltre a *megaripple* e *slurry* è stato anche rinvenuto uno strato da impatto (strato 685) caratterizzato da profonde erosioni ed iniezioni alla base ed al cui interno sono presenti clasti pelitici e arenacei anche metrici (Fig. 6.2.60)

Sono anche stati osservati due *mud draped scour* al cui interno sono presenti sottili strati lenticolari di arenaria grossolana, che in un caso contiene anche clasti pelitici e lamine di *foreset* ben sviluppate.

Sono inoltre frequenti strutture erosive alla base degli strati, in particolare di quelli più spessi, che spesso si traducono in amalgamazioni le cui evidenze sono testimoniate da allineamenti di clasti pelitici assottigliati e, più raramente, da salti di granulometria.

Figura 6.2.60: Log stratigrafica della sezione A19.

Le tracce fossili, sempre di tipo *Ophiomorpha*, sono concentrate al tetto dell'ultimo intervallo dominato da materiale fine, in corrispondenza di uno strato a *slurry* profondamente rimaneggiato dalla bioturbazione.

Le paleocorrenti indicate da *flute casts*, facies a *megaripple* e lamine convolute sono in accordo con l'apporto generale della FMA (N 120°) mentre i *groove casts*, dei quali è presente un singolo sistema, sono deviati di 10 gradi verso S. Il 25 % dei *ripples* osservati, invece, è diretto in senso contrario alla paleocorrente generale (Fig. 6.2.62).

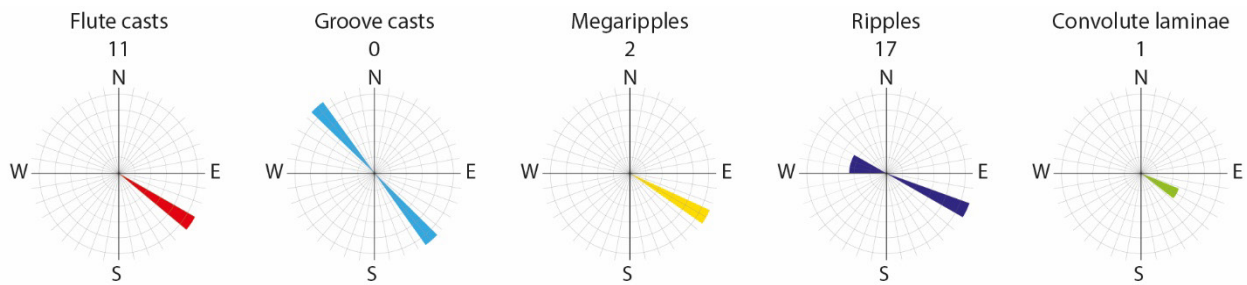


Figura 6.2.62: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A19

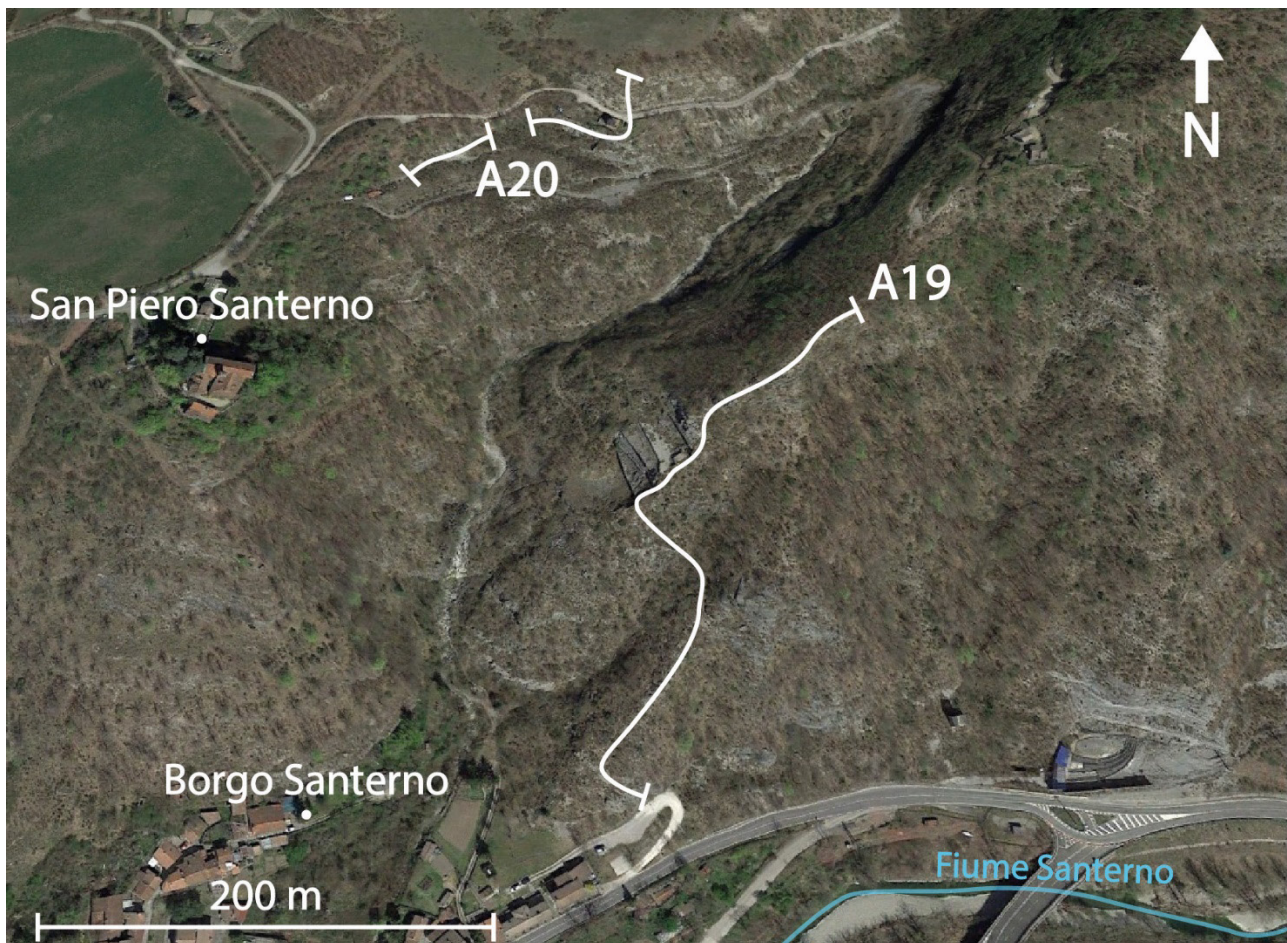


Figura 6.2.63: Immagine satellitare (da Google Earth) dove è mostrata l'ubicazione delle sezioni A19 e A20.

## Sezione A20

A20

La sezione A20 è stata misurata nelle cave abbandonate presenti a N del cimitero di San Piero Santerno (Fig. 6.2.62). La sezione, spessa complessivamente 57 metri, è composta per il 65% da arenaria, mentre le percentuali degli spessori degli strati sono piuttosto equilibrati, leggermente sbilanciate a favore degli strati sottili e molto sottili (1-3 cm e 3-10 cm).

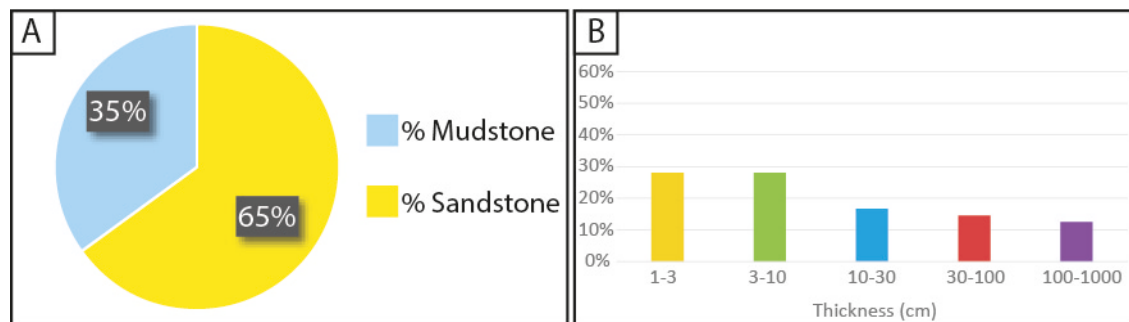


Figura 6.1.64: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A20

Gli strati spessi e molto spessi tendono ad essere caratterizzati da una parte basale di arenaria da media a grossolana quasi sempre massiva, raramente è presente una *crude lamination*. Frequenti invece sono i clasti pelitici, non solamente negli strati più spessi, ma anche in quelli sottili e lenticolari di arenaria grossolana interpretati come strati da *bypass*; questi ultimi risultano peraltro molto diffusi all'interno dell'intera sezione. Anche i *mud draped scour* sono particolarmente frequenti nella sezione A20, all'interno della quale ne sono stati individuati sette e uno dei quali ha un'estensione areale ettometrica ed è drappeggiato da 5 sottili strati di arenaria fine. Per ulteriori approfondimenti sulla geometria di questi *mud draped scour* si rimanda al capitolo 10.

Le paleocorrenti dei *flute casts* sono come sempre rivolte verso N 120°, mentre una parte dei *ripples* osservati è deviata verso NE (Fig. 6.2.65).

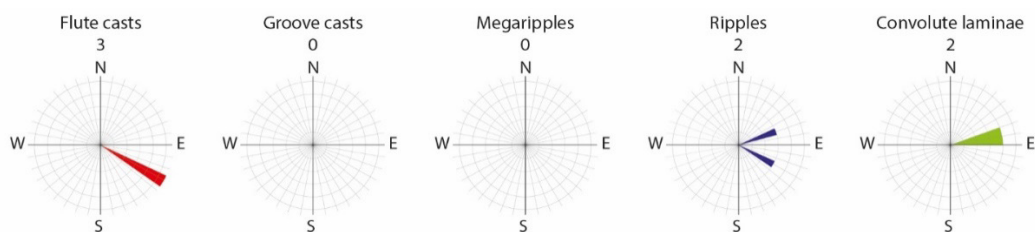
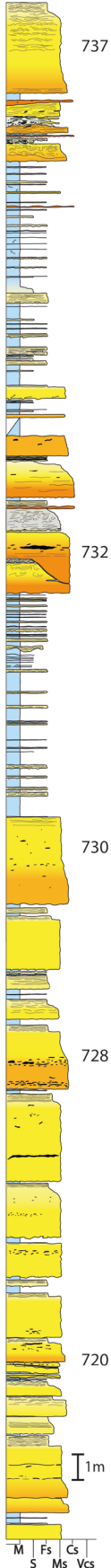


Figura 6.2.65: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A20.

Figura 6.2.63:  
Log  
stratigrafica  
della sezione  
A20.

## Sezione A21

A21



Misurata all'interno del complesso di cave di Carpine (le più settentrionali dell'area di studio), la sezione A21 è stata misurata partendo da una parete di cava situata circa 300 m a SW rispetto alla sezione A3 (Fig 6.2.69 e 6.2.73).

La sezione comprende un intervallo stratigrafico di 57 metri e i depositi misurati mostrano un'organizzazione in pacchi di strati arenacei metrici separati da depositi prevalentemente pelitici con intercalazioni di arenacei sottili (3-10 cm) e molto sottili (1-3 cm) di arenaria fine. (Fig. 6.2.67).

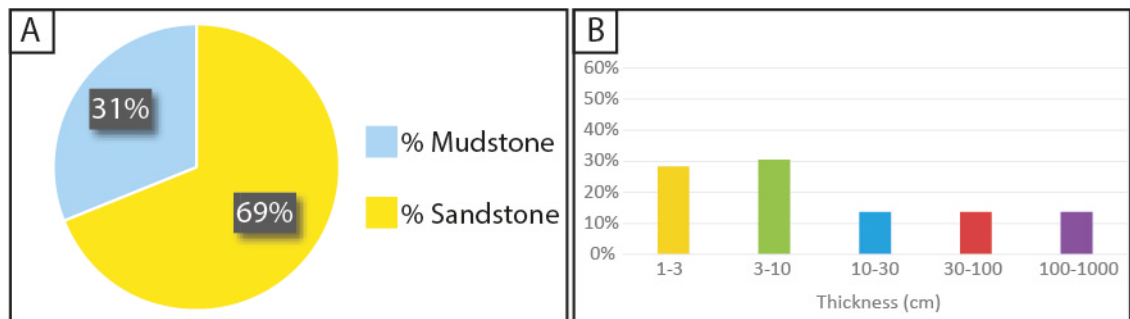


Figura 6.2.67: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A21.

730 Gli strati di spessore metrico mostrano di frequente la presenza di clasti pelitici allineati, talvolta associati a salti granulometrici. I clasti pelitici peraltro raggiungono dimensioni di diversi decimetri e in un caso anche metrici. Frequenti sono anche i clasti pelitici all'interno degli strati sottili di arenaria grossolana associati a fenomeni di *bypass*, soprattutto nella parte basale della sezione. È presente anche un *mud draped scour*, di dimensioni decametriche, che interessa lo strato 732. (Fig. 6.2.66)

Nella sezione sono anche presenti tre strati a *slurry*, facilmente riconoscibili in questa sezione per la presenza di numerosi clasti pelitici e di pseudonoduli.

720 Come è stato osservato di frequente, la bioturbazione non è omogeneamente distribuita, ma tende ad essere concentrata in ben determinati punti della sezione, in questo caso all'interno del secondo intervallo di depositi fini, dove sono presenti numerose tracce fossili di tipo *Ophiomorpha*.

Figura 6.2.66: Log stratigrafica della sezione A21.

Le paleocorrenti dei *flute casts* sono come sempre dirette verso N 120°, concordi con la direzione dei *groove* (N 120°-300°). Le paleocorrenti indicate dal 30% dei *ripples* sono rivolte verso NW, mentre la restante percentuale è deviata di 20° verso S rispetto ai *sole marks*. (Fig. 6.2.68)

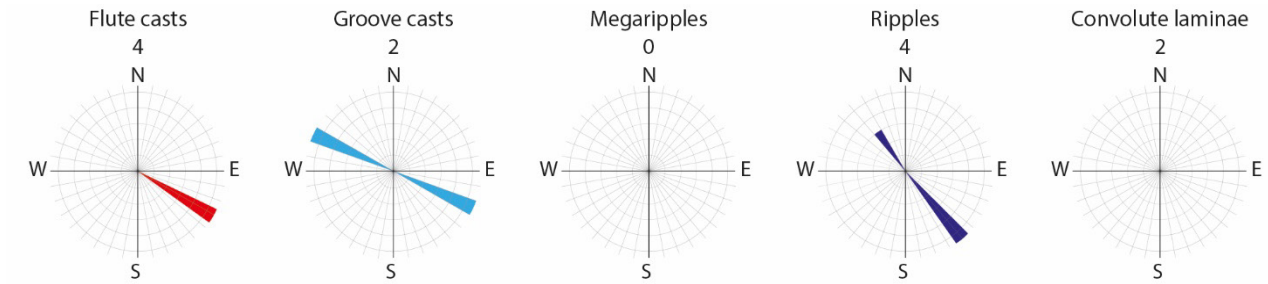


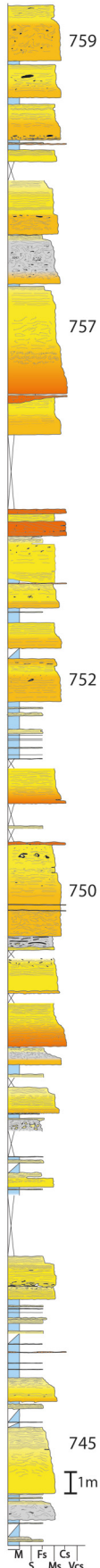
Figura 6.2.68: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A21.



Figura 6.2.69: Foto panoramica della sezione A21 scattata dalla sezione A3.

## Sezione A22

A22



Situata sulla strada che conduce alle cave “Forcone del Carpine”, in corrispondenza dell’omonimo abitato, la sezione A22 comprende un intervallo stratigrafico di 68 metri, misurato risalendo il versante S della montagna sulla quale è stata costruita la strada (Fig. 6.2.73).

Questa sezione è l’unica tra quelle misurate in cui la percentuale di strati molto spessi (spessore > 100 cm) è predominante rispetto alle altre; la percentuale di arenaria rispetto allo spessore totale della sezione è pari all’ 82%. (Fig. 6.2.71).

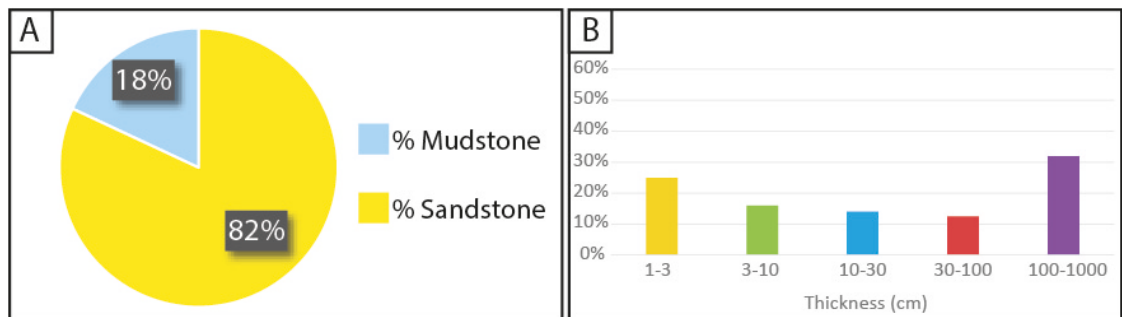


Figura 6.2.71: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A22.

Gli strati di questa sezione tendono a mostrare una laminazione ondulata mal sviluppata e talvolta lamine convolute. Molto comuni sono anche i clasti pelitici che, soprattutto nella parte alta della sezione, tendono ad essere organizzati in “cluster” circolari. In questa sezione i clasti possono raggiungere dimensioni di diversi decimetri ed hanno una forma prevalentemente sferica. Nello strato 750 sono anche presenti clasti di arenaria fine (Fig. 6.2.70).

Risultano molto frequenti le facies da *bypass*, espresse da strati di arenaria grossolana e spesso contenenti clasti pelitici e lamine di *foreset* ben visibili; in un caso, al di sotto dello strato 757, una facies a *megaripple* sviluppata all’interno della pelite di un *mud draped scour*. Nella sezione sono infine distribuiti omogeneamente quattro strati a *slurry*, caratterizzati da strutture da sfuggita d’acqua molto marcate, clasti pelitici e pseudonoduli. I *flute casts* osservati mostrano sempre un verso delle paleocorrenti rivolto vero N 120°, mentre il 60% dei *ripples* è riflesso vero NW. (Fig. 6.1.72)

Figura 6.2.70: Log stratigrafica della sezione A22.

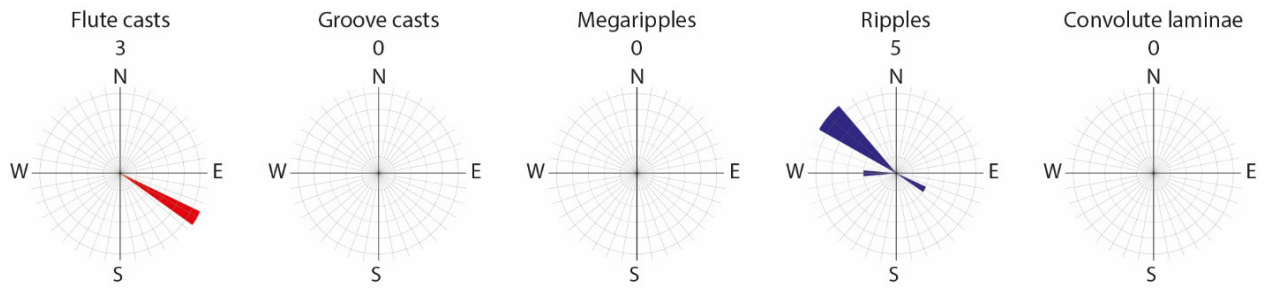


Figura 6.2.72: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A22

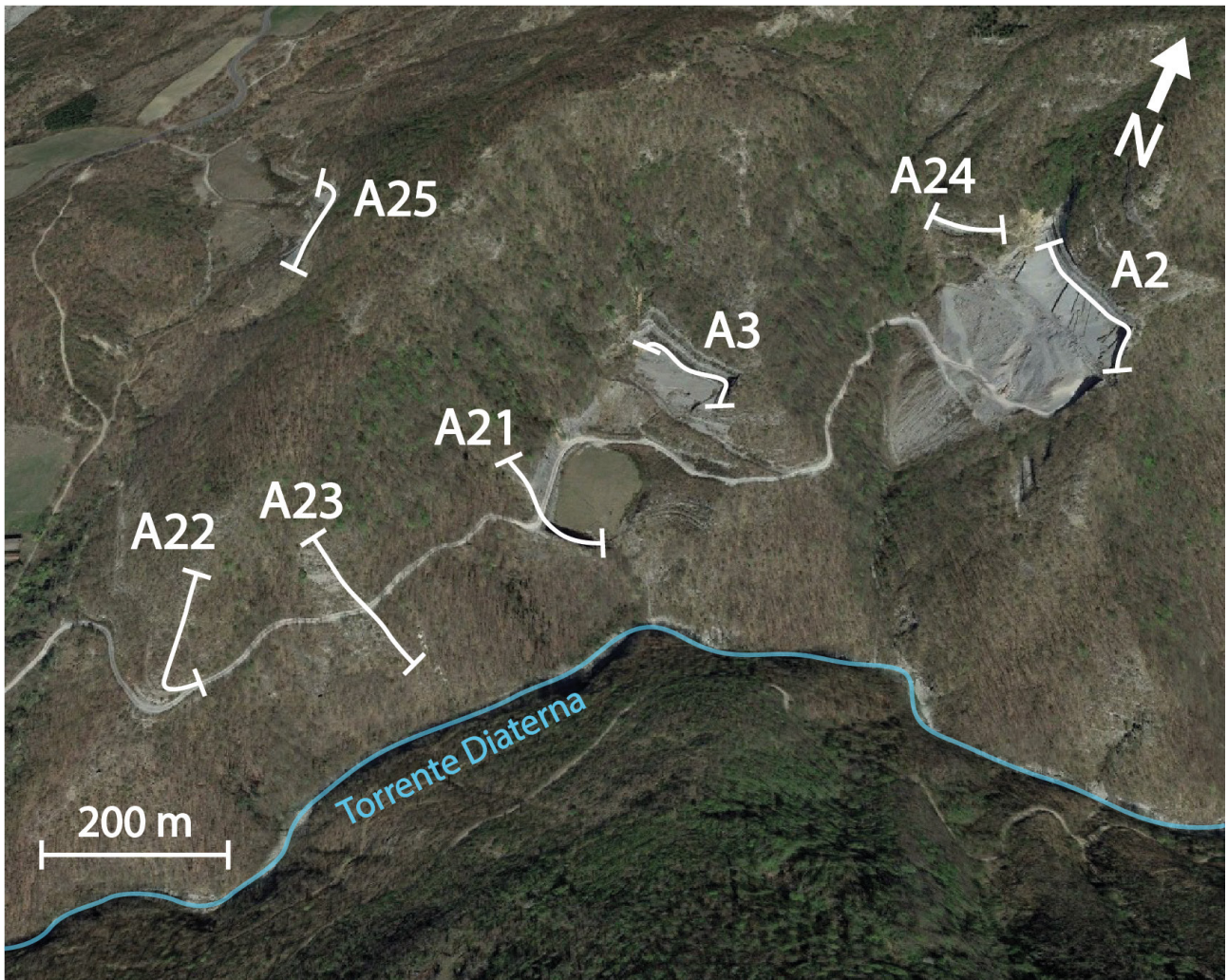
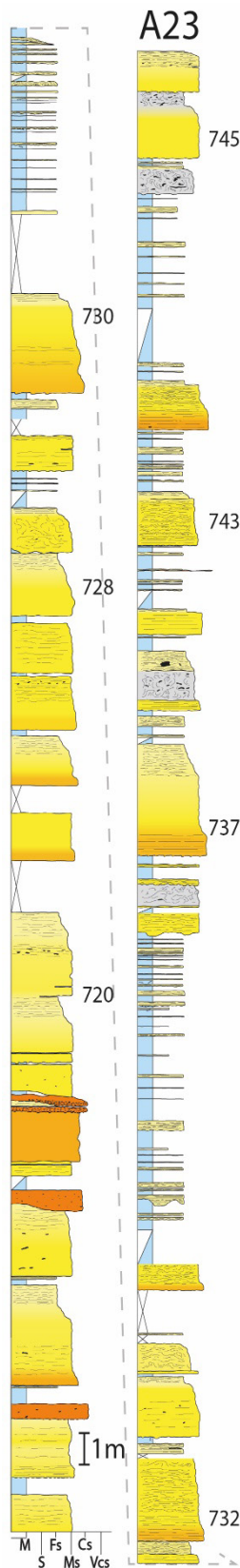


Figura 6.2.73: Immagine satellitare (da Google Earth) del complesso di cave "Forcone del Carpine" dove sono state misurate le sezioni A2-A24, A21, A22, A23.

## Sezione A23



Situata circa 200 m a NE rispetto alla sezione A22, la sezione A23 è stata misurata partendo da un punto della strada che porta al complesso di cave di Carpine, lungo una parete che scende fino al torrente Diaterna. Spessa complessivamente 90 metri e con una percentuale di arenaria rispetto allo spessore totale della sezione pari al 70%, la sezione A23 è composta da una porzione basale all'interno della quale predominano strati molto spessi, frequentemente amalgamati e diverse facies da *bypass* rappresentate da strati di spessore intermedio (10-30 cm) di arenaria grossolana contenenti clasti pelitici. Questi strati sono situati al tetto di strati di spessore metrico. In questa prima metà della sezione inoltre sono concentrate le amalgamazioni, messe in evidenza da bruschi salti di granulometria.

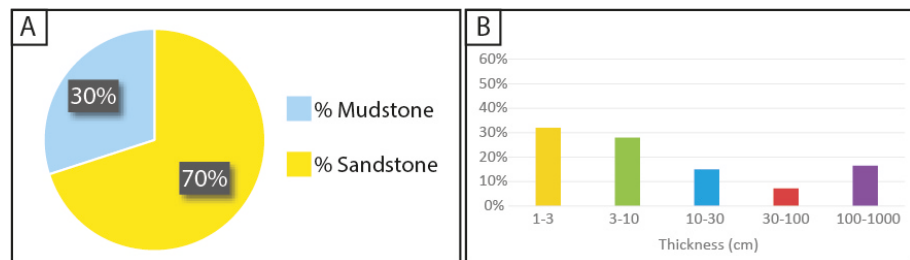


Figura 6.1.75: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A23.

Nella seconda metà della sezione invece sono frequenti gli strati a *slurry*, che qui appaiono caratterizzati da ben sviluppati strutture da sfuggita d'acqua e abbondanti clasti pelitici anche decimetrici, ma risultano privi di pseudonoduli. Ancora una volta le tracce fossili di *Ophiomorpha* sono concentrate in ben determinati zona della sezione, in questo caso nei due strati a *slurry* sommitali e la tetto del secondo intervallo di depositi fini (Fig. 6.2.74).

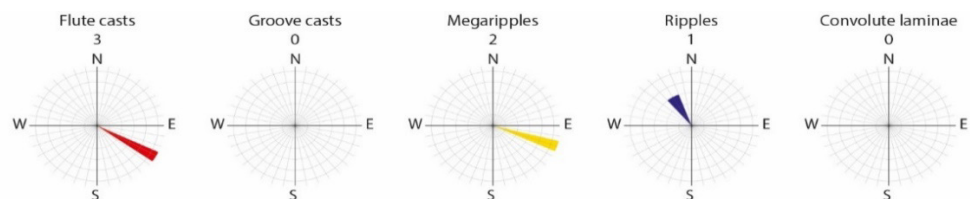
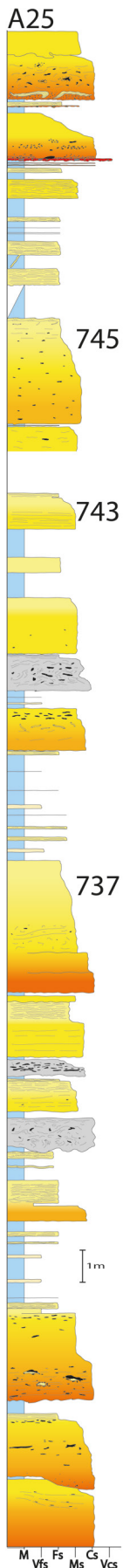


Figura 6.2.74: Log stratigrafica della sezione A23.

Figura 6.2.76: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A23.

## Sezione A25



Localizzata in una cava abbandonata ad est del complesso di cave di Carpine, la sezione A25 è accessibile da una strada sterrata che parte dalla Strada Provinciale 117 e che porta alla località di Peglio (Fig. 6.2.73 e 6.2.80). Questa sezione ha uno spessore complessivo di 48 metri e le percentuali relative agli spessori degli strati sono piuttosto omogenee; la percentuale di arenaria sullo spessore della sezione è del 74%. (Fig. 6.2.78).

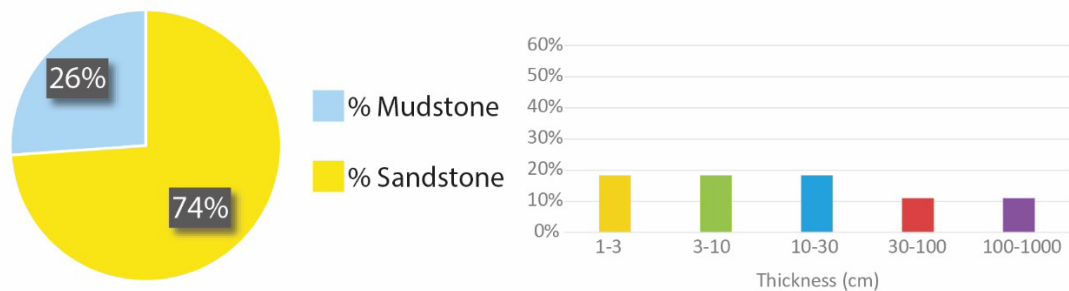


Figura 6.2.78: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A25.

Gli strati di spessore metrico hanno una parte basale massiva di arenaria grossolana, spesso contenente molti clasti pelitici che raggiungono dimensioni massime di diverse decine di centimetri e risultano spesso organizzati in *cluster*. Oltre ai clasti pelitici sono anche presenti clasti arenacei, con dimensioni massime di circa 50 cm.

All'interno della sezione (Fig. 6.2.77) sono inoltre presenti tre strati a *slurry*, estremamente ricchi di clasti pelitici e arenacei e caratterizzati da profonde erosioni alla base. Degni di nota sono infine gli strati sottili di arenaria molto grossolana presenti al tetto della sezione. Internamente a questi strati sono stati identificati oltre ai clasti pelitici, anche clasti di materiale carbonatico e di rocce di colore verde indicanti probabilmente materiale di provenienza extrabacinale (peculiarità unica tra tutte le sezioni osservate).

Le paleocorrenti delle forme erosive e dei *megaripple* sono tutte concordi con la direzione generale di apporto dei sedimenti, con leggere deflessioni verso E per quanto riguarda i *megaripple* e verso S per i *groove casts*; i *ripples* invece mostrano anche una

Figura 6.2.77: Colonnina stratigrafica della sezione A25.

componente contraria a quella dei flute casts, quindi verso NW (Fig. 6.2.79).

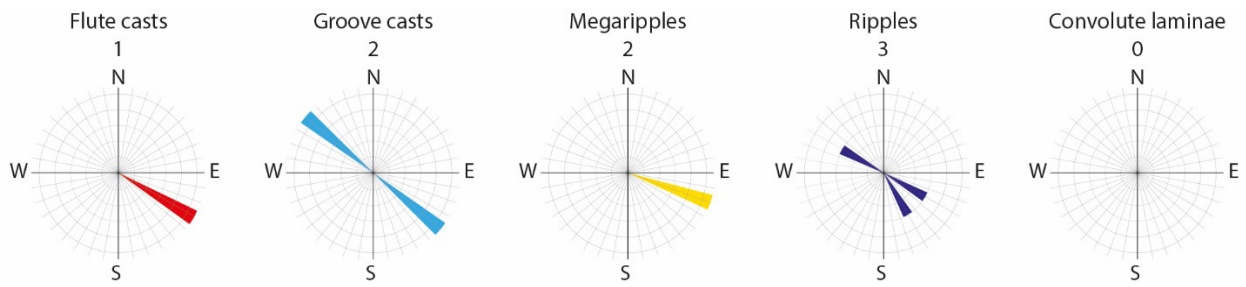


Figura 6.2.79: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A25.



Figura 6.2.80: Foto panoramica della cava abbandonata dove è stata misurata la sezione A25.

## Sezione A26

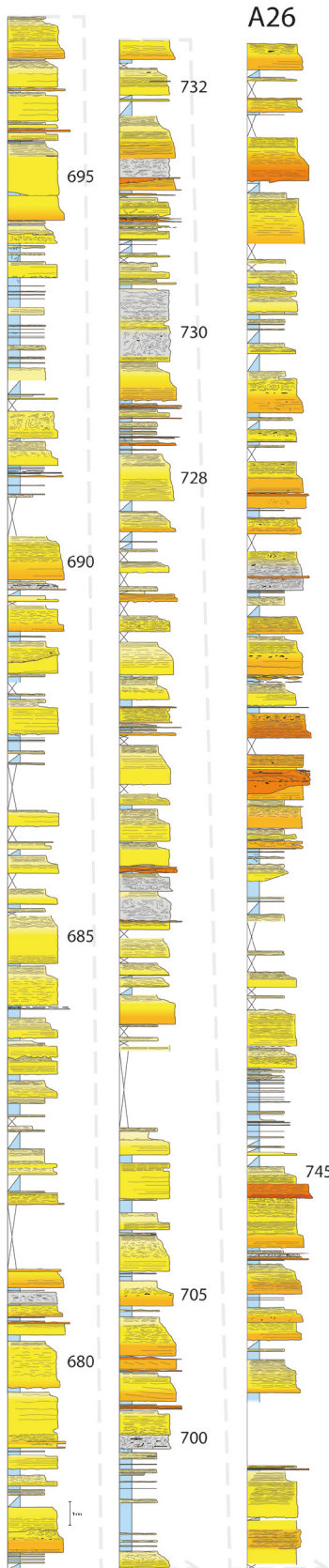


Figura 6.2.81: Log stratigrafica della sezione A26.

La sezione A26, spessa circa 200 metri, è stata misurata partendo da Via San Piero Montecchio e risalendo per il versante meridionale del Monte Coloreta (Fig. 6.2.84).

La percentuale di arenaria di questa sezione è del 77%, mentre gli spessori degli strati sono molto uniformi (Fig. 6.2.82). La sezione è dominata da strati caratterizzati da *crude lamination* e sono anche frequenti strati contenenti lamine convolute molto pronunciate e ben sviluppate e strutture da sfuggita d'acqua. All'interno degli strati sottili di arenaria fine invece le strutture più comuni sono lamine piano-parallele, o leggermente ondulate, e *ripples*; più raramente invece si osservano lamine convolute ben sviluppate.

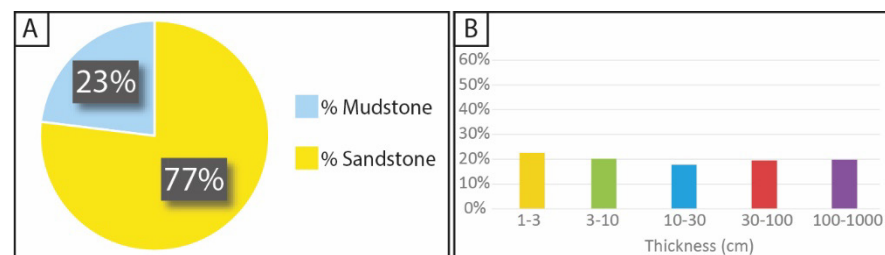


Figura 6.2.82: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A26.

Nella parte alta della sezione sembrano aumentare, oltre alla granulometria degli strati, le superfici di amalgamazioni e strati a *megaripple* amalgamati e ricchi in clasti pelitici.

Sono presenti *scours* di dimensioni di poco superiori al metro, sempre compensati da livelli di arenaria grossolana con geometria a *megaripple* contenenti clasti pelitici, lamine di *foreset*.

Le tracce fossili sono di tipo *Ophiormopra* e sono concentrate in due ben specifici livelli (strati 695 e 700, Fig. 6.2.81).

Le paleocorrenti dei *flute casts* sono, come sempre dirette verso N 120°, mentre i *groove casts* sono leggermente deviati ed hanno direzione N

130°-310°. Anche i *megaripples* sono leggermente deviati verso S, mentre tutte le paleocorrenti ottenute dai *ripples* sono dirette verso W e NW. (Fig. 6.2.83)

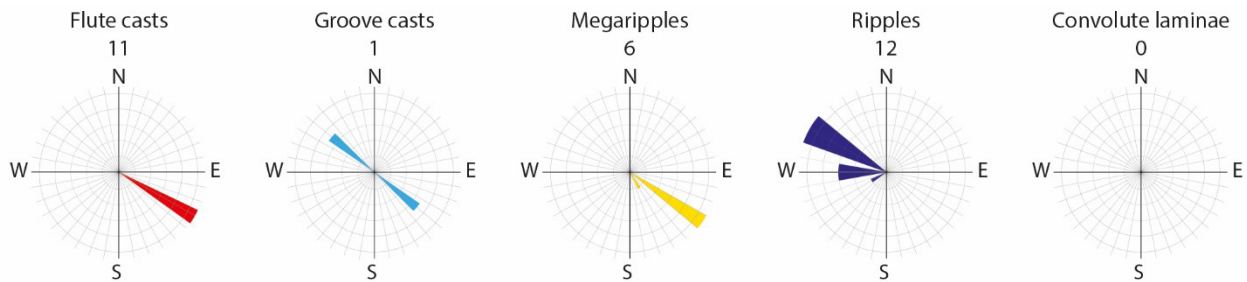


Figura 6.2.83: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A26

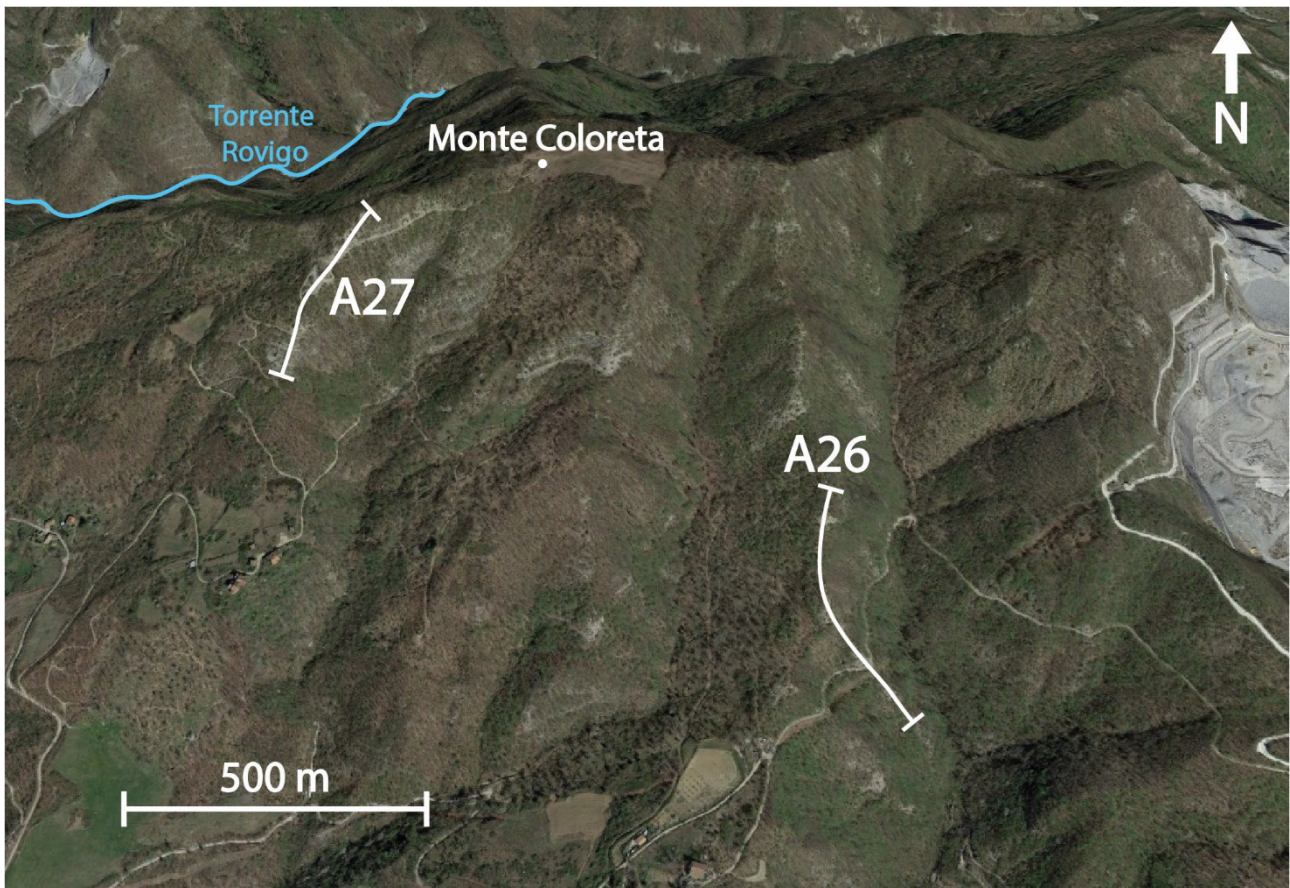


Figura 6.2.84: Foto satellitare (da Google Earth) mostrante l'ubicazione delle sezioni A26 e A27. A nord-ovest si può osservare la cava "Forcone del Carpine" dove sono state misurate le sezioni A2-A24, mentre ad est è la cava "Brento Sanico", dove è stata misurata la sezione A1 da Tinterri & Tagliaferri (2015).

## Sezione A27

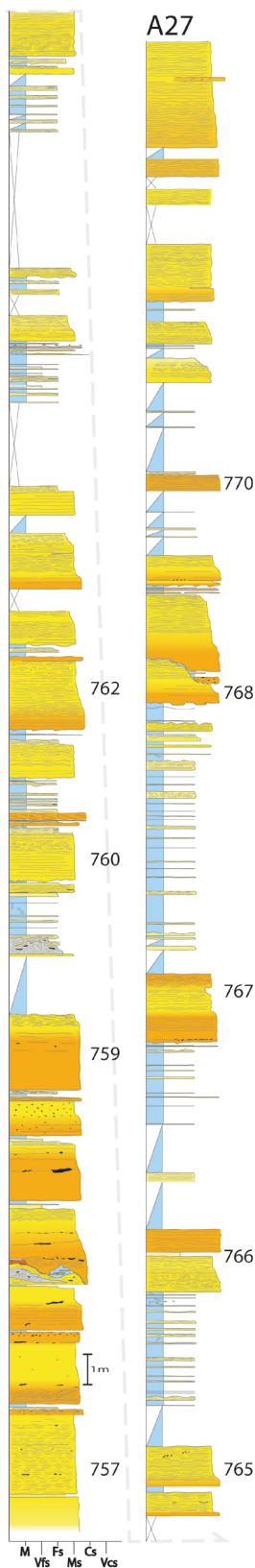


Figura 6.2.85: Log stratigrafica della sezione A27.

Questa sezione è stata misurata partendo da una cava abbandonata situata sul versante orientale del Monte Coloreta, per poi proseguire su un sentiero CAI che porta alla cima dello stesso monte (Fig. 6.2.84 e 6.2.88).

Con uno spessore complessivo di 100 metri, la sezione A27 è composta per il 64% da arenaria. La parte basale, misurata all'interno della cava, è caratterizzata dalla presenza di numerosi strati spessi (Fig. 6.2.86).

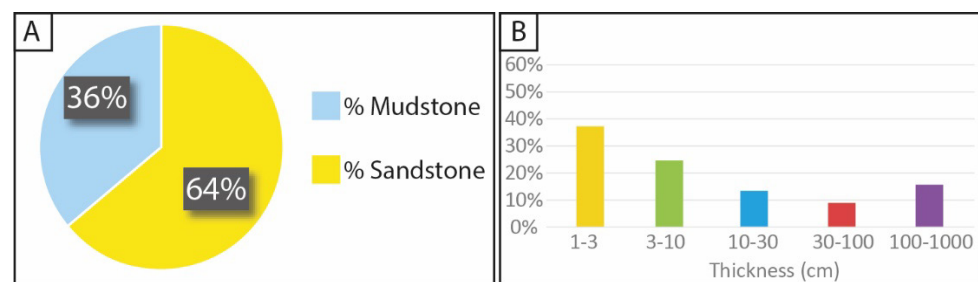


Figura 6.2.86: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione A2-A27.

In questa prima parte della sezione si possono anche osservare strati con una parte basale di arenaria medio-grossolana ricca di clasti pelitici che si può presentare massiva o con laminazioni piano-parallele mal sviluppate (Fig. 6.2.85). All'interno della parte basale di questi strati sono anche state osservate lamine oblique immergenti sopracorrente, interpretate come antidune.

Gli strati della cava presentano inoltre frequenti amalgamazioni, testimoniate dalla presenza di allineamenti di clasti pelitici appiattiti con dimensioni che raggiungono diversi decimetri. Le basi di questi strati inoltre mostrano strutture erosive molto pronunciate, mentre i tetti delle porzioni arenacee tendono ad essere rielaborate con geometrie a *megaripple*, anche questi contenenti piccoli clasti pelitici.

All'interno della sezione sono anche presenti due strati a *slurry* e un *mud draped scour* nella cui porzione pelitica sommitale è presente uno strato lenticolare a *megaripple* ricco di clasti pelitici. Molto comuni sono inoltre

strati sottili a *megaripple* di arenaria grossolana che tendono a formare strutture da carico come pseudonoduli e *ball and pillow*.

Nella sezione A27 i *flute casts* sono sempre orientati verso N 120°, mentre i *groove casts* sono deviati di 10° verso S. Le paleocorrenti osservate nei *ripples* invece mostrano una forte componente diretta verso W. (Fig. 6.2.87).

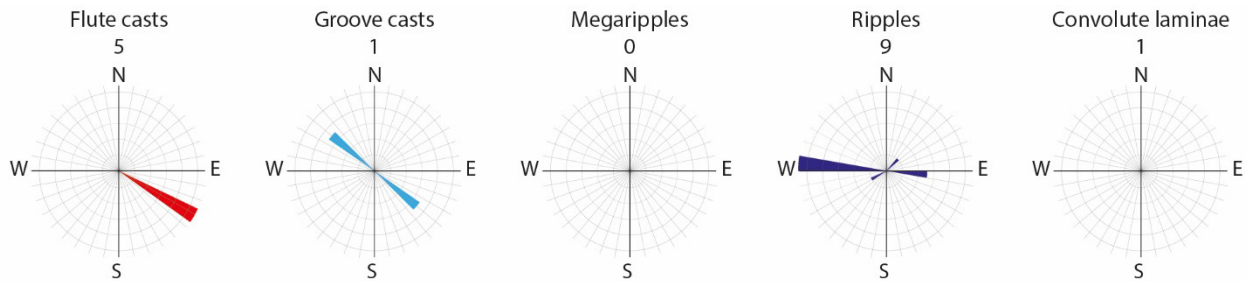


Figura 6.2.87: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione A27.

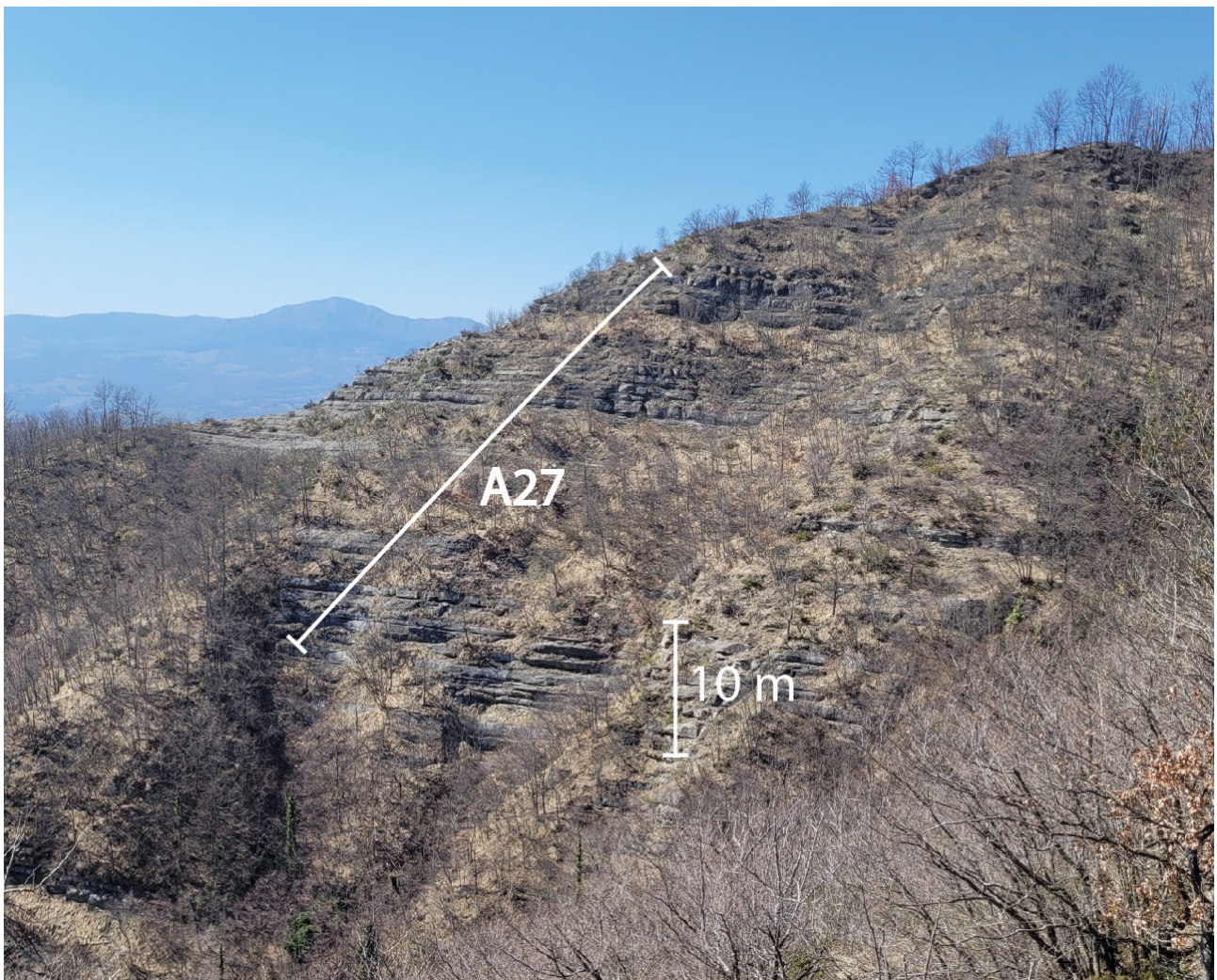


Figura 6.2.88: Foto panoramica del tetto della sezione A27.

## Sezione B2

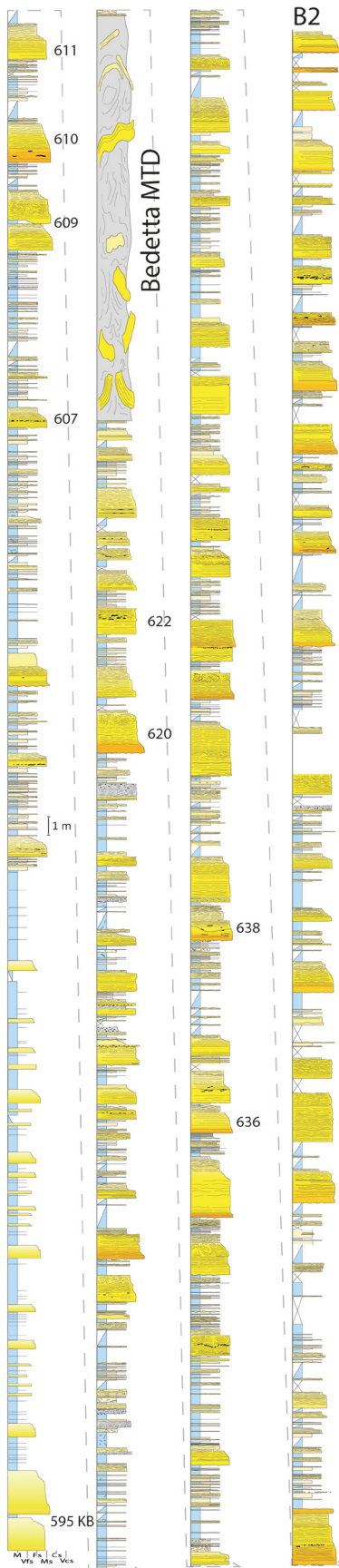


Figura 6.2.89: Colonnina stratigrafica della sezione B2.

La sezione B2 è l'unica ad essere situata in Val Senio ed è quindi quella più sottocorrente di quelle studiate in questo lavoro (Fig. 6.1.1). La sezione B2 è stata misurata a N del Passo della Sambuca (Fig. 6.2.92), con l'obiettivo di osservare le variazioni sottocorrente dei depositi dell'Unità V (Sistema di Firenzuola) della Val Santerno, collocati circa 5 km sopra corrente rispetto alla Val Senio (6.2.92). La sezione B2, alla cui base è presente lo strato guida Brento Sanico (Fig. 6.2.89), è spesso complessivamente 300 metri e, analogamente alla sezione A11, è stata suddivisa in due porzioni grazie alla presenza del Caotico di Bedetta. Quest'ultimo ha uno spessore di 22 metri e mostra un chiaro trend di tipo *thinning-upward*, essendo gli strati più spessi concentrati prevalentemente nella parte basale. A differenza di quanto osservato nel caotico di Bedetta presente nella sezione A11, gli strati interni a questo MTD hanno un tasso di deformazione e fratturazione molto maggiore.

Le caratteristiche principali della sezione B2 variano drasticamente al di sopra del caotico; si assiste infatti ad un aumento della percentuale di arenaria, che passa dal 47% fino al 65% oltre che all'aumento dello spessore medio degli strati (Fig. 6.2.90).

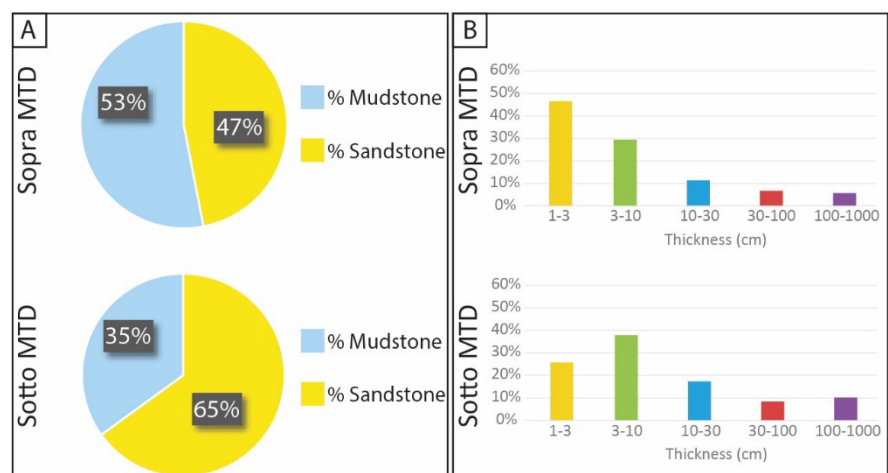


Figura 6.2.90: A) Rapporto arenaria/pelite e B) percentuali degli spessori degli strati per la sezione B2.

Gli strati spessi osservati in questa sezione non risultano mai massivi, è infatti sempre presente una laminazione ondulata relativamente evidente anche nella porzione basale di arenaria media o tendente al grossolano che passa verso l'alto ad una facies di arenaria fine con strutture da trazione e decantazione ben sviluppate. Nella sezione B2, inoltre, sono molto comuni strati caratterizzati da lamine convolute da sfuggita d'acqua molto ben sviluppate e *ripple* rampicanti, che testimoniano un aumento dei tassi di decelerazione (vedasi Tinterri 2024, in sottomissione).

Frequenti sono anche le amalgamazioni a cui sono spesso associati allineamenti di clasti pelitici, anche di grandi dimensioni (oltre 20 cm), mentre piuttosto rare sono i *megaripple* e le facies da *bypass*. Nella sezione B2 sono stati individuati un totale di 5 strati a *slurry*, due dei quali associati a livelli con una concentrazione elevatissima di bioturbazione.

Le paleocorrenti dei *flute casts* osservati sono ancora una volta rivolti verso N 120°, mentre la maggior parte dei *ripples* indicano paleocorrenti opposte e cioè verso WNW e NW (Fig. 6.2.91)

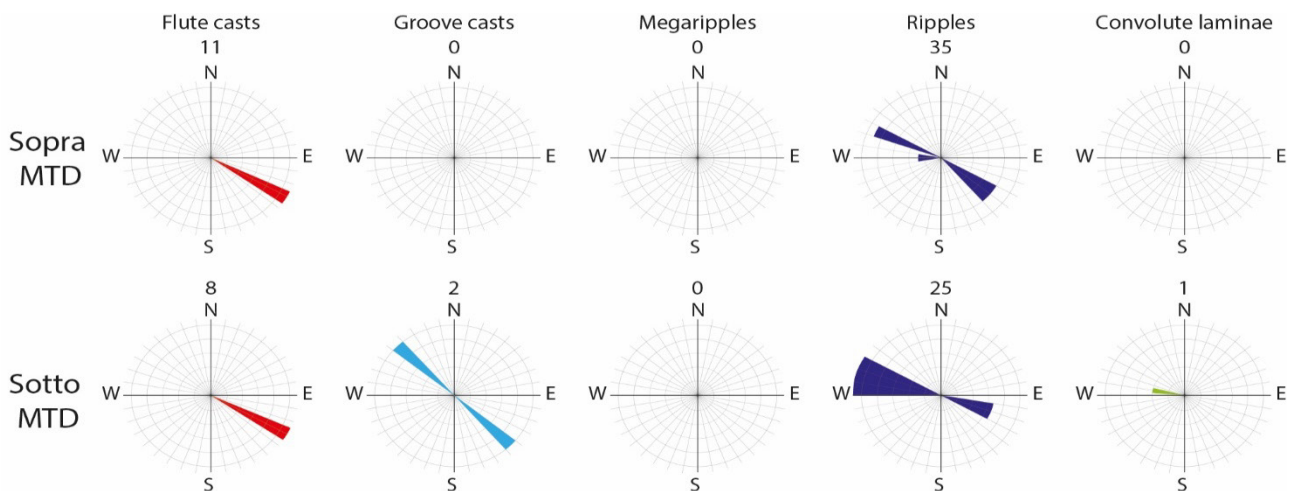


Figura 6.2.91: Diagrammi a rosa delle paleocorrenti della sezione B2

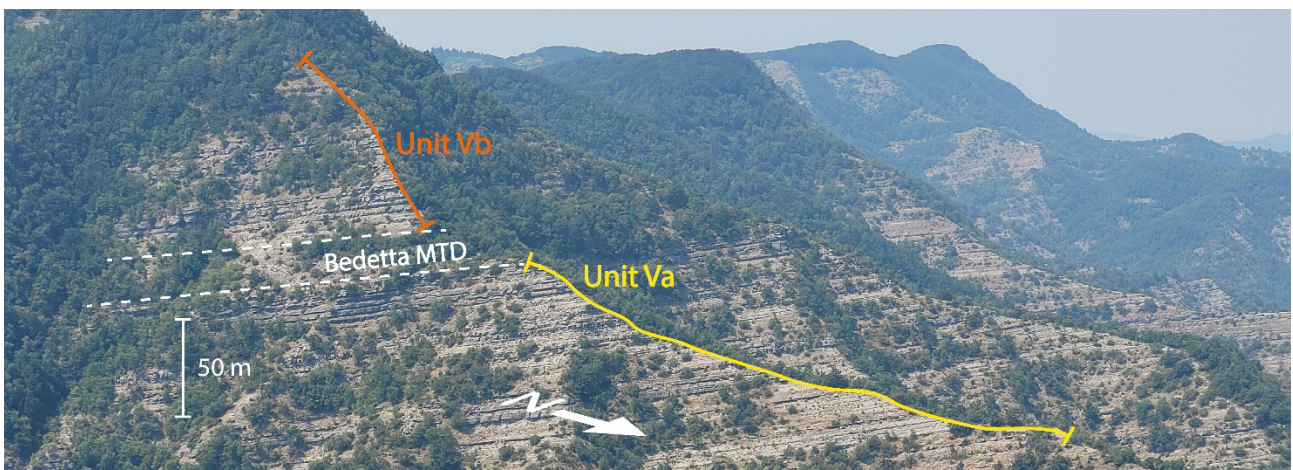


Figura 6.2.92: Panoramica della sezione B2 vista dal Passo della Sambuca.

### 6.3 Correlazioni e pannelli stratigrafici delle subUnità Va e Vb

La ricostruzione della stratigrafia dell'area di studio è stata resa possibile correlando tutte le sezioni stratigrafiche presenti in questo lavoro, dallo spessore complessivo di approssimativamente 3000 m, con la sezione A1 misurata da Tinterri & Tagliaferri nel 2015. Quest'ultima ricopre un ruolo particolarmente importante in quanto fornisce l'impalcatura stratigrafica generale dell'Unità V nell'area di Firenzuola, coprendo l'intero intervallo stratigrafico tra il Caotico di Casaglia e il Caotico di Visignano. Lo scopo principale del pannello stratigrafico è stato quello innanzitutto di mettere in evidenza le principali variazioni laterali e verticali dei depositi del sistema di Firenzuola, informazioni che hanno consentito una ricostruzione paleomorfologica della porzione del bacino delle FMA interna all'area di studio.

Le correlazioni stratigrafiche inoltre hanno rivestito un ruolo chiave nella creazione degli schemi di facies che verranno presentati nel capitolo 7; questi ultimi possono essere ricostruiti solamente combinando i dati dell'analisi di facies con le variazioni latero-verticali degli strati stessi.

Informazioni di questo tipo sono di particolare importanza in campo esplorativo, dato che la corretta ricostruzione della paleomorfologia di un bacino e della distribuzione delle facies torbiditiche al suo interno, consentono di creare modelli predittivi circa l'individuazione di rocce serbatoio.

La costruzione del pannello stratigrafico è stata effettuata seguendo un approccio di tipo gerarchico, come quello suggerito da Remacha & Fernandez (2003) e Remacha *et al.* (2005) per il gruppo di Hecho nei Pirenei centrali e da Ricci Lucchi & Valmori (1980) e Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010) per la Formazione Marnoso-arenacea. Dapprima quindi sono stati correlati i livelli guida, per poi passare alla correlazione degli strati più spessi ed infine, dove possibile, sono stati correlati anche gli strati più sottili.

Di aiuto alla creazione del pannello stratigrafico è stata anche la cartografia regionale CARG, dove sono indicati i principali strati guida, che per il sistema di Firenzuola si riducono al solo strato "Brento Sanico", e i complessi caotici; il caotico di Bedetta individuato nella sezione A11 risulta comunque assente nelle altre sezioni.

Grazie alla presenza del caotico di Bedetta, individuato per la prima volta in Val Santerno, è stato possibile suddividere i depositi dell'Unità V nelle due subUnità Va e Vb.

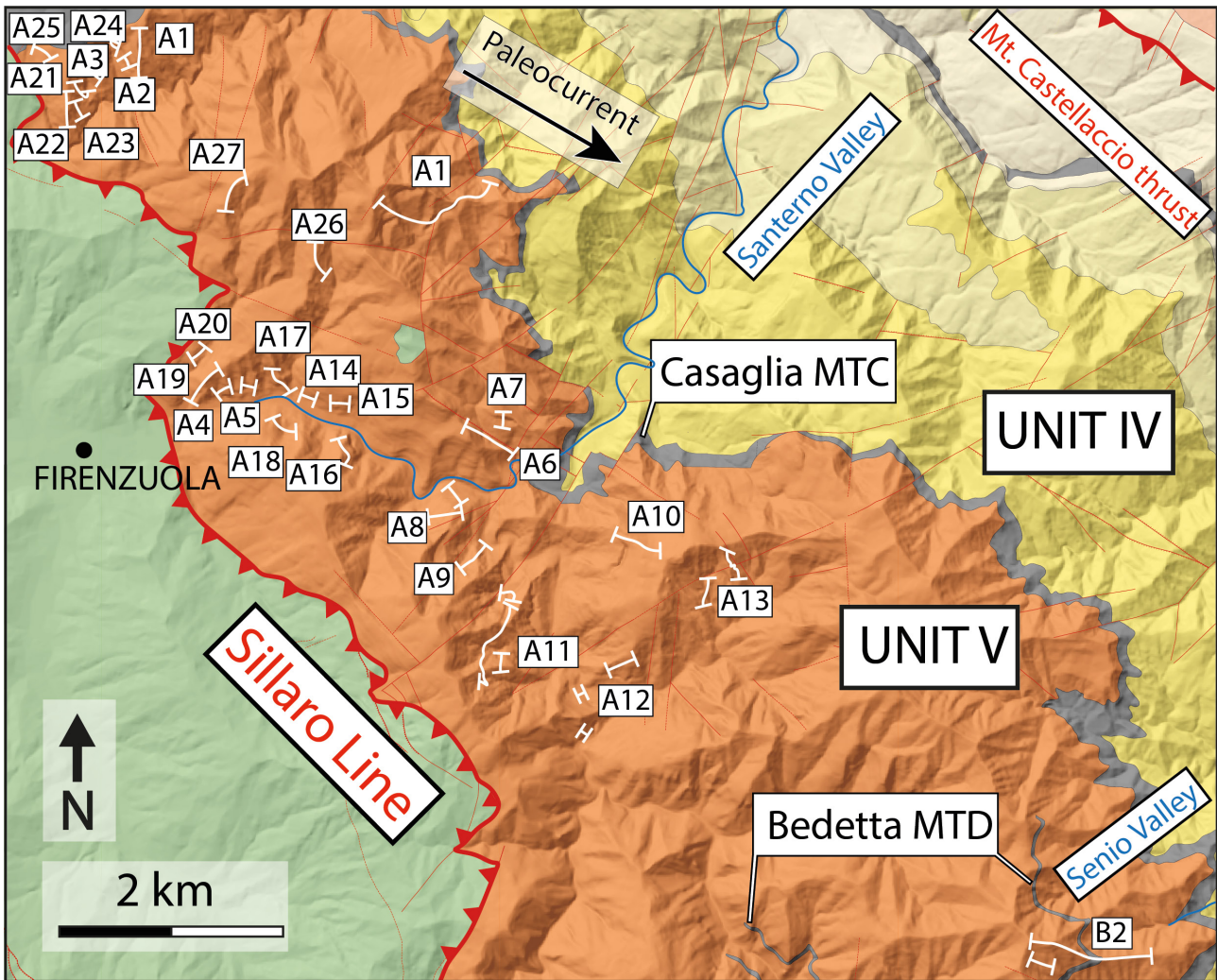


Figura 6.3.1: Carta geologica semplificata dell'area di studio con ubicazioni delle sezioni misurate (modificata da Benini et al., foglio 253 della Carta Geologica d'Italia).

#### SubUnità Va

La subUnità Va ha uno spessore complessivo di 320 metri ed è delimitata alla base dal caotico di Casaglia, presente unicamente nella sezione A1 (Tinterri & Tagliaferri, 2015) dove ha uno spessore di circa 25 metri, e al tetto dal caotico di Bedetta. Nella subUnità Va ricadono 10 delle sezioni stratigrafiche misurate in questo lavoro, correlate tra loro e con la sezione A1 (Fig. 6.3.2).

La stratigrafia dell'Unità Va può essere osservata nel pannello stratigrafico in Fig. 6.3.2, orientato parallelamente alle paleocorrenti e spianato alla base del caotico di Bedetta. La correlazione tra le sezioni dell'Unità Va è stata resa agevole dalla notevole tabularità degli strati, caratteristica che rende di fatto questa subUnità simile alla sottostante Unità IV, la quale può essere associata ad un contesto deposizionale di *basin plain*.

All'interno dell'Unità Va inoltre è presente l'unico strato guida del sistema di Firenzuola, lo strato guida "Brento Sanico" (strato 595 in Fig. 6.3.2.). Celato da copertura vegetale nella sezione A1, questo strato è chiaramente identificabile nelle sezioni A8, A6, A9, A12, A13 e B2. In queste due ultime sezioni, che si delineano come quelle più sottocorrente tra quelle misurate, i due strati che compongono il Brento Sanico, normalmente amalgamati, sono separati da uno spessore di circa dieci centimetri di pelite. Oltre allo strato 595, molto utile in fase di correlazione è stata anche la tripletta di strati 609, 610, e 611, strati di spessore metrico ricchi di clasti pelitici, al di sopra e al di sotto dei quali sono presenti intervalli dominati da pelite e strati di arenaria fine molto sottili.

La correlazione ha confermato che il corpo caotico spesso 12 metri individuato nella sezione A11 è il caotico di Bedetta. Lo spessore di questo MTD è quasi raddoppiato nella sezione B2, quest'ultima infatti, localizzata in Val Senio, è situata circa 5 km più vicino alla zona di origine del Bedetta, in Val Lamone. La correlazione in Fig. 6.3.2 rafforza quindi quanto osservato da Tinterri & Tagliaferri (si rimanda alla figura 3.3.4); il caotico di Bedetta, originatosi in Val Lamone (dove ha uno spessore massimo di 50 metri), tende ad assottigliarsi verso NW, fino a chiudersi completamente entro la sezione A14, dove tre strati a *slurry* ricchi di clasti pelitici, osservabili anche nella sezione A1, ne rappresentano il deposito tempo-equivalente. Le sezioni A11 e B2, interposte tra le sezioni A1 e C1, quest'ultima misurata in Val Lamone da Tinterri & Tagliaferri, confermano il trend di assottigliamento progressivo del caotico di Bedetta verso NW.

Nell'Unità Va, inoltre, salendo stratigraficamente verso il caotico di Bedetta, si assiste ad un aumento del rapporto arenaria/pelite e dello spessore medio degli strati.

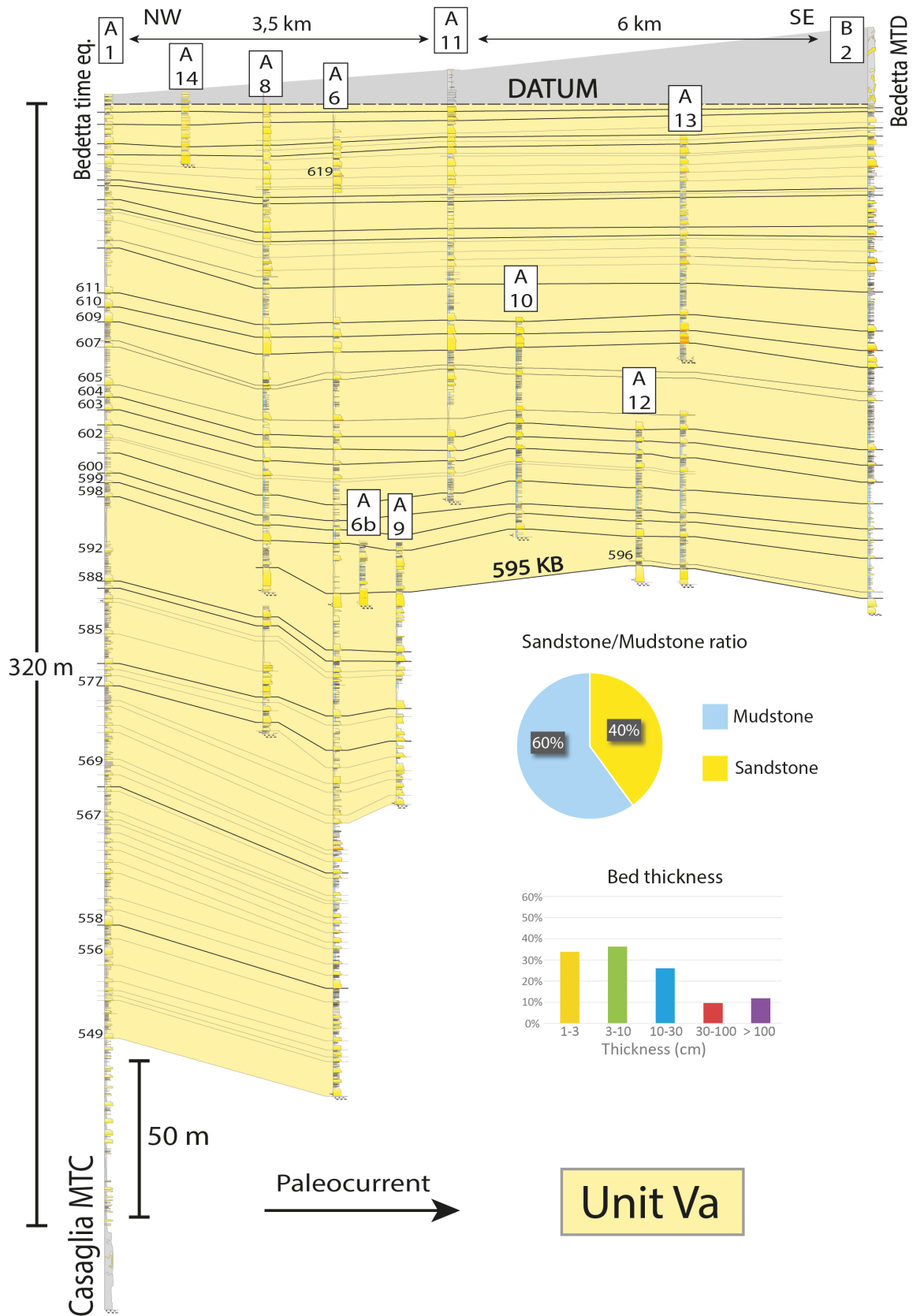


Figura 6.3.2: Pannello stratigrafico della subUnità Va orientato parallelamente alle paleocorrenti. La sezione A1, misurata da Tinterri & Tagliaferri (2015).

## SubUnità Vb

Stratigraficamente collocata tra il caotico di Bedetta ed il caotico di Visignano, la subUnità Vb ha uno spessore complessivo di 505 metri; 18 delle sezioni stratigrafiche misurate in questo lavoro ricadono esclusivamente all'interno dell'unità Vb, mentre le sezioni A11 e B2, all'interno delle quali è presente il caotico di Bedetta, si trovano a cavallo tra le due subUnità. All'interno di questo lavoro è stata operata un'ulteriore suddivisione dell'Unità Vb, utilizzando lo strato 700, uno *slurry* di spessore metrico correlabile tra le sezioni A1, A26 e A19. La distinzione in Unità Vb<sub>1</sub>, delimitata alla base dal caotico di Bedetta ed al tetto dallo strato 700, ed Unità Vb<sub>2</sub>, che va dallo strato 700 al caotico di Visignano, si è resa necessaria per mettere meglio in evidenza le variazioni delle caratteristiche dei depositi del Firenzuola in risposta ad un aumento del progressivo confinamento morfologico (Figs. 6.3.3 e 6.3.4)

Al di sopra del caotico di Bedetta i depositi dell'Unità Vb appaiono organizzati in pacchi di strati di arenaria metrici separati da depositi fini prevalentemente pelitici con intercalazioni di strati sottili di arenaria fine. Questi depositi sono stati interpretati rispettivamente come depositi di lobi e di interlobi torbiditici, usando la classificazione gerarchica proposta dalla Prelat *et al.* (2009). In questo senso, quindi, la subUnità Vb può essere definita come un complesso di lobo.

L'assenza di qualsivoglia strato guida, la scarsa tabularità degli strati, che spesso hanno geometrie lenticolari, gli elevati tassi di amalgamazione e la geometria lenticolare di svariati intervalli fini di interlobo hanno reso difficoltoso correlare le sezioni, anche sulle brevi distanze. Particolarmente difficili da correlare si sono rivelate le sezioni misurate immediatamente al di sopra del caotico di Bedetta, nella subUnità Vb<sub>1</sub>, mentre nella soprastante subUnità Vb<sub>2</sub> la correlazione è stata resa relativamente più agevole dalla presenza di interlobi particolarmente spessi e meno soggetti a variazioni di spessore rispetto a quelli della sottostante unità Vb<sub>1</sub>.

I lobi torbiditici, come quelli che costituiscono l'Unità Vb, sono di particolare interesse per l'industria esplorativa. Questi depositi infatti sono costituiti da pacchi di strati arenacei di spessore complessivo decametrico che possono essere eccellenti target per idrocarburi, mentre i depositi fini di interlobo costituiscono degli eccellenti *seal*. Una discussione più approfondita sui lobi del Firenzuola, oggetto di interesse per la compagnia ExxonMobil che ha finanziato questo dottorato, verrà proposta nel capitolo 10.

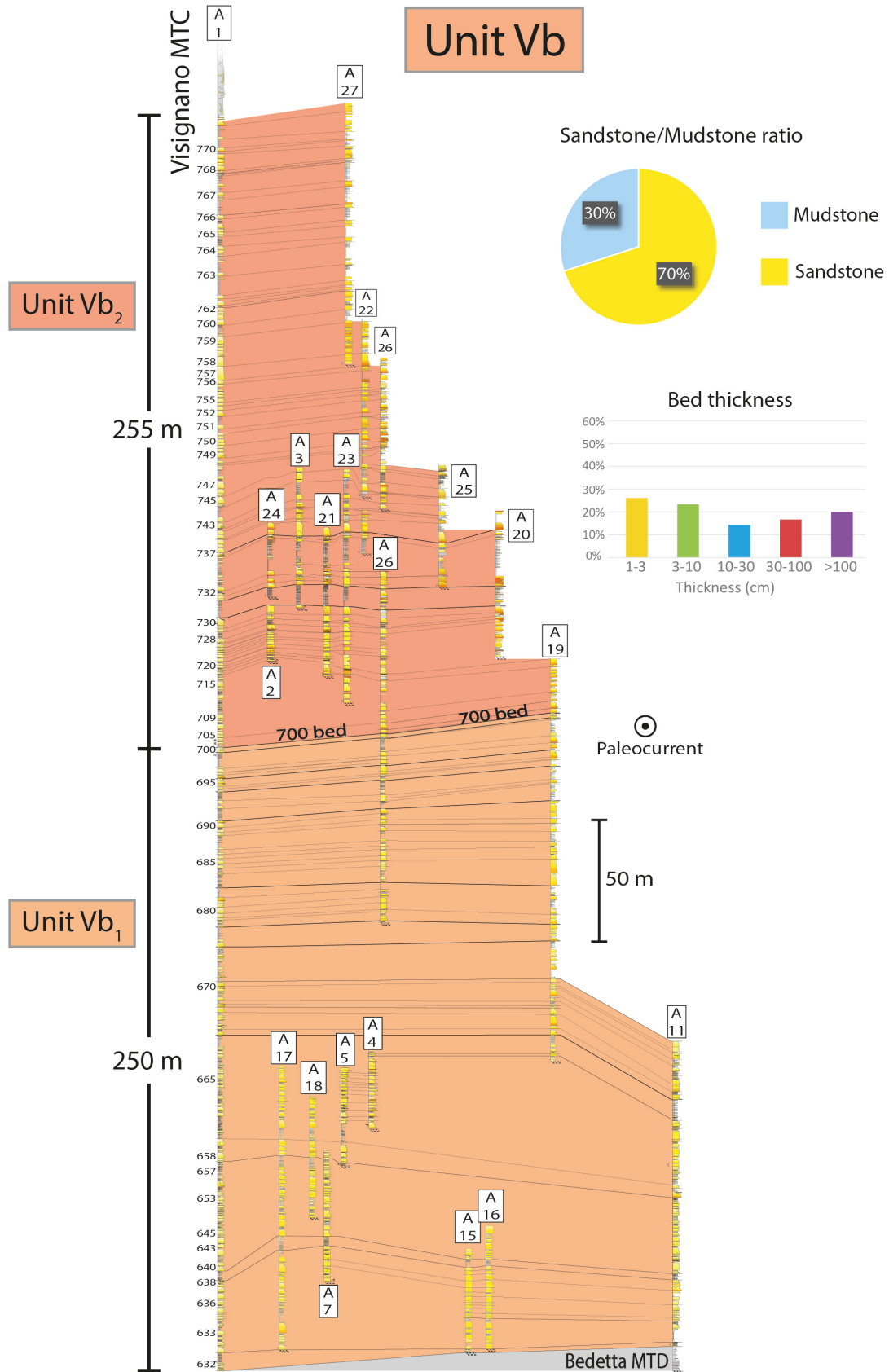


Figura 6.3.3: Pannello stratigrafico delle subUnità Vb<sub>1</sub> e Vb<sub>2</sub>, orientato perpendicolarmente rispetto alla paleocorrente.

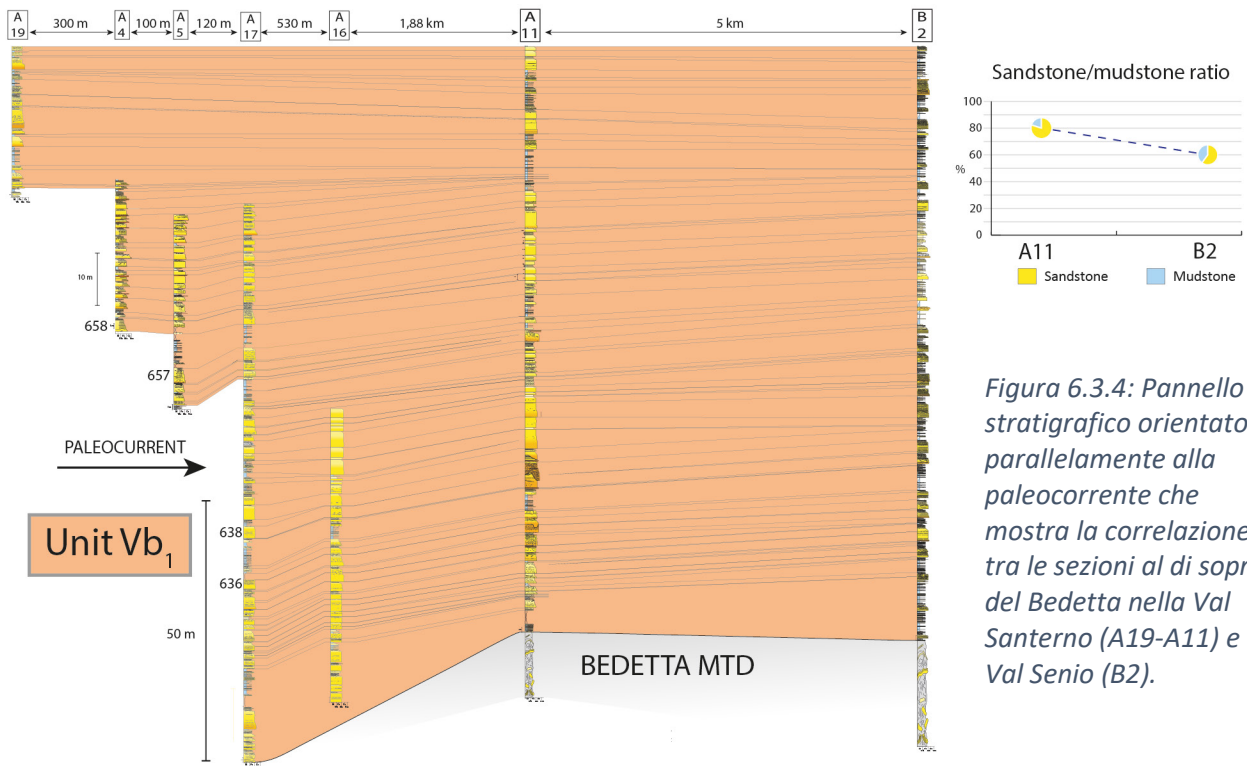


Figura 6.3.4: Pannello stratigrafico orientato parallelamente alla paleocorrente che mostra la correlazione tra le sezioni al di sopra del Bedetta nella Val Santerno (A19-A11) e Val Senio (B2).

A causa della distanza che separa le sezioni misurate in Val Santerno della sezione B2 misurata in Val Senio, non è stato possibile inserire la sezione B2 nel pannello presentato in Fig. 6.3.3, che è orientato perpendicolarmente alla paleocorrente. La correlazione tra le sezioni della Val Santerno e la sezione B2 è presentata nel pannello orientato parallelamente alla paleocorrente presente in (Fig. 6.3.4) all'interno del quale si può anche apprezzare, spostandosi sottocorrente, la forte diminuzione del rapporto arenaria/pelite che interessa questo intervallo stratigrafico.

Nella sezione B2, oltre alla forte diminuzione del rapporto arenaria/pelite, appare molto meno marcata l'alternanza tra depositi di lobi e di interlobi che lasciano quindi spazio a depositi nei quali strati spessi e intervalli di strati sottili sono più uniformemente distribuiti.

## 7. ANALISI DI FACIES

Come già accennato nei capitoli introduttivi, i depositi dell'Unità V della FMA registrano l'evoluzione del bacino di avanfossa che ha avuto luogo durante il Serravalliano, periodo nel quale si assiste ad un progressivo e simultaneo innalzamento dell'alto di Coniale, relazionato al *thrust* di Monte Castellaccio, e dell'alto di Verghereto. Il bacino interno della FMA va incontro dunque ad un progressivo restringimento, che si traduce in un aumento del confinamento per cause tettonico.

La profonda variabilità delle facies osservate durante l'attività di terreno, ha portato ad una suddivisione degli strati in 7 distinte categorie. Le tipologie di strati osservati inoltre sono state organizzate all'interno di due distinti *facies tract*, uno per ciascuna subUnità, che descrivono l'evoluzione sottocorrente dei flussi che hanno portato alla formazione di questi depositi.

Per il riconoscimento delle varie tipologie di strato sono stati utilizzato come schemi di riferimento quello generale di Mutti et al. (2003) e quelli di Tinterri e Muzzi Magalhaes (2011) e Tinterri e Tagliaferri (2015), (vedasi anche Tinterri, 2011; Tinterri et al. 2016, 2022, 2023; Tagliaferri & Tinterri, 2016 e Tagliaferri et al. 2018).

## 7.1 Tipologie di strato

### Strati Tipo I

#### Descrizione

Gli strati di tipo I sono strati da spessi a molto spessi che vengono distinti in tre tipologie, IA, IB e IC. Nel caso degli strati di tipo IA la base è formata da arenaria grossolana caratterizzata da lamine mal sviluppate da spesse a molto spesse, dalla presenza di pseudonoduli e da clasti pelitici, anche di dimensioni decimetriche; nell'Unità Vb2 i clasti pelitici degli strati di tipo I possono essere tabulari e sub-angolosi, con una forma ad S e con l'asse maggiore immergenti sopracorrente (Tinterri et al. 2023). Alcuni clasti pelitici contengono anche frammenti di strati arenacei. La facies F5b può passare verso l'alto ad una arenaria grossolana massiva con sfuggite d'acqua (F5) che a sua volta passa in maniera brusca ad una porzione di arenaria fine con strutture da trazione e decantazione e convolute (F9). Il passaggio alla pelite, infine, può avvenire in modo graduale; al di sopra dell'arenaria fine, infatti, si osserva una facies di transizione formata da arenaria molto fine/silt.

Negli strati di tipo IB invece si nota la presenza di tappeti di trazione di arenaria grossolana alla base (F5b) che passano verso l'alto in maniera abbastanza graduale ad una facies di arenaria media pseudolaminata (F8b). L'arenaria media poi passa verso l'alto ad una porzione sommitale di arenaria fine simile a quelle degli strati di tipo IA (F9). Anche in questo caso si osserva la facies di transizione composta da arenaria molto fine/silt al passaggio arenaria fine-pelite.

Gli strati di tipo IC infine sono sempre caratterizzati da un passaggio graduale nella parte basale tra l'F5b all'F8b; a differenza degli strati di tipo IB, in quelli di tipo IC sono anche presenti clasti pelitici di dimensioni centimetriche. Negli strati di tipo IC, inoltre, la porzione di F5b è meno spessa rispetto agli strati IB.

Tutti gli strati di tipo I sono caratterizzati da una facies F9 molto sottile che qualche volta può presentare paleocorrenti diverse da quelle dei *flute casts*.

#### Interpretazione

Questa tipologia di strati viene associata alla decelerazione di un flusso torbido bipartito la cui parte basale densa va a formare la facies F5/F5b o quella con tappeti di trazione (facies F7). La presenza di una facies F9 dallo spessore sempre piuttosto limitato dimostra il *bypass* del flusso sommitale turbolento che può depositare le classi granulometriche più fini sottocorrente. Il passaggio da F5b a F5, entrambi massivi, è associato con la presenza di strutture da carico a loro

volta legate a brusche decelerazioni della parte basale del flusso che occasionalmente può essere anche associato a fenomeni di salto idraulico, soprattutto nell'Unità Vb (vedasi Postma *et al.* 2009, Tinterri *et al.* 2016). Una dinamica altamente non stazionaria (variazioni di velocità nel tempo) può essere invocata per spiegare le facies che caratterizzano questi tipi di strati (vedasi Tinterri *et al.* 2020 per maggiori dettagli)

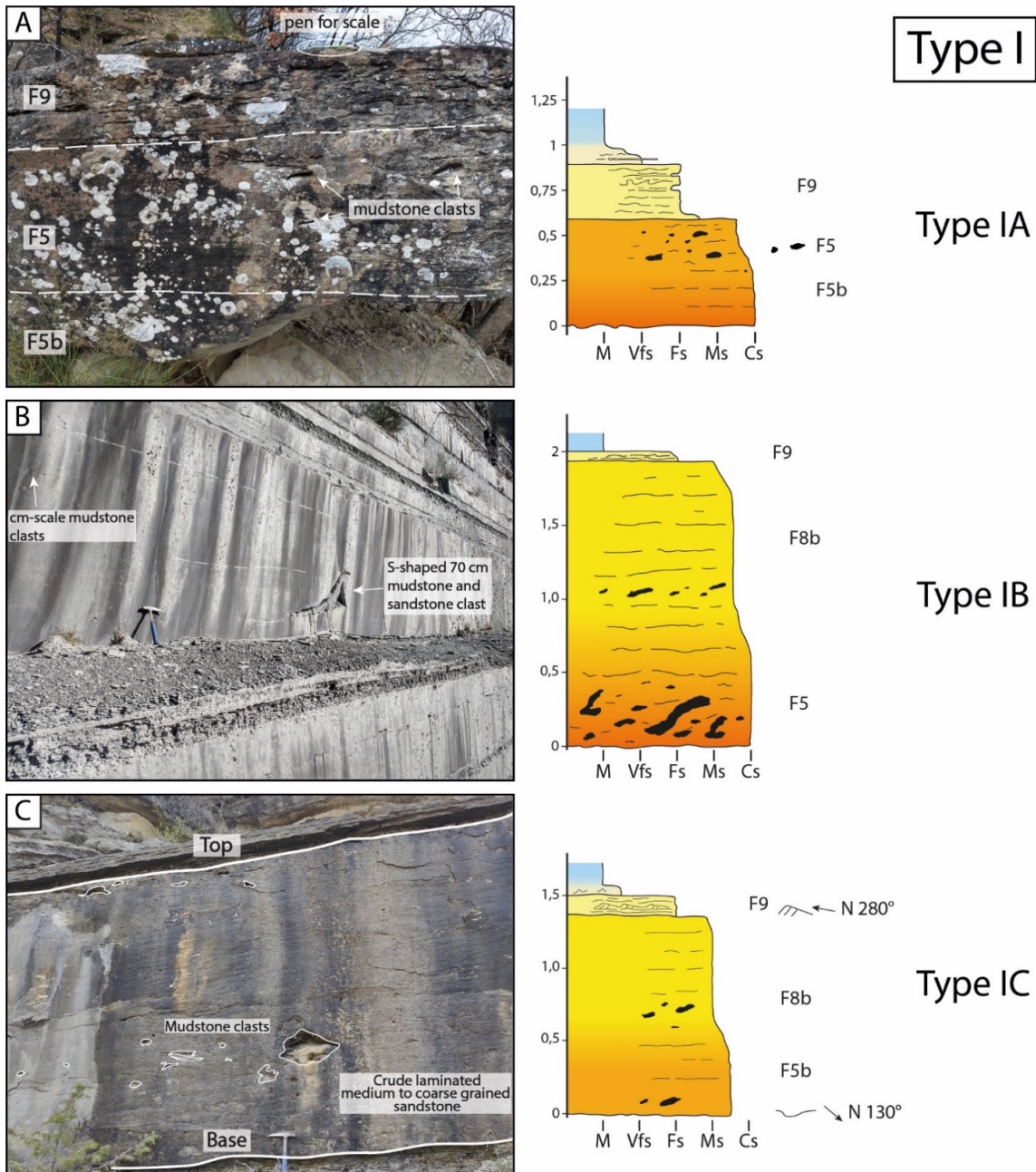


Figura 7.1.1 Esempi di strati di tipo I

Strati Tipo II

### Descrizione

Gli strati di tipo II sono formati da una parte basale spessa di arenaria da media a grossolana, talvolta contenente clasti pelitici appiattiti alla base, caratterizzata da laminazioni mal sviluppate da spesse a molto spesse (facies F5b). Questa facies tende a passare verso l'alto ad una arenaria media pseudolaminata tipo F8b. Questo tipo di strati si distingue dagli strati tipo I per la presenza al tetto di: 1) *megaripple* di arenaria grossolana che passano verso l'alto ad F9 sottilissimi (strati tipo IIA); 2) superfici erosive (*scour*) drappeggiate da depositi fini (vedasi anche Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011 e Tinterri & Tagliaferri, 2015). In questi strati le erosioni al tetto vengono compensate da strati sottili lenticolari di arenaria grossolana (strati IIB) che talvolta si organizzano in strutture di *backset* immergenti sopracorrente (strati tipo IIC) (Fig.7.1.3). La dimensione degli *scour* è molto variabile all'interno dell'area di studio. Sono stati osservati *scour* di dimensione poco superiore al metro (vedasi sezioni A18 e base della A19), altri che possono raggiungere fino a 50-60 metri di lunghezza (strato 730 nelle sezioni A1 e A3 e gli *scour* al di sopra del caotico di Bedetta nella sezione A11), mentre nel caso della sezione A20 è presente un *megascour* a scala ettometrica.

### Analisi granulometriche

Cinque strati di tipo II, per un totale di 39 campioni analizzati, sono stati campionati per effettuare analisi granulometriche dettagliate. Lo scopo è stato quello di mettere in evidenza la differenza di granulometria che intercorre tra gli strati caratterizzati dagli *scour* al tetto e i livelli arenacei lenticolari che si possono ritrovare all'interno di questi. Ciò ha implicato, per ognuno dei 5 strati di tipo II analizzati, il prelievo di tre campioni, i primi due rispettivamente alla base ed al tetto dello strato caratterizzato dallo *scour* e uno nello strato lenticolare (vedasi Fig. 7.1.2). Ciò che è emerso dalle analisi di laboratorio, conferma quanto osservato sul terreno; lo strato lenticolare interno allo *scour* mostra un aumento della granulometria se paragonato al tetto dello strato a *scour*. Negli esempi riportati in Fig. 7.1.2, si può notare infatti un aumento della percentuale di arenaria media e grossolana e, in alcuni casi, è presente una percentuale molto ridotta (< 0.5%) di arenaria molto grossolana (diametro medio compreso tra 1000 e 2000 micrometri).

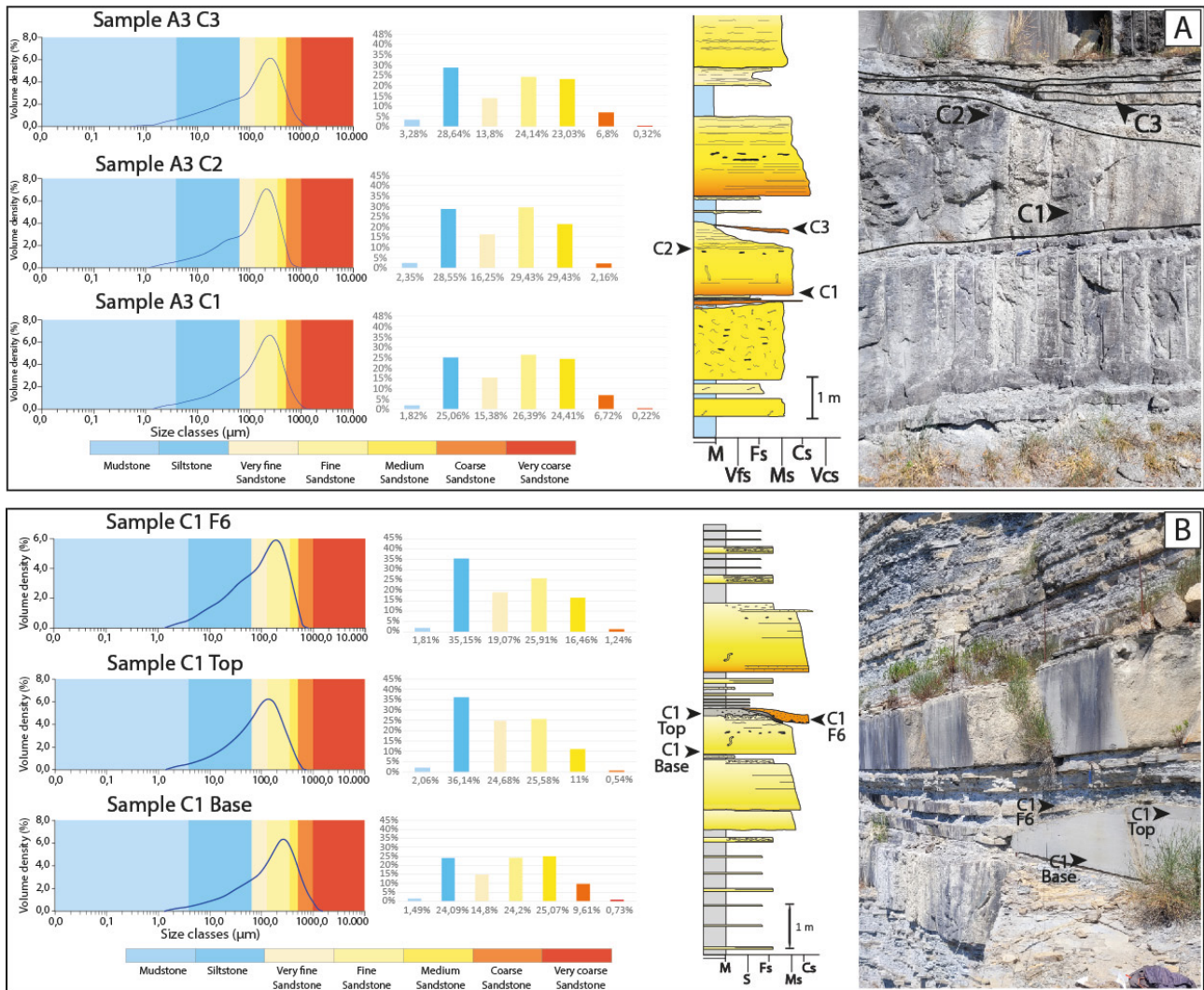


Figura 7.1.2: Analisi granulometriche su due strati a scour di tipo II. A) Strato 732 nella sezione A1 e B) Strato 730 nella sezione A3. Le sigle e le frecce indicate a fianco dei log stratigrafici fanno riferimento alla posizione ed ai nomi dei campioni analizzati con il granulometro.

## Interpretazione

Questa tipologia di strati è associata alla decelerazione di un flusso bipartito. La parte basale densa del flusso origina la facies F5 dello strato, mentre la *bypass* della componente sommitale turbolenta del flusso genera trazione e rimodella il tetto dello strato formando la facies F6 (Mutti et al. 2003; Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011). Nel caso in cui la decelerazione del flusso sia molto più improvvisa si producono strutture da salto idraulico che sono alla base della formazione dei *mud draped scours* al tetto degli strati. Queste facies registrano il forte *bypass* delle parti turbolente dei flussi come testimoniato dalla diffusa presenza di strati sottili lenticolari di arenaria grossolana tipo F6. Il fatto che talvolta tali strati si organizzano in *backset* testimonia come la loro deposizione può essere legata alla dinamica dei salti idraulici con la formazione di depositi che migrano sopracorrente (vedasi Postma e Cartigny, 2014 e Tinterri et al. 2020). E' logico pensare che queste brusche

decelerazioni possano essere indotte o intensificate da un confinamento tettonico come testimoniato dal fatto che questi tipi di strati si incontrano specialmente nell'Unità Vb associata alla fase di chiusura del bacino interno della FMA (vedasi anche Tinterri e Tagliaferri, 2015).

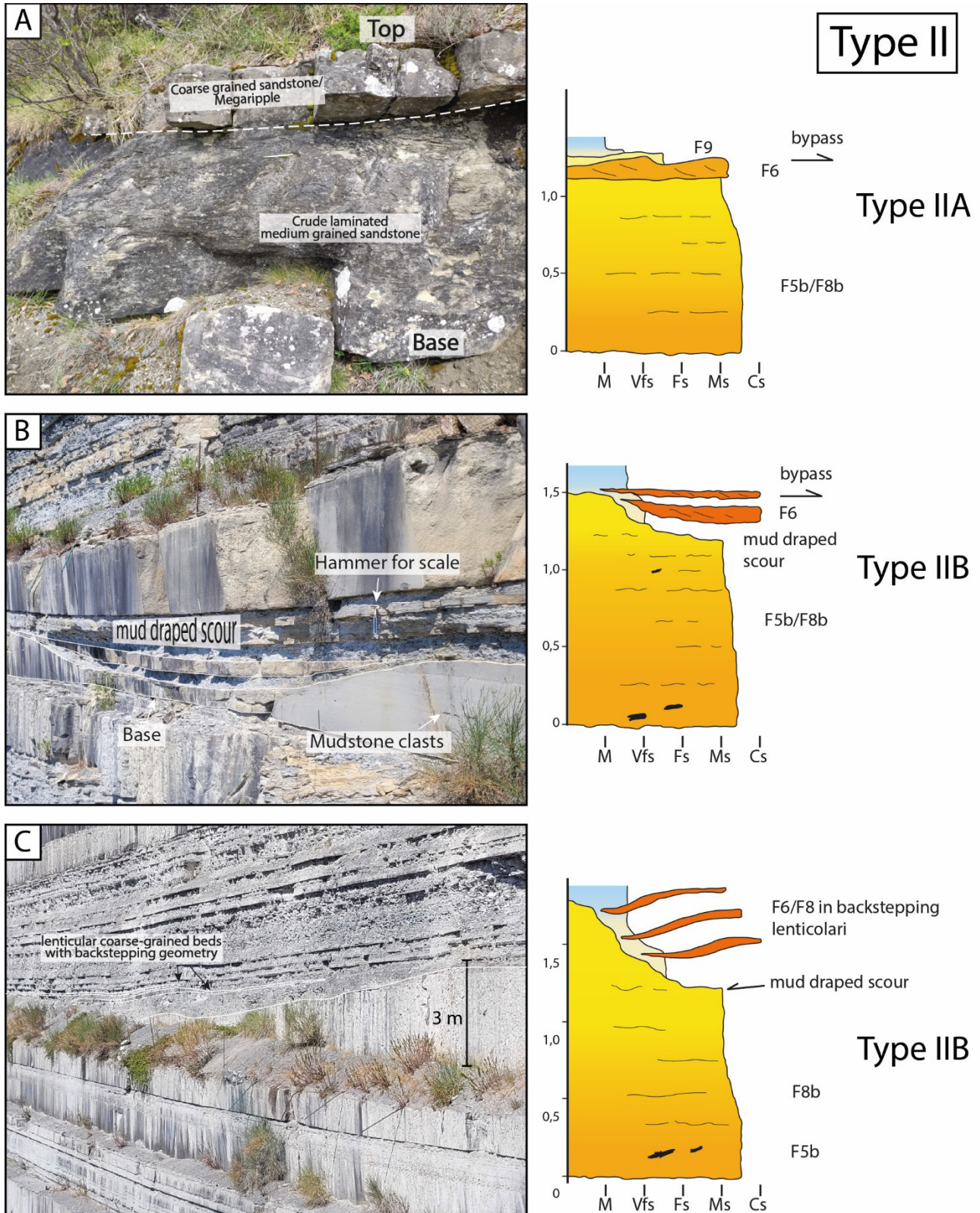


Figura 7.1.3.: Esempi di strati di tipo II.

## Strati Tipo III

### Descrizione

In questa categoria si possono riconoscere tre tipi di strati (Fig. 7.1.4). Gli strati di tipo IIIA sono strati spesso caratterizzati da varie tipologie di strutture trattive. Alla base di questi strati sono spesso presenti tappeti di trazione in arenaria grossolana (F7) che passano verso l'alto, tramite un limite netto, ad arenarie medie all'interno delle quali si possono osservare prima laminazioni spesse mal sviluppate (F8b) e poi laminazioni convolute (F8c). La parte sommitale di questi strati risulta spesso non ben sviluppata e composta da uno spessore molto ridotto di arenarie a granulometria fine (F9). Questi strati sono maggiormente presenti all'interno dell'Unità Va.

Nell'Unità Vb, invece, gli strati di tipo III consistono di strati spessi caratterizzati da una base composta da arenaria medio-grossolana al cui interno si osservano lamine mal sviluppate da spesse a molto spesse generalmente organizzate in lamine di *backset*, che si sviluppano quindi in senso opposto a quello della paleocorrente. Tali lamine di *backset* sono spesso caratterizzate da allineamenti di piccoli clasti pelitici. Queste facies passano verso l'alto a lamine sub-orizzontali e ondulate a basso angolo. Da un punto di vista generale queste facies possono essere viste come degli F5b o F8b e passano verso l'alto a facies fini laminate tipo F9 molto sottili.

Gli strati IIIB, invece, sono strati tripartiti caratterizzati da tre facies distinte, che dalla base al tetto sono: 1) una parte basale di arenaria media (F8 liquefatto), 2) una porzione intermedia a *slurry* in senso stretto, cioè una arenaria mal classata al cui interno sono presenti strutture da liquefazione, pseudonoduli e clasti pelitici, 3) un sottile F9 laminato che forma strutture da carico tipo *ball and pillow* all'interno dello *slurry* sottostante. Questi sono gli strati ibridi di Haughton *et al.* (2009) o strati a *slurry* di Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010).

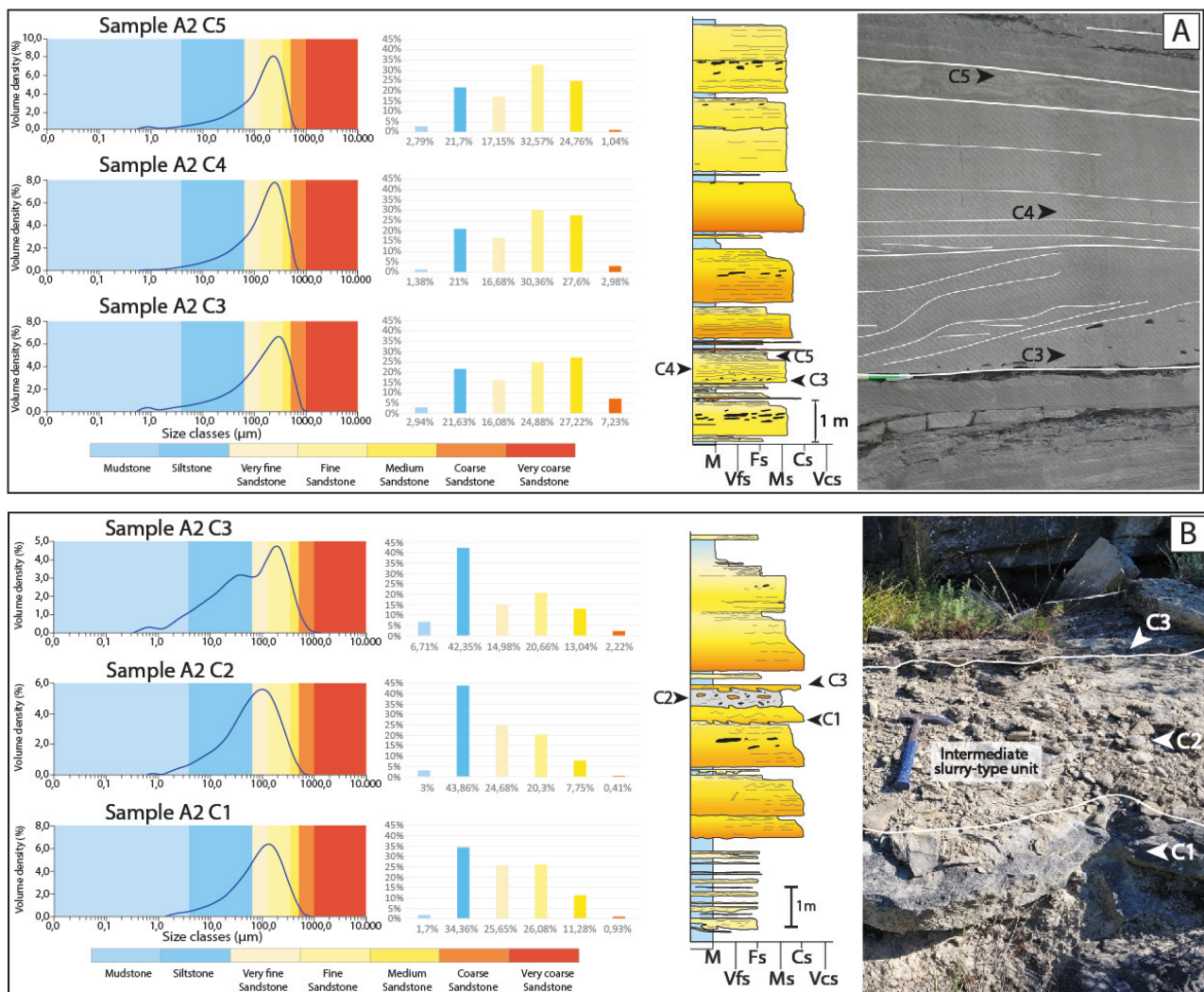
Lateralmente questi strati possono passare a sottili strati lenticolari di arenaria grossolana (F6) che passano verso l'alto a sottilissimi strati di arenaria fine laminata e peliti (F9).

### Analisi granulometriche

Per gli strati di tipo III sono stati analizzati con il granulometro 39 campioni. Un esempio di analisi per ogni tipologia di questi strati è mostrato in Fig.7.1.5. I risultati delle analisi che riguardano gli strati di tipo IIIA, ossia gli strati caratterizzati dalla presenza di lamine di *backset*, mostrano una gradazione normale, testimoniata dalla progressiva diminuzione verso l'alto della percentuale di arenaria

grossolana e media con conseguente aumento dell'arenaria fine e molto fine; rimane invece pressochè invariata la percentuale di materiale siltoso e pelitico.

Gli strati di tipo IIIB invece non mostrano una gradazione normale; la facies intermedia a *slurry* infatti mostra un picco di materiale siltoso, ma soprattutto un minimo di arenaria media e fine, che sono superiore sia nella facies basale che nella porzione sommitale (vedasi anche Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010). Gli strati IIIC a *megaripple* invece sono caratterizzati da una curva di distribuzione delle classi granulometriche più ampia. All'interno di questi strati, infatti, si ha una percentuale relativamente ridotta di materiale fine argillitico e siltoso, mentre le percentuali di arenaria grossolana e media tendono ad essere elevate, sempre in relazione ai campioni analizzati. Gli strati di tipo IIIC tendono ad essere infatti quelli con una più elevata percentuale di arenaria molto grossolana.



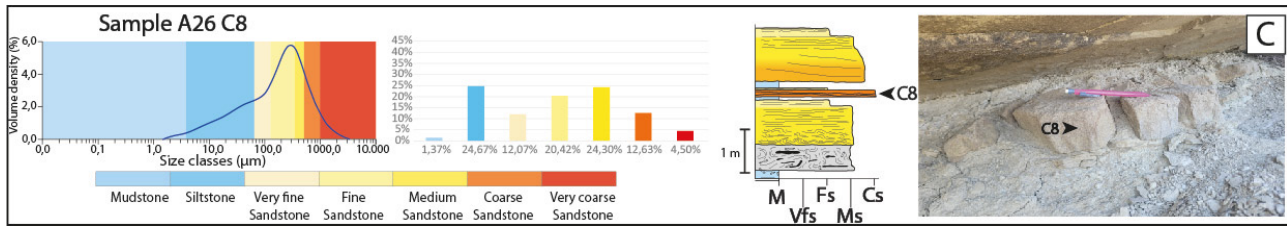


Figura 7.1.4: Esempi rappresentativi di diagrammi relativi alle analisi granulometriche effettuate su strati: A) Tipo IIIA, B) Tipo IIIB e C) Tipo IIIC. La sigla e le frecce indicate a fianco dei log stratigrafico fanno riferimento alla posizione ed ai nomi dei campioni analizzati con il granulometro.

## Interpretazione

I tappeti di trazione, le lamine ondulate a basso angolo con lunghezze d'onda metrica e le lamine mal sviluppate che immergono sopracorrente possono essere interpretate strutture trattive da regime superiore e più precisamente possono essere interpretate come *wash-out dunes*, *antidune* e *chute and pools* o *cyclic steps*. Strati di questo tipo, quindi, possono essere interpretati come depositi dalle parti dense di flussi bipartiti dominate da velocità in grado di generare strutture da regime superiore. Recenti lavori sperimentali, corroborati da simulazioni numeriche e dati di terreno tendono a dimostrare come queste strutture siano molto comuni nei flussi ad alta densità nei quali l'alta percentuale di sedimenti in sospensione comporta un abbassamento della velocità necessaria a produrre strutture da regime superiore. (vedasi Cartigny *et al.*, 2014.; Postma & Cartigny, 2014 e Tinterri *et al.* 2020). In questo caso si assiste anche al *bypass* delle classi granulometriche C e D sottocorrente che vengono trasportate dal flusso turbolento sommitale, come testimoniato dalla presenza della tipica facies da *bypass* F7.

Gli strati tripartiti a *slurry* di tipo IIIB, invece, registrerebbero una decelerazione drastica indotta dalla presenza di un alto morfologico di un flusso denso ricco in fini; tale decelerazione porterebbe il flusso ad arrestarsi senza essere in grado di generare una segregazione del sedimento trasportato. Questa decelerazione è testimoniata dal fatto che questi tipi di strati passano lateralmente a *mud draped scour* e strati sottili tipo F6 (vedasi Fig. 6.2.4; vedasi anche Tinterri *et al.* 2023).

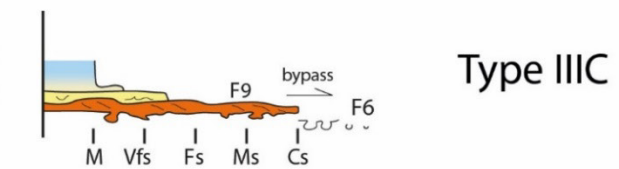
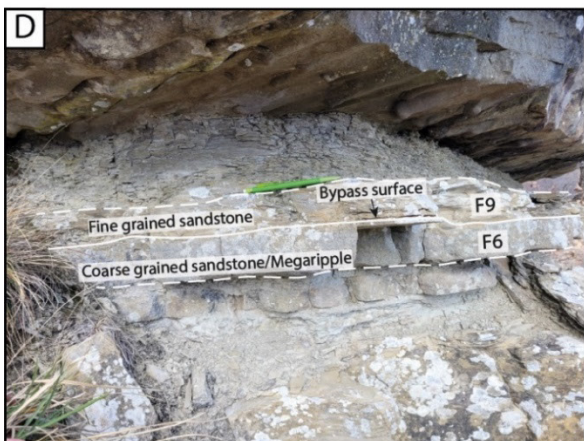
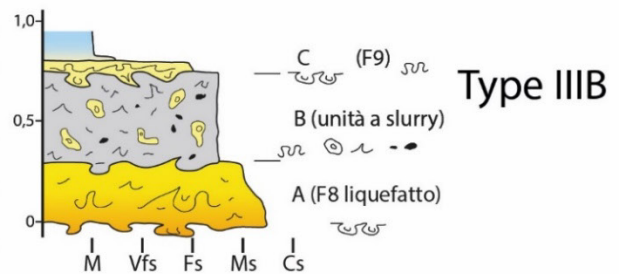
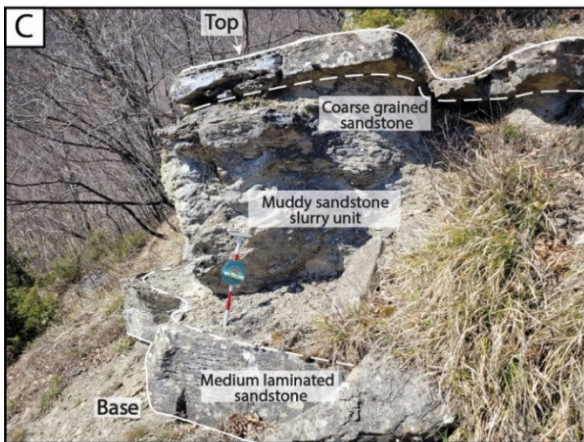
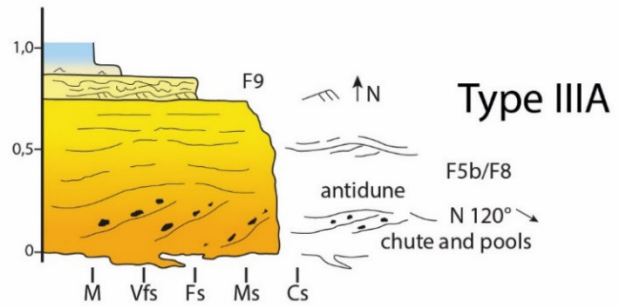
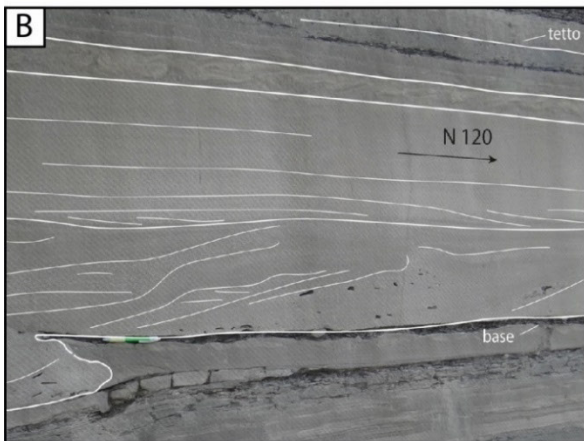
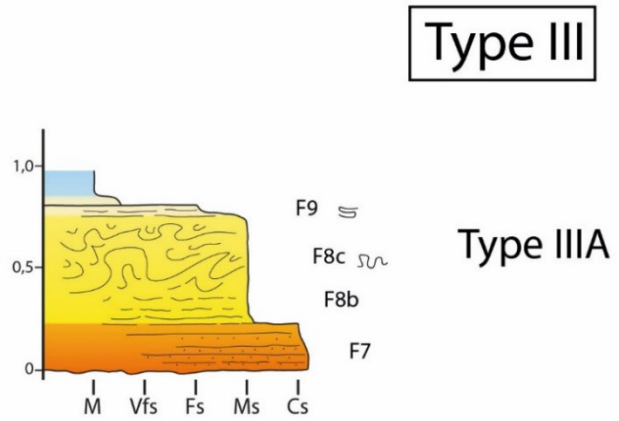


Figura 7.1.4: Esempi di strati di tipo III

## Strati Tipo IV

### Descrizione

Gli strati di tipo IV sono strati da spessi a molto spessi caratterizzati da una facies basale di arenaria media di tipi F8 che passa verso l'alto a strati sottili con facies F9 (Fig. 7.1.5). In base alle caratteristiche della facies basale F8 si possono riconoscere vari tipi di strati tipo IV. In generale questi tipi di strati sono formati dalle seguenti facies: 1) arenaria media massiva (F8) caratterizzata da allineamenti di clasti pelitici di dimensioni anche decimetriche; 2) facies a lamine piane e parallele da spesse a molto spesse mal sviluppate (F8b); 3) arenaria media con lamine convolute mal sviluppate e strutture la liquefazione (F8c) e 4) facies F9 al cui interno si ritrovano *ripple* che possono mostrare paleocorrenti opposte rispetto a quelle riscontrate nelle strutture di fondo (N 120°). Gli strati IVA sono generalmente strati molto spessi in cui tutte le facies descritte sono relativamente ben sviluppate con facies F9 abbastanza spesse; questi strati possono passare lateralmente a strati del tutto simili ai primi ma nei quali è assente la facies F8c a lamine convolute (Strati IVB). Sempre negli strati tipo IVA la facies con lamine convolute ben sviluppate F8c, spesso mal classata, tende ad assomigliare ad una facies tipo *slurry* (vedi facies VI). Gli strati tipo IVC, invece, presentano erosioni alla base, con conseguente possibile formazione di amalgamazioni, e livelli particolarmente ricchi di clasti pelitici concentrati al limite tra la facies F8 ed F9 a formare strati tipo *sandwich* (vedasi strati IVc1 e IVc2; Fig.7.1.7).

### Analisi granulometriche

Le analisi condotte su strati di tipo IV dimostrano che questi strati sono caratterizzati da una gradazione normale, testimoniata da una progressiva diminuzione verso l'alto della percentuale di arenaria media, fine e molto fine, di pari passo con un aumento della quantità di materiale argilloso e siltitico. E' da notare comunque la percentuale sempre piuttosto elevata di materiale fine all'interno di questi strati, la quale anche nella parte basale difficilmente è minore del 25%, a testimonianza di un grado di classazione piuttosto ridotto per gli strati del Firenzuola. (Fig. 7.1.6)

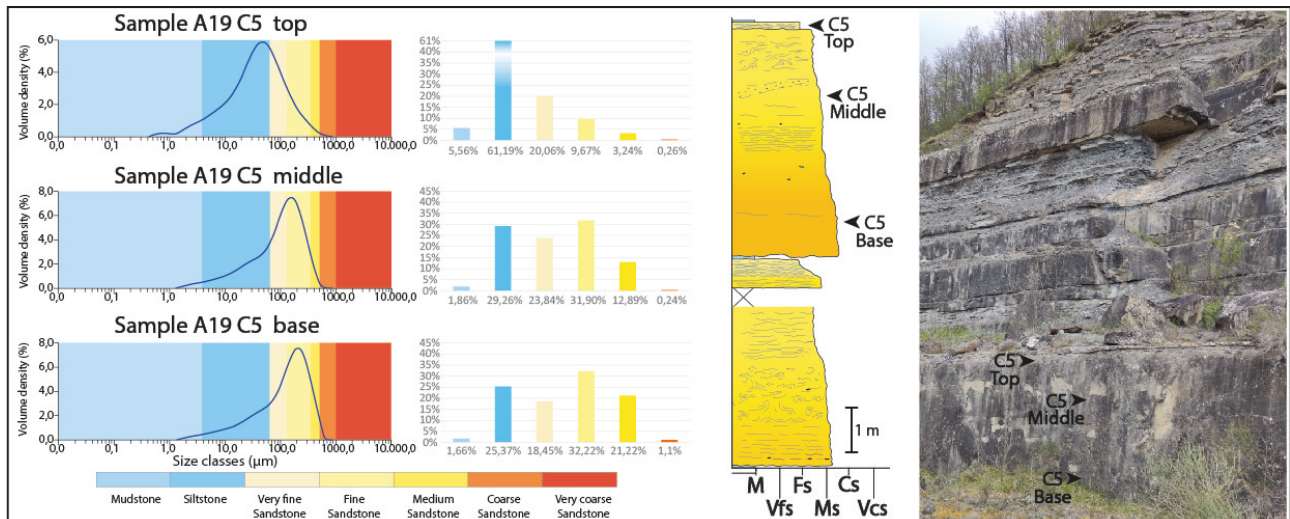
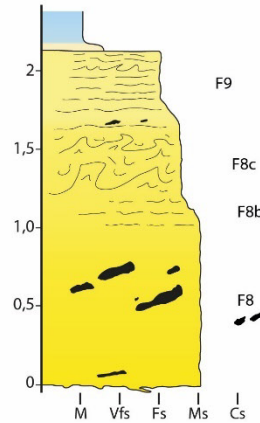
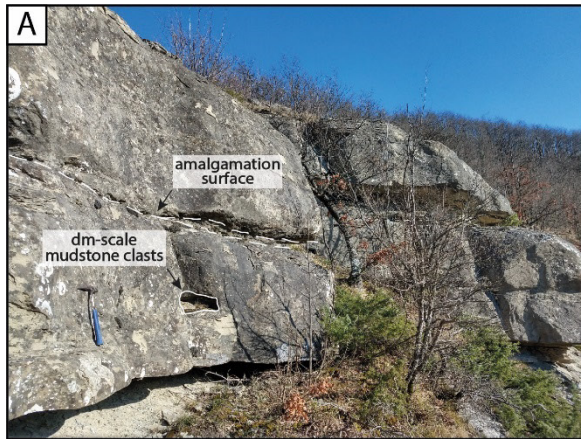


Figura 7.1.5: Diagrammi relativi alle analisi granulometriche effettuate su tre campioni prelevati dal megastrato presente nella sezione A19. Le sigle e le frecce indicate a fianco dei log stratigrafici fanno riferimento alla posizione ed ai nomi dei campioni analizzati con il granulometro.

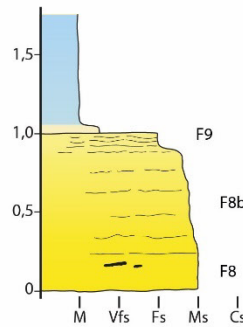
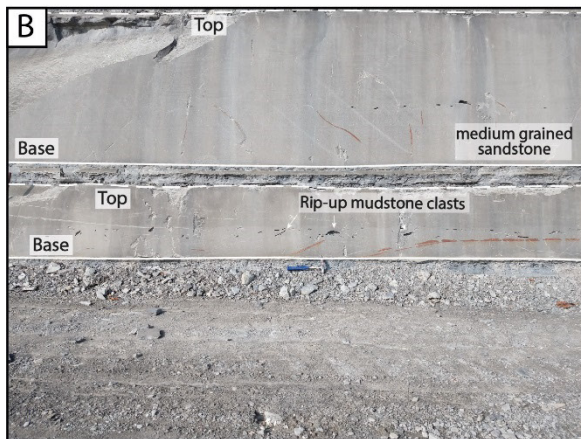
## Interpretazione

Gli strati di tipo IV testimoniano generalmente una decelerazione continua nel tempo di correnti di torbida sabbiose ad alta densità che possono essere caratterizzate dalla presenza di strutture da regime superiore rappresentate dalle lamine piane e parallele mal sviluppate (*spaced* o *crude lamination* di Hiscott & Middleton, 1980; vedasi anche Postma & Cartigny, 2014; Tinterri et al. 2020, 2023). Queste facies possono essere considerate una evoluzione sottocorrente degli strati tipo IIIA. Il conseguente *bypass del* flusso turbolento sommitale poi può essere soggetto a fenomeni quali *ponding* e riflessione come testimoniato dalle paleocorrenti dei *ripples*. Nel caso in cui il flusso mostri una maggiore capacità erosiva la decelerazione risulta più drastica e gli strati che ne risultano sono di tipo IVC1 e IVC2, in cui si osservano amalgamazioni e presenza molto abbondante di clasti pelitici (strati tipo *sandwich*). Questi strati e gli strati IVA sono caratterizzati da una facies F8c ricca in fini, i quali possono favorire la formazione di lamine convolute, registrando la decelerazione di flussi che preannunciano la formazione delle facies a *slurry* vere e proprie espressi dagli strati di tipo VI.

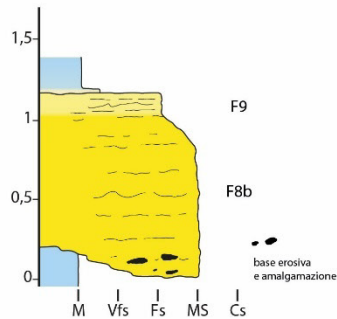


Type IV

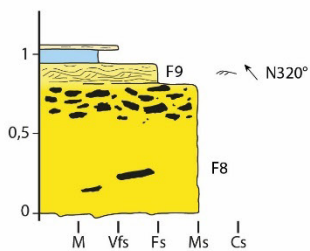
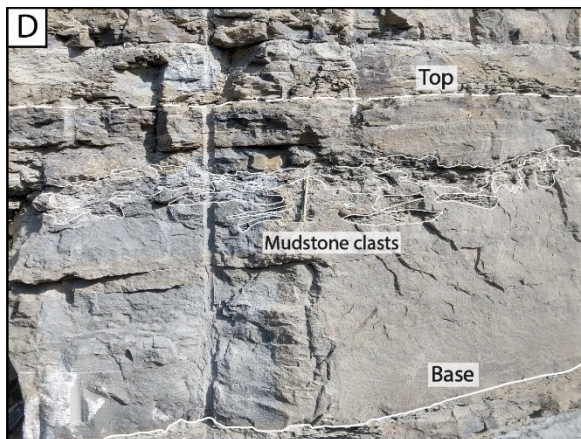
Type IVA



Type IVB



Type IVC<sub>1</sub>



Type IVC<sub>2</sub>

Figura 7.1.6: Esempi di strati di tipo IV

## Strati tipo V

### Descrizione

Gli strati di tipo V sono strati spessi composti da tre facies principali (Fig. 6.3.7 e 6.3.8). Queste sono le stesse introdotte da Tinterri *et al.* (2016) e pertanto verranno usate le stesse denominazioni. Queste facies dalla base al tetto sono: A) facies di arenaria media massiva (F8) generalmente rara e di spessore sottile che passa verso l'alto ad una arenaria medio-fine pseudo-laminata caratterizzata da laminazioni convolute mal sviluppate (F8b), B) facies di arenarie fini laminate (F9) caratterizzata da alternanze di differenti strutture come lamine piano-parallele/ondulate e *ripple* indicanti paleocorrenti diverse da quella indicata dai *flute cast*; C) arenaria molto fine siltosa caratterizzata da alternanza di *laminaset* con lamine convolute e strutture da carico e unità liquefatte mal classate tipo *slurry* con pseudonoduli (C1). Lateralmente questa facies può passare ad una facies completamente liquefatta con presenza di pseudonoduli (C2); D) pelite massiva sommitale generalmente molto spessa rispetto alla parte arenacea basale. Per ulteriori approfondimenti circa le facies B, C e D vedasi Tinterri *et al.* (2016, 2020, 2022).

### Interpretazione

Gli strati di tipo V mostrano la tipica sequenza di facies degli strati *ponding* come descritto da Pickering & Hiscott (1985), Remacha *et al.* (2005), Tinterri e Muzzi Magalhaes (2011) e Tinterri *et al.* (2016, 2022). Questi strati, quindi, vengono depositi da flussi la cui componente turbolenta sommitale ha subito fenomeni di riflessione e *ponding*, come testimoniano soprattutto dalla facies B caratterizzata da *ripples* e convolute vergenti che mostrano paleocorrenti differenti da quelle delle forme erosive presenti alla base degli strati. Questa interpretazione è supportata anche dalle facies C1 e C2, che sono delle facies tipiche degli strati da *ponding* (vedasi discussione di Tinterri *et al.* 2016, 2020, 2022). Queste facies, che corrispondono alla facies a pseudonoduli di Pickering & Hiscott, (1985), possono essere considerate come due termini estremi di uno stesso processo. La facies C1 è caratterizzata da una alternanza di unità scarsamente classata di materiale siltoso e unità arenacee fini ben laminate in cui si possono riconoscere strutture tipo *hummocky* con paleocorrenti differenti tra loro. La facies C2, invece, è caratterizzata da una unità completamente liquefatta tipo "*slurry*" ricca in pseudo noduli che derivano dalla progressiva liquefazione dei *laminaset* sopradescritti (vedasi Tinterri *et al.* 2016, 2020, 2022). Queste facies possono derivare da una interazione fra la capacità coesive del sedimento fine (silt e argilla) e i fenomeni di *cyclic wave loading* legato ai continui fenomeni di *rebound* della corrente di torbida che viene più volte riflessa

all'interno del bacino. Entrambi questi processi possono contribuire a formare facies liquefatte tipo *slurry* (vedasi Tinterri *et al.* 2020, 2022 per maggiori dettagli).

L'evoluzione della facies C degli strati di tipo V è mostrata in Fig. 7.1.8, nella quale vengono illustrati i processi che portano dalla facies C1 degli strati di tipo Va a quella C2 degli strati di tipo VB.

## Types of facies characterizing the unit C

progressive destruction and liquefaction of sandy laminasets with progressive mixing of the fine grain size populations (i.e., clay, silt and very fine grained sand)

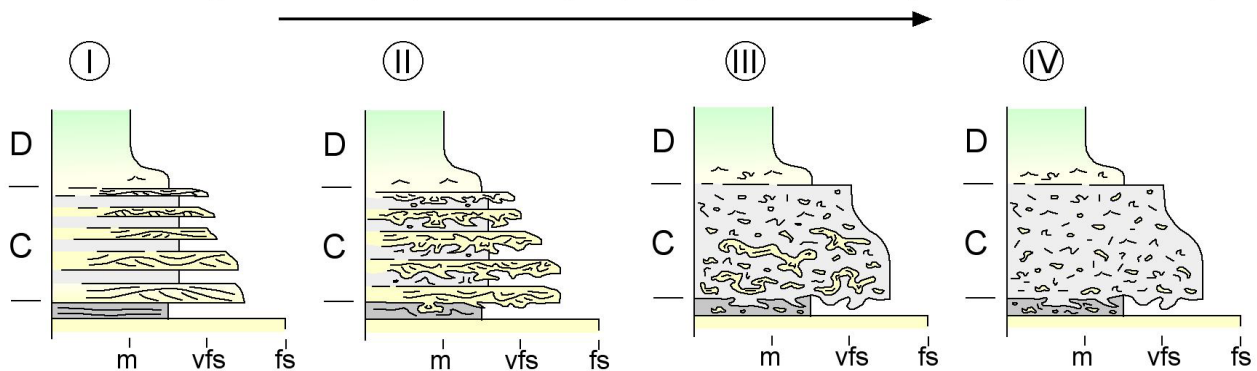


Figura 7.1.10: Il progressivo aumento di soft sediment deformation (ball and pillow, pseudonoduli e lamine convolute) produce una facies mal classata a slurry (IV) (da Tinterri *et al.* 2022). Questo range di facies è interpretato come generato dal collasso del materiale in sospensione (vedasi Patacci *et al.* 2015), processi di cyclic wave loading della componente dei flussi soggetta a riflessione (testimoniato dai cambiamenti dei paleocorrente indicati dalle strutture) (vedasi Tinterri *et al.* 2016) e la dinamica del flusso contenente materiale silteoso e pelitico (vedasi Baas *et al.* 2011).

Infine, l'elevato spessore dell'unità pelitica deriva dal fatto che il confinamento del bacino non permette al flusso di distribuire su una ampia regione il proprio carico sedimentario, altra tipica caratteristica degli strati da *ponding*.

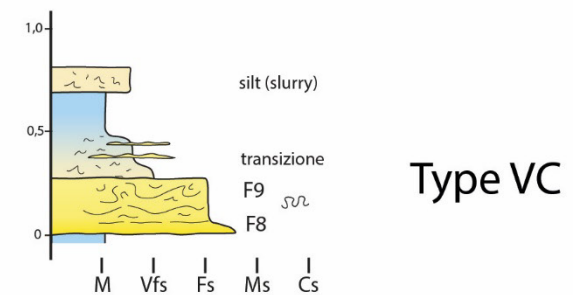
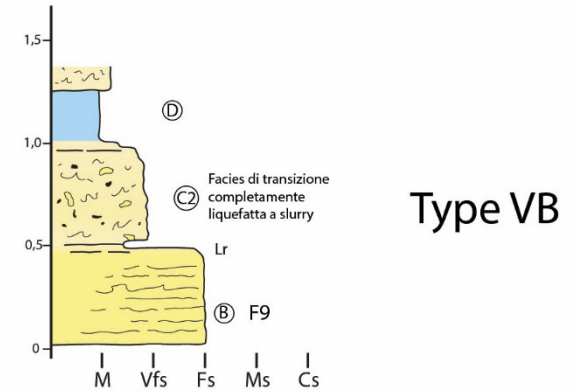
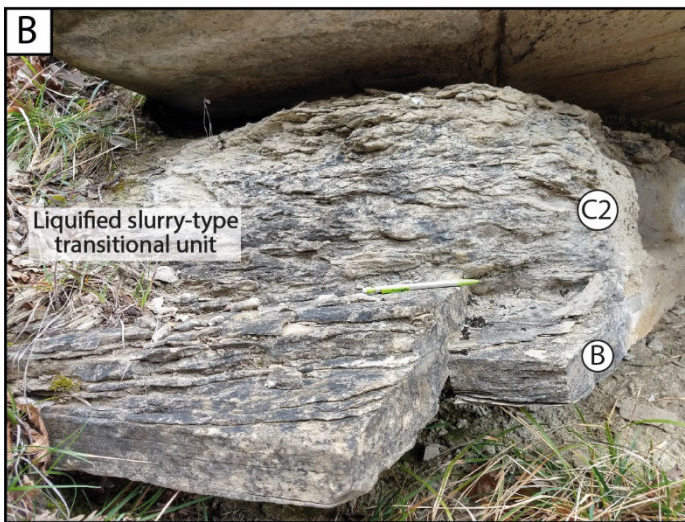
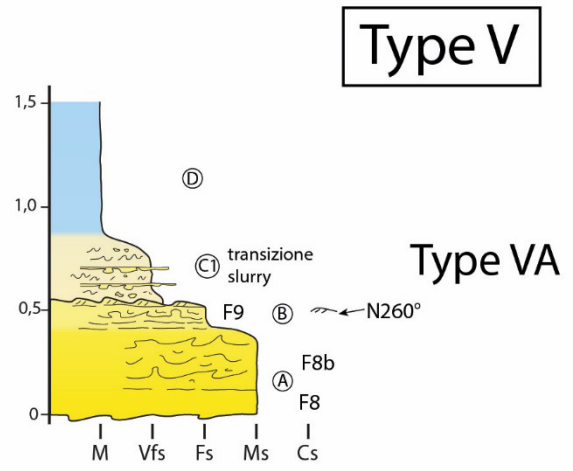
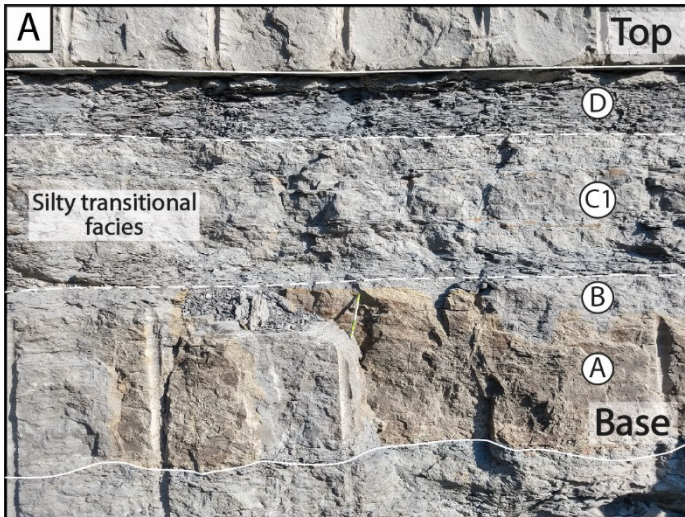


Figura 7.1.11.: Esempi di strati di tipo V

## Strati Tipo VI

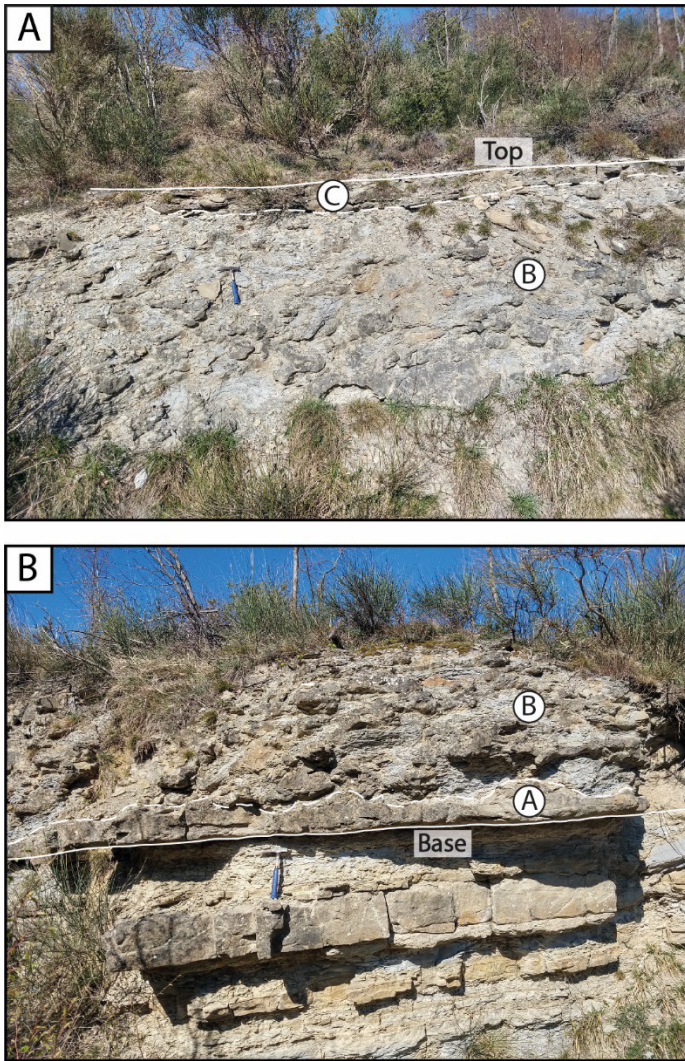
### Descrizione

Gli strati di tipo VI sono strati ibridi a *slurry* che presentano una tripartizione ben definita, caratterizzata dalle seguenti facies: A) parte basale di arenaria da massiva a pseudolaminata (F8b), B) unità intermedia a *slurry* composta da arenaria pelitica con evidenti strutture da liquefazioni, pseudonoduli e clasti pelitici, C) parte sommitale sottile di arenaria fine laminata (F9) che passa in maniera graduale all'unità pelitica sovrastante (Fig. 7.1.12). L'arenaria a granuloemtria fine è normalmente caratterizzata da lamine convolute e tende a formare strutture da carico nella facies a *slurry* sottostante. Per approfondimenti su questa tipologia di strati vedasi Haughton *et al.* (2009) e Tinterri & Muzzi Magalahas (2011). Gli strati di tipo VI sono stati osservati all'interno dell'Unità Va e si è ritenuto di tenerli separati dagli strati a *slurry* tipo IIIB dato che questi ultimi vengono ritrovati in una situazione particolare e cioè al tetto dei lobi e degli elementi di lobo della subUnità Vb (vedasi anche Tinterri *et al.* 2023).

### Interpretazione

Il significato sedimentologico degli strati di tipo VI è simile a quello degli strati di tipo IIIB che si osservano nell'Unità Vb. Strati di questo tipo si depongono soprattutto in sistemi torbidity ad alta efficienza sviluppati all'interno di bacini confinati dove le correnti di torbida sono in grado di erodere una grande quantità di pelite dal substrato, al punto da raggiungere una densità tale che la turbolenza del flusso viene soppressa e quest'ultimo si arresta improvvisamente. E' logico tuttavia pensare che questi strati si possano formare anche in bacini caratterizzati da un confinamento morfologico, dove la presenza di alti morfologici fa in modo che le correnti di torbida possano arrestarsi bruscamente, generando quindi un deposito estremamente mal classato. Per ulteriori approfondimenti su questa tipologia di strati vedasi Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010), Tinterri & Tagliaferri (2015) e Tinterri *et al.* (2016, 2020).

La differenza tra gli strati tipo IIIB e VI sta nel fatto che l'unità intermedia a *slurry* è più sviluppata negli strati tipo VI perché depositi da correnti di torbida più evolute. Gli strati tipo IIIB sono più legati alla brusca decelerazione dei flussi in una zona di lobo prossimale o transizione canale-lobo (vedasi Tinterri *et al.* 2020 per una più approfondita discussione).



Type VI

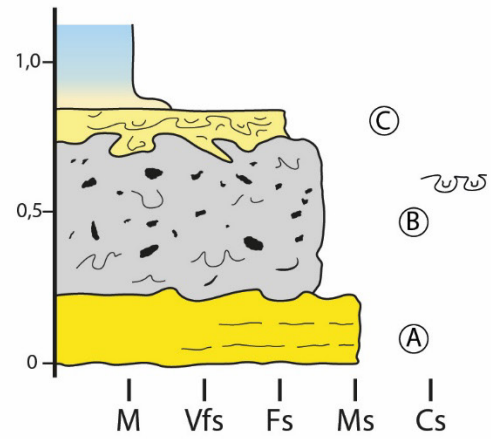


Figura 7.1.12: Esempio di strato di tipo VI. Le figure A) e B) si riferiscono rispettivamente al tetto ed alla base dello stesso strato

## Strati Tipo VII

### Descrizione

Gli strati di tipo VII sono strati da sottili a molto sottili ( $H < 30$  cm) che si compongono di tre facies: 1) Arenaria laminata molto sottile e molto fine; 2) pelite; 3) arenaria finissima siltosa o siltite arenacea caratterizzata al suo interno da strutture da liquefazione, pseudonoduli e qualche volta da clasti pelitici (Fig. 7.1.15). La facies siltosa al tetto degli strati di tipo VII, già osservata da Tinterri e Muzzi Magalhaes (2011) e Tinterri & Tagliaferri (2015) compare al di sopra del caotico di Casaglia e sembra sostituirsi alla facies marnosa che caratterizza i depositi della FMA fino al tetto dell'Unità IV. Questa facies, non sempre presente, tende ad essere molto più frequente all'interno dell'Unità Va, per poi diminuire progressivamente salendo stratigraficamente fino a scomparire quasi del tutto nell'Unità Vb<sub>2</sub> (vedasi Fig. 7.1.11).

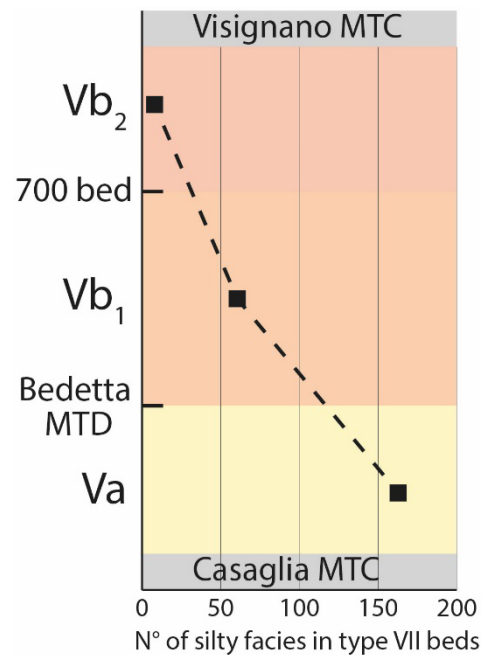


Figura 7.1.13: Distribuzione verticale del numero di facies siltose degli strati di tipo VII nelle tre subUnità del Firenzuola.

### Analisi granulometriche

Per una migliore comprensione della dinamica deposizionale di questi strati, in particolare della facies siltosa sommitale, 25 strati di tipo VII sono stati oggetto di approfondite analisi granulometriche, che hanno riguardato complessivamente 100 campioni. Per ogni strato analizzato, sono stati prelevati uno o più campioni per ciascuna delle tre tipologie di facies. I risultati ottenuti con il granulometro a diffrazione laser, di cui sono riportati due esempi in figura 7.1.12, mostrano un livello di classazione molto bassa. Oltre alla consistente percentuale di silt e argilla, è evidente l'abbondante presenza di arenaria, soprattutto fine, che si distingue per la sua maggiore quantità rispetto all'arenaria molto fine. Da notare inoltre la presenza di arenaria media, sempre in percentuali non trascurabili che raggiunge un massimo del 10%. (Fig. 7.1.12).

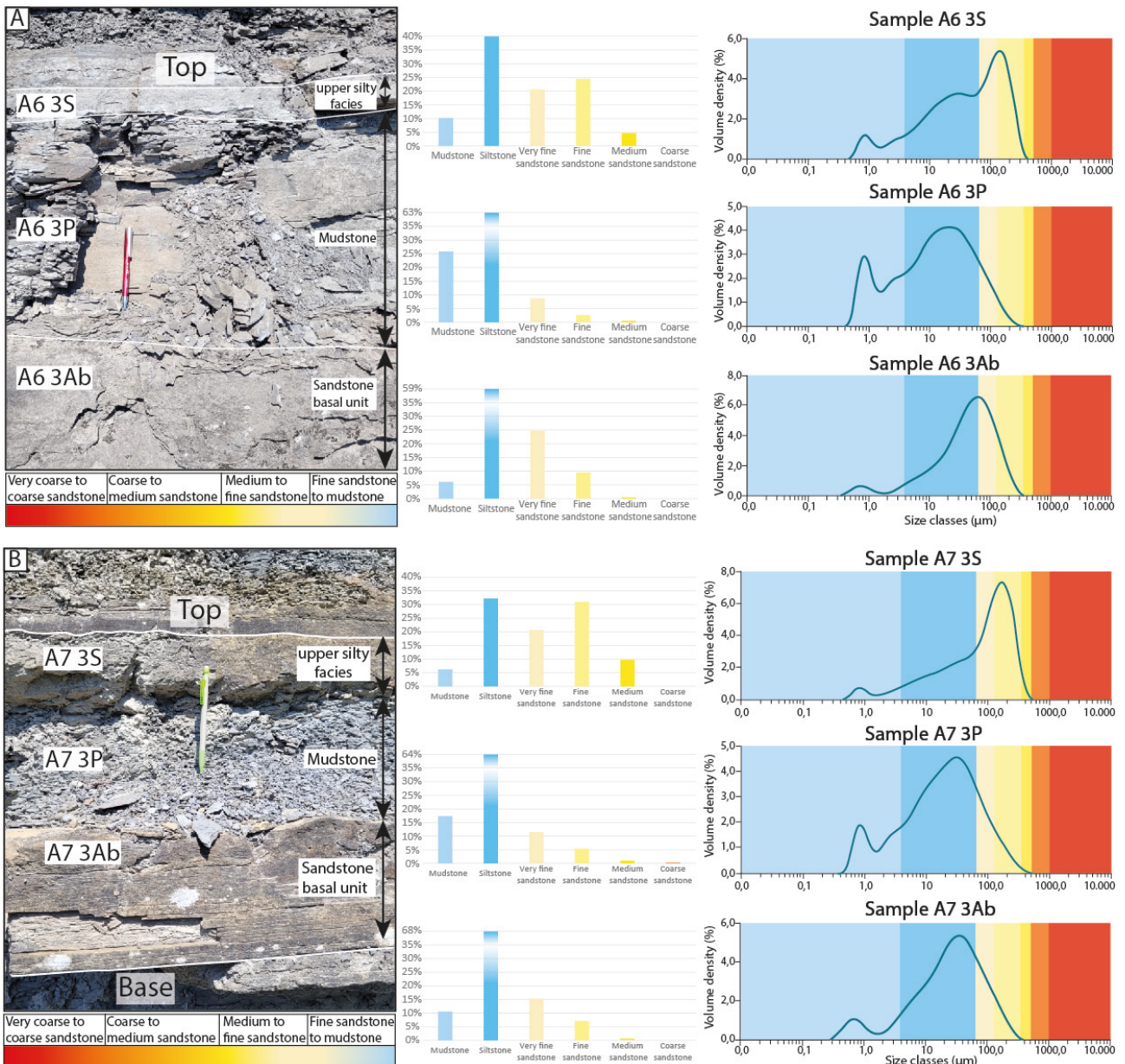


Figura 7.1.14: Esempi di distribuzione granulometrica di strati di tipo VII prelevati nell'Unità Va (A) e nell'Unità Vb1 (B)

### Interpretazione

Gli strati di tipo VII necessiterebbero ulteriori indagini, in ogni caso, si pensa che possano venire deposti da correnti di torbida turbolenta a bassa densità. In questi strati l'unità basale 1 verrebbe deposta da processi di trazione e decantazione mentre la parte pelitica dovrebbe registrare un collasso della parte turbolenta che trasporta le classi granulometriche più fini (classe D). Questo porterebbe alla deposizione della facies siltosa tipo *slurry* che si ritrova al tetto di questi strati, dove

normalmente dovrebbe essere presente la componente più marnosa della pelite sommitale. La facies 3 quindi sarebbe il risultato di una complessa interazione tra fenomeni di decelerazione e riflessione che interessano la dinamica delle argille e del silt; difatti questa facies molto particolare, è una caratteristica tipica dell'Unità V che è caratterizzata da un forte confinamento. Non si può escludere tuttavia che questi tipi di strati possano rappresentare una evoluzione sottocorrente degli strati tipo V e in parte anche tipo VI. Per maggiori informazioni vedasi Muzzi Magalhaes & Tinterri (2010) e Tinterri & Tagliaferri (2015) e Tinterri *et al.* (2020).

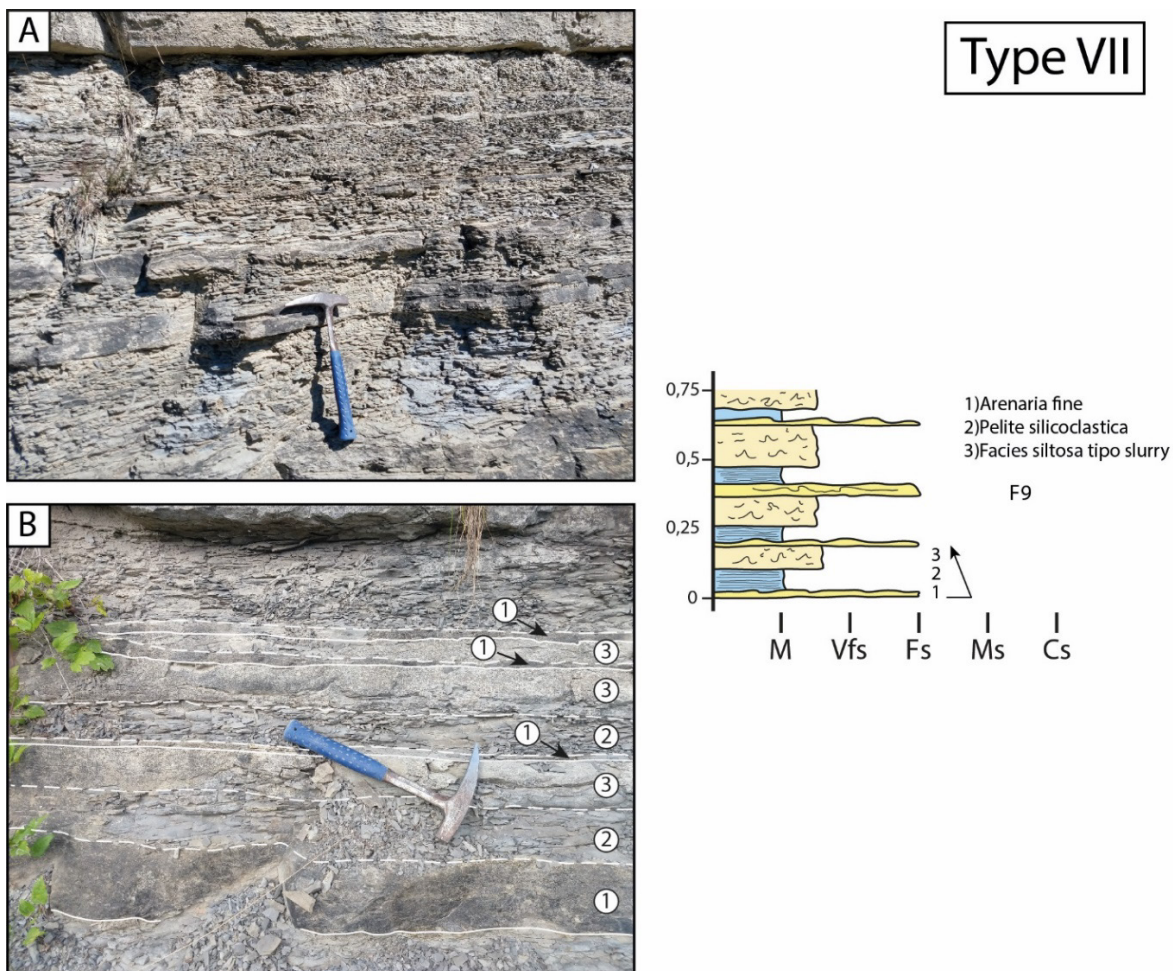


Figura 7.1.15: Esempio di strati di tipo VII.

## 7.2 *Facies tracts* del sistema di Firenzuola

Le evidenti differenze che intercorrono tra le due subUnità studiate hanno portato alla creazione di due distinti *facies tract* (sensu Mutti, 1992 e Mutti et al. 1999), all'interno dei quali le facies precedentemente classificate e descritte sono state organizzate in modo da creare un modello evolutivo per i flussi che hanno portato alla formazione dei depositi del Firenzuola. Questi schemi evolutivi si basano non solo sulle correlazioni effettuate, ma anche sulle variazioni granulometriche osservate e sulle paleocorrenti. All'interno di un *facies tract* l'obiettivo è quello di mettere in relazione le strutture deposizionali, che sono sempre formate da ben determinati processi e caratterizzate sempre da ben determinate classi granulometriche. Conoscere l'evoluzione sottocorrente dei flussi può quindi fornire importanti informazioni circa la paleomorfologia del bacino. Di seguito viene presentata una breve descrizione dei due schemi di facies costruiti per il sistema di Firenzuola.

### Unità Va (Firenzuola I)

Il *facies tract* dell'Unità Va è caratterizzato da sette facies principali che registrano la progressiva decelerazione di un flusso bipartito ad elevata capacità erosiva, come testimoniato dalla frequente presenza di clasti pelitici e amalgamazioni, la cui dinamica viene fortemente influenzata dalla morfologia del bacino, portando alla formazione di facies indicanti fenomeni di *ponding* e di riflessione (Fig. 7.2.1).

In particolare, gli strati di tipo I, IIIA e IV testimoniano la progressiva decelerazione della porzione basale densa di correnti di torbida bipartite che tende a formare facies massive di arenaria media o al più tendente al grossolano (Facies F5, F8 *sensu* Mutti et al. 2003) o facies caratterizzate da lamine piano-parallele mal sviluppate (F5b, F8b *sensu* Tinterri et al. 2020, 2023). Queste facies vengono interpretate come strutture da regime supercritico (vedasi anche Tinterri et al. 2020 per ulteriori approfondimenti). La decelerazione del flusso denso basale può indurre la formazione di fenomeni di *bypass* da parte del flusso turbolento sommitale che nell'Unità Va porta alla formazione di una facies di tipo F7 (strati tipo IIIA). Tale decelerazione, comunque, non è altrettanto marcata come nel caso degli F6 che caratterizzano gli strati di Tipo II della subUnità Vb, al di sopra del caotico di Bedetta (vedasi discussione in Mutti et al. 2003 e Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011).

A partire dagli strati di tipo IV, la decelerazione dei flussi può seguire due distinti percorsi. In un primo caso, se la decelerazione è più graduale, si formano sottocorrente degli strati di tipo V, che mostrano evidenze di fenomeni da *ponding*; in questo caso quindi il flusso deve aver impattato contro alti morfologici laterali e frontali come verrà discusso più avanti.

Se invece la decelerazione delle correnti di torbida risulta più brusca, allora si formerà una facies a *slurry* (strati tipo VI, Fig. 7.2.1), che indica l'arresto prematuro di un flusso, il quale non è stato in grado di segregare le classi granulometriche da esso trasportate. Gli strati aventi una porzione intermedia a *slurry* sono interpretati come la fase evolutiva finale di flussi che hanno una capacità erosiva molto elevata al punto che, nelle zone più sopracorrente, riescono ad erodere una quantità tale di sedimenti da formare amalgamazioni, e quindi strati di tipo IVC<sub>1</sub>. o strati estremamente ricchi di clasti pelitici come gli strati a sandwich di tipo IVC<sub>2</sub>).

Gli strati di tipo VII infine possono essere interpretati come i depositi più distali formati dalla coda turbolenta dei flussi in grado di formare sottili livelli arenacei caratterizzati dalla presenza di una facies siltosa al tetto. Quest'ultima, come accennato precedentemente, sembrerebbe essere il risultato di una complessa interazione tra fenomeni di decelerazione e riflessione che interessano la dinamica delle argille e del silt, particolarmente favoriti dal confinamento del bacino durante la deposizione dell'Unità V. Tale unità siltosa tipo *slurry*, infatti, tende a caratterizzare soprattutto la subUnità Va dominata da strati da *ponding* tipo V.

### **Unità Vb (Firenzuola II)**

Il *facies tract* dell'Unità Vb invece è costituito da cinque facies principali, che mettono in luce una situazione più complessa rispetto ai depositi dell'Unità Va. In questo caso, infatti, i flussi bipartiti sono interessati da tassi di decelerazione molto più accentuanti che portano a fenomeni di *decoupling*, ossia al bypass del flusso turbolento sommitale, molto più marcati e frequenti. Tale processo è importante perché in grado di rielaborare i depositi del sottostante flusso denso basale (Fig. 7.2.1).

Gli elevati tassi di decelerazione sono testimoniati dalla presenza frequente di strutture quali *mud draped scour* (strati tipo II, del tutto assenti nell'Unità Va), legati a fenomeni di salto idraulico. La forte decelerazione dei flussi viene messa in evidenza anche dalla formazione di strutture che indicano un forte *bypass* come le facies F6, che si ritrovano sia al tetto degli strati che all'interno dei

*mud draped scour*. Da notare che le facies a *megaripple* di tipo F6 indicano tassi di decelerazione maggiori rispetto ai *bypass* testimoniati dalle facies F7, come quelle presenti alla base degli strati di tipo IIIA dell'Unità Va. La diffusa presenza di facies F6 è dunque indice di fenomeni di decelerazione e di *decoupling* particolarmente efficienti. Successivamente il sedimento trasportato dalla parte turbolenta del flusso in grado di *bypassare* andrà a formare sottocorrente strati di tipo IV e V.

Forti tassi di decelerazione possono essere indotti dalla morfologia creata dai lobi torbidity, che inducono la formazione di strutture da impatto, facies da *bypass* di tipo F6 e strati a *slurry* (ossia strati tipo II e III). Tale processo è profondamente legato alla dinamica evolutiva dei lobi, all'interno dei quali queste strutture non sono distribuite in modo casuale. La morfologia creata dai lobi può infatti indurre impatti dei flussi, causandone una forte decelerazione ed un conseguente divagazione laterale della zona deposizionale (vedasi Prelat *et al.* 2009; Hamilton *et al.* 2015, 2015; Piazza & Tinterri, 2020). Questa ipotesi è confermata dalle correlazioni effettuate tra i lobi della subUnità Vb, nella quale si può apprezzare una coesistenza laterale tra gli strati di tipo II e III.

Nel caso, invece, in cui la decelerazione del flusso sia meno drastica, si originano strati al cui interno possono essere osservate strutture da regime supercritico (vedasi strati IIIA della subUnità Vb, Fig. 7.2.1). La diffusa presenza di queste strutture da regime superiore, come *antidune*, *chute and pools* e *cyclic steps* mettono in evidenza come la deposizione sia influenzata dalla dinamica dei flussi supercritici che tendono a dominare le facies più grossolane deposte dalle porzioni basali dense dei flussi. Sottocorrente le strutture da regime superiore passano a strati nei quali queste strutture lasciano spazio ad una facies di arenaria media prevalentemente massiva al cui tetto è sempre più preponderante uno spessore di arenaria fine contenente strutture da trazione e decantazione (F9). In tutta l'Unità Vb, comunque, le facies le facies F9 sono poco sviluppate probabilmente proprio a causa dei frequenti fenomeni di *bypass*, che portano i flussi turbolenti diluiti a depositare il proprio carico più sottocorrente, fino ad arrivare nella zona di deposizione delle Marne di Verghereto, come testimoniato da studi a carattere più regionale (vedasi Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010 e Tinterri & Tagliaferri, 2015).

Pur non indicati nel *facies tract*, gli strati di tipo VII sono presenti anche nell'Unità Vb, dove sono predominanti all'interno dei depositi fini di interlobi

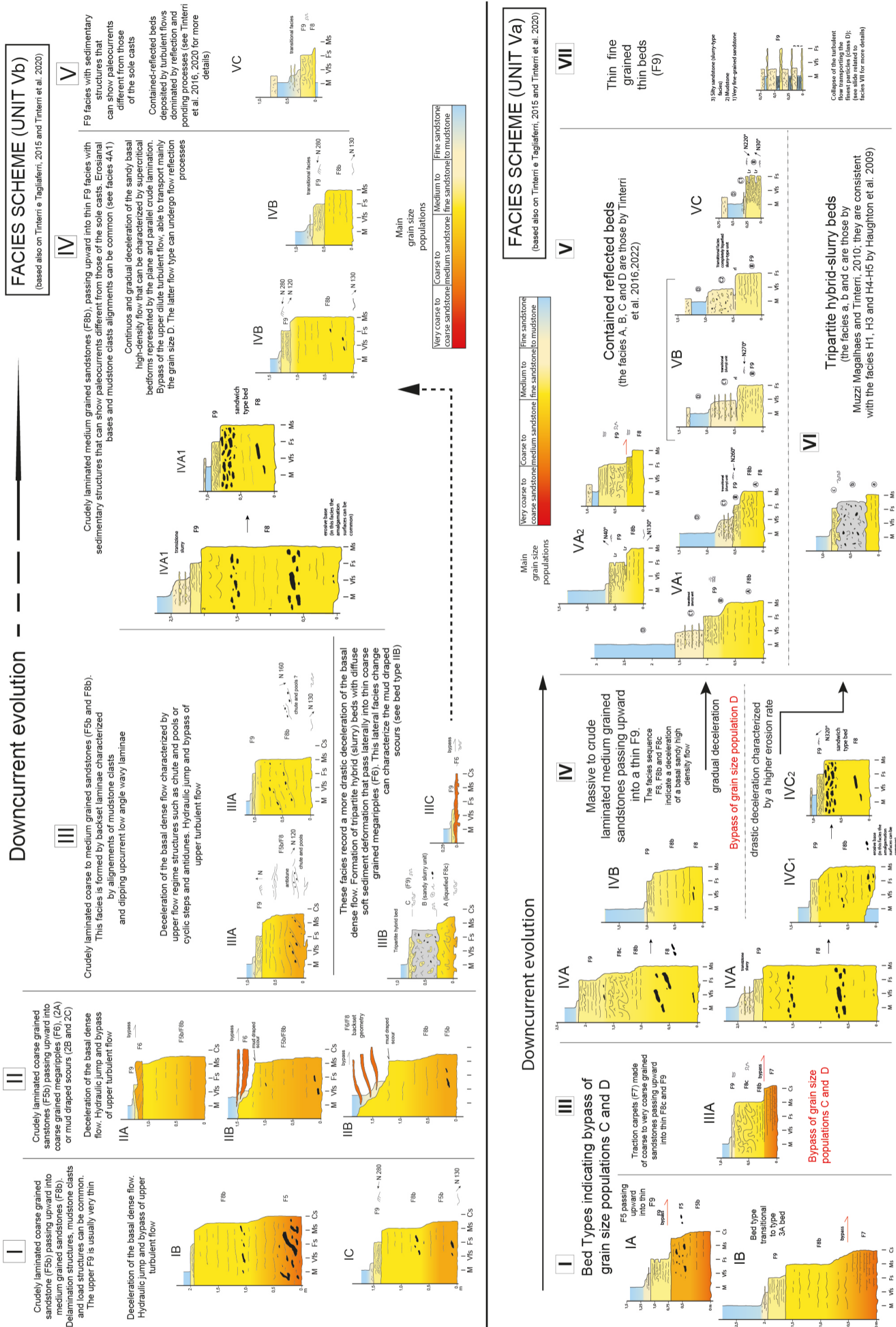


Figura 7.2.1: Facies tracts relativi alle Unità Va e Vb, che mostrano l'evoluzione sottocorrente dei flussi che hanno portato alla formazione dei depositi del sistema di Firenze

## 8. CONFRONTO TRA SUBUNITA' VA E VB

Osservando le differenze tra le due unità studiate in questo lavoro, è possibile apprezzare la risposta dei depositi torbiditici del sistema di Firenzuola al progressivo incremento del confinamento morfologico, dovuto al parossistico e simultaneo innalzamento degli alti di Coniale e di Verghereto (vedasi anche Tagliaferri e Tinterri, 2016) (Fig. 8.1). L'aumento del grado di confinamento si riflette non solo in significativi cambiamenti dello spessore medio degli strati e del rapporto arenaria/pelite, ma anche nella distribuzione delle facies osservate. Anche da osservazione preliminari sul terreno risulta evidente l'aumento drastico della percentuale di arenaria al di sopra del caotico dei Bedetta; il quale passa da un valore minimo nell'Unità Va, dove è pari al 40%, ad un valore di circa 80% nell'Unità Vb<sub>2</sub>, passando per un valore del 70% nell'Unità Vb<sub>1</sub> (Fig. 8.2B). Tale dato si correla ai grafici di figura 8.2 nei quali si evince come, nei depositi immediatamente al di sopra del Bedetta (Unità Vb<sub>1</sub>), oltre ad una drastica diminuzione degli strati molto sottili, vi sia una più alta concentrazione di strati spessi e molto spessi (spessore compreso tra 30 e 100 cm e oltre 100 cm), sia rispetto all'Unità Va che alla soprastante Vb<sub>2</sub>. Il picco delle percentuali di strati spessi e molto spessi è ritenuto imputabile alla presenza del caotico di Bedetta. Nella sezione A11, l'unica della Val Santerno (Fig. 8.1) in cui affiora il Bedetta, è stato osservato come la messa in posto di questo corpo caotico generi un alto morfologico in grado di influenzare la messa in posto delle correnti di torbida in arrivo. L'ostacolo costituito dal Bedetta porterebbe infatti a forti tassi di decelerazione che inducono la formazione di frequenti e pronunciate strutture erosive, oltre che elevati tassi di amalgamazione. Sono da notare inoltre le percentuali di strati sottili e molto sottili che, seppur diminuendo bruscamente e significativamente, rimangono in percentuali relativamente elevate e comprese tra il 20% ed il 30%. Nell'Unità Vb quindi gli strati sottili rimangono presenti ma, a differenza dell'Unità Va, sono concentrati all'interno dei depositi di interlobo. Il leggero aumento di pochi punti percentuale di strati sottili e molto sottili nella sommitale Unità Vb<sub>2</sub> è verosimilmente dovuta alla presenza di due depositi di interlobo particolarmente spessi e lateralmente continui.

Il caotico di Bedetta registra una fase tettonica che rappresenta un punto di svolta significativo anche per quanto riguarda la distribuzione delle tipologie di strato. Dai grafici in Fig. 8.2 (C, D) si evince la drastica diminuzione della percentuale di strati con spessore compreso tra 1 e 30 cm, che sono per la maggior parte associati a strati di tipo VII. Fatta eccezione per questa ultima tipologia di strato, sempre preponderante nelle tre sotto-unità individuate, l'Unità Va risulta essere dominata da strati

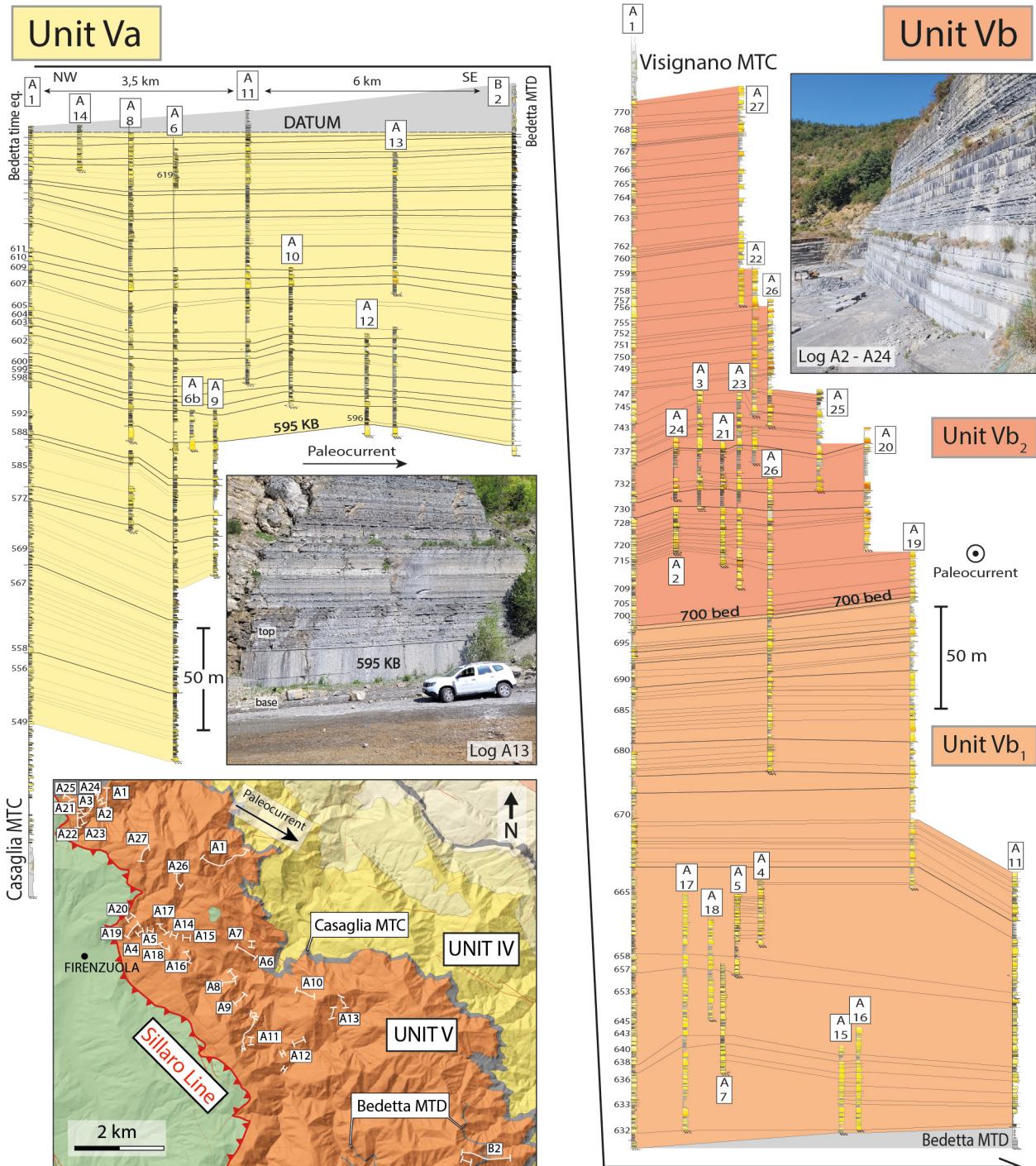


Figura 8.1: Pannello stratigrafico generale delle Unità Va e Vb e carta con ubicazione delle sezioni presenti nel pannello

di tipo V indicanti *rebound*, più numerosi rispetto a quelli di tipo IV. Nella stessa Unità si trovano infine percentuali relativamente ridotte di strati di tipo III e VI. Salendo stratigraficamente al di sopra del Bedetta aumenta drasticamente la percentuale di strati di tipo IV, che diventano dominanti rispetto a quelli da *rebound* di tipo V. Nell'Unità Vb<sub>1</sub>, inoltre, si assiste alla comparsa di strati di tipo I, II e ad un aumento significativo degli strati di tipo III. Al contrario, al di sopra dello strato 700 e cioè nell'Unità Vb<sub>2</sub>, si assiste ad un aumento di strati di tipo I, II e III, a scapito degli strati di tipo IV, che

rimangono comunque in percentuale superiore rispetto ai tipo V. L'aumento delle percentuali degli strati di tipo I, II e III è concorde con l'aumento lineare del numero delle strutture da *bypass*, *megaripple* (F6) e *mud draped scour*. In Fig. 8.2A si può notare come queste strutture aumentino in maniera pressochè lineare all'interno dell'intervallo stratigrafico analizzato.

In Fig. 8.2E viene anche mostrano un confronto tra le paleocorrenti osservate nelle tre subUnità individuate. Le paleocorrenti indicate dai *flute casts* che testimoniano il verso di movimento del flusso basale denso, risultano sempre concordi con l'apporto sedimentario principale della FMA e sono quindi rivolti verso N 120°. I *groove casts*, che nell'Unità Vb indicano due direzioni principali separate da un angolo di 20°, sembrano anch'esse indicare paleocorrenti sostanzialmente concordi a quelle dei *flute casts*. Passando dalla Unità Vb<sub>1</sub> all'Unità Vb<sub>2</sub> sembra però esserci una leggera rotazione dei *groove casts* verso E. Concordi con le paleocorrenti delle forme erosive basali sono anche quelle indicate dai *megaripple* (facies F6), che nell'Unità Vb<sub>1</sub> mostrano una leggera dispersione verso E, rispetto a quelle osservati nella soprastante Unità Vb<sub>2</sub>.

A differenza delle paleocorrenti rappresentate dalle forme erosive presenti al di sotto degli strati densi basali delle correnti, quelle indicate dalle strutture formate dal flusso turbolento sommitale (*ripples* e lamine convolute) sono caratterizzate da una dispersione molto maggiore, comportamento tipico di bacini dotati di una morfologia complessa e/o altamente confinati. Nell'Unità Va, oltre ad una forte componente diretta verso SE, in accordo quindi con li *sole marks*, il 25% dei *ripples* indica una paleocorrente rivolta verso NE, mentre componenti minoritarie sono rivolte ad W, NE e S. Al di sopra del Bedetta nell'Unità Vb<sub>1</sub>, la paleocorrente preponderante è concorde a quella dei flussi densi basali, mentre torna ad essere presente una forte dispersione nella soprastante Unità Vb<sub>2</sub>. Pur presentando una forte dispersione, salendo stratigraficamente è possibile riconoscere nelle paleocorrenti dei *ripple* un progressivo aumento della componente rivolta verso NW, legata verosimilmente alla formazione di *reversing flows* prodotti da barriere morfologiche perpendicolari alla direzione dei flussi (vedasi Tinterri et al. 2020, 2023 per maggiori dettagli). L'aumento della componente verso NW dei *ripple*, infatti, potrebbe anche essere dovuto all'innalzamento di strutture trasversali (Tinterri et al. 2020), come quella della Val Lamone che origina il Casaglia stesso (Lucente e Pini, 2003), simile a quelle più sottocorrente del Rabbi, Bidente e Verghereto (vedasi Benini et al., 1992; Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010 e Tinterri et al. 2020). Questi progressivi innalzamenti culminano con la messa in post del Caotico di Visignano, che sancisce la definitiva chiusura dell'Unità V.

A differenza dei *ripples*, dei quali i dati sulle paleocorrenti sono molto abbondanti, i dati sulle convolute sono molto ridotti dato che queste ultime raramente mostrano una vergenza ben sviluppata. I dati sulle paleocorrenti delle convolute vergenti quindi non sono ritenuti sufficienti per fare deduzioni ed ipotesi circa la morfologia del bacino.

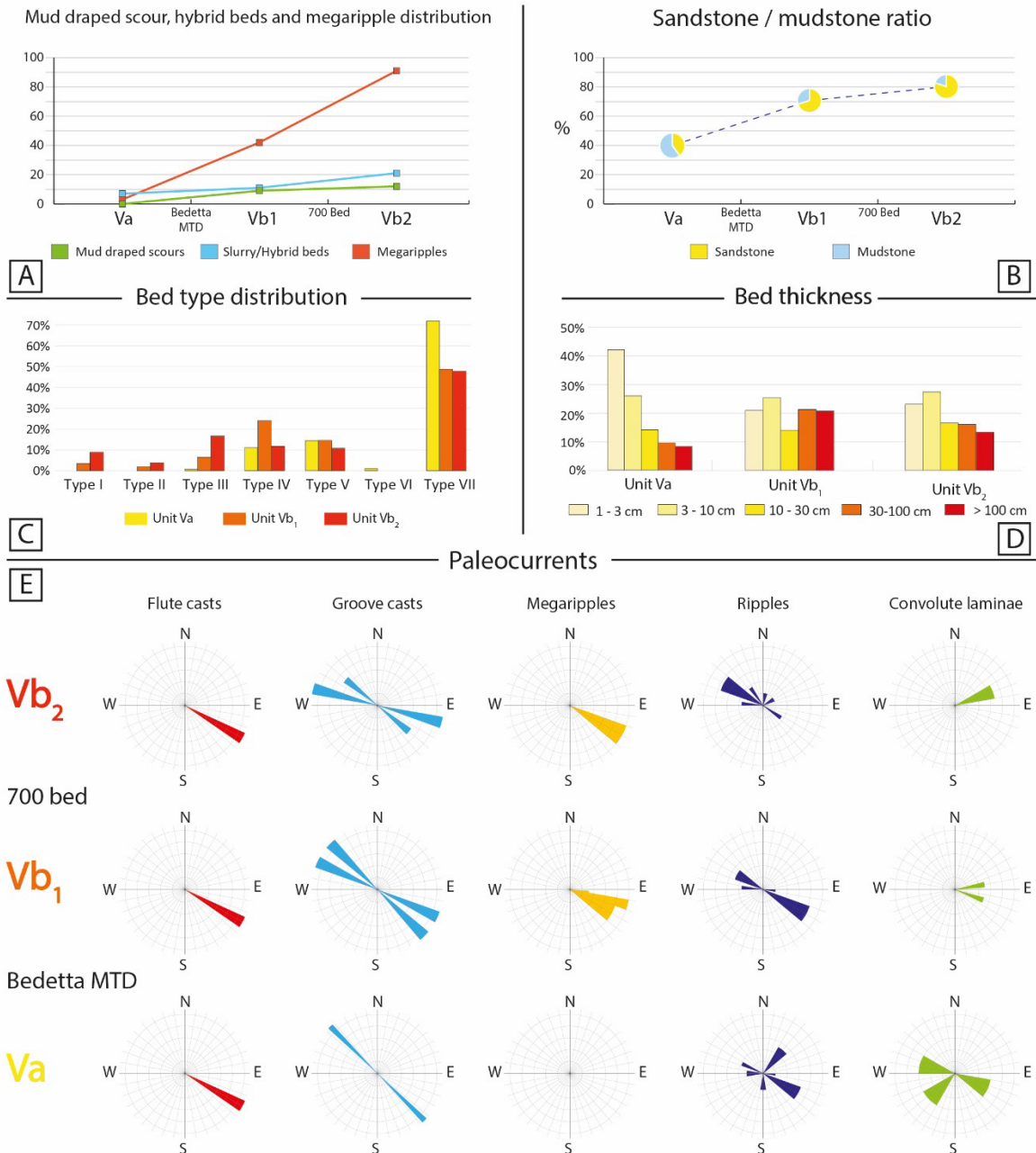


Figura 8.2: Grafici riassuntivi di confronto tra le subUnità Va, Vb1 e Vb2. A) Numero assoluto di mud draped scour, strati a slurry e megaripple; B) Rapporto arenaria/pelite; C) percentuale delle sette tipologie di strato individuate; D) percentuali dei range di spessore degli strati; E) diagrammi a rosa delle paleocorrenti.

## 9. DISCUSSIONE DATI SUBUNITÀ VA

L'Unità Va del sistema di Firenzuola, stratigraficamente compresa tra il caotico di Casaglia e quello di Bedetta, è costituita da uno spessore di 320 metri di depositi con un rapporto arenaria/pelite del 40% (Fig. 9.1). Questi depositi si presentano simili a quelli della sottostante Unità IV, aventi caratteristiche tipiche di un *basin plain*. La predominanza di strati di tipo V, indicanti fenomeni di *ponding* e di *rebound*, indica la presenza di ostacoli morfologici in grado di influenzare i processi deposizionali che hanno formato i depositi della subUnità Va.

L'area di studio è delimitata a sud-ovest da strutture tettoniche legate alla linea del Sillaro, che rappresentano il margine interno del bacino e la cui geometria è stata messa in evidenza dai lavori di Farabegoli et al. (1999) e Benini et al. (2005), (vedasi le note illustrative del foglio 253 della Carta Geologica d'Italia, progetto CARG). Oltre alla linea del Sillaro, Tinterri & Tagliaferri (2015) e Tagliaferri & Tinterri (2016) mettono in evidenza il confinamento esercitato dalla linea della Val Lamone con il caotico di Casaglia e il *thrust* di Monte Castellaccio, localizzato a NE rispetto all'area di studio. L'anticlinale generata da questo *thrust*, già attivo al tempo della deposizione dell'Unità Va, subisce un importante innalzamento tettonico durante la formazione dell'Unità Vb. In questi lavori viene anche messo in evidenza lo spessore del caotico di Casaglia, misurato nelle valli del Lamone, del Senio e del Santerno, dove il corpo caotico ha uno spessore di rispettivamente 500, 60 e 24 metri. Rappresentando la base stratigrafica dell'Unità V, il caotico di Casaglia influenza significativamente la messa in posto dei depositi dell'Unità V ed in particolare della subUnità basale Va, la quale, spostandosi sottocorrente dalla Val Santerno fino alla Val Lamone, va incontro ad un drastico *pinching* stratigrafico dovuto all'alto morfologico che caratterizza la zona della Val Lamone. Questo alto probabilmente è prodotto da una interazione tra una struttura trasversale che può caratterizzare la Val Lamone e il Caotico di Casaglia stesso (vedasi Tagliaferri e Tinterri, 2016). In particolare, il recente lavoro di Pini et al. (2020) propone un modello per la distribuzione areale del Caotico di Casaglia. Utilizzando la vergenza delle pieghe negli strati interni al caotico, gli Autori sono risaliti alla direzione dello sforzo al taglio e quindi alla cinematica ed al verso di trasporto della massa caotica stessa. Combinando queste informazioni con la composizione del caotico, che è stato suddiviso in nove domini deformativi (DD), è stata identificata provenienza, geometria del contatto basale e direzione di trasporto per ciascuno di tali domini. Otto di essi ricadono

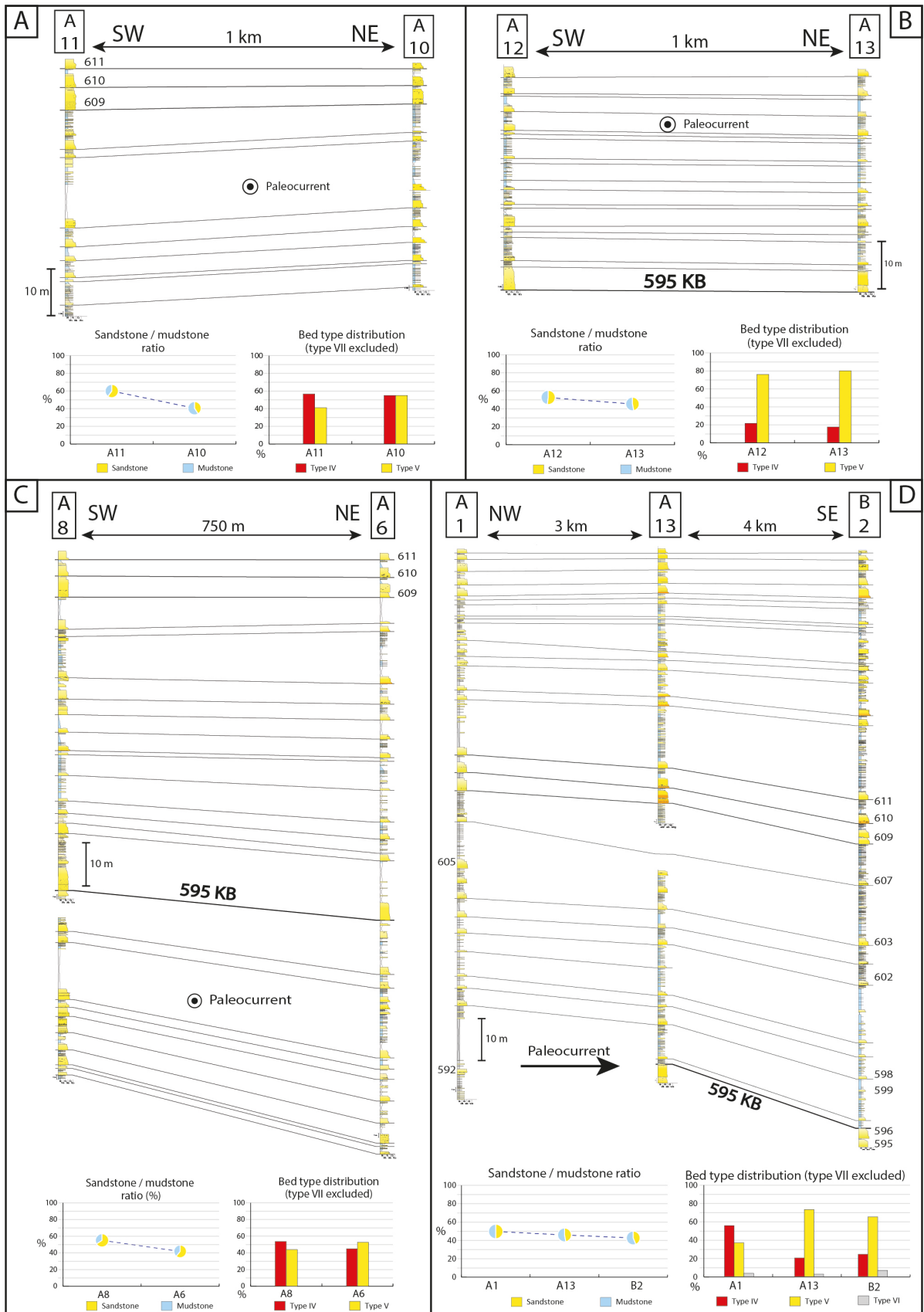


Figura 9.1: Pannelli stratigrafici che mostrano la distribuzione del rapporto arenaria/pelite e del rapporto arenaria/pelite e delle tipologie di strato nell'Unità Va. A), B) e C) sono orientati perpendicolarmente alla paleocorrente, mentre D è orientato parallelamente.

all'interno dell'area di studio e sono riportati nella carta in Fig. 9.2, mentre il dominio 1 si trova ad est del *thrust* di Monte Castellaccio oltre il limite della carta.

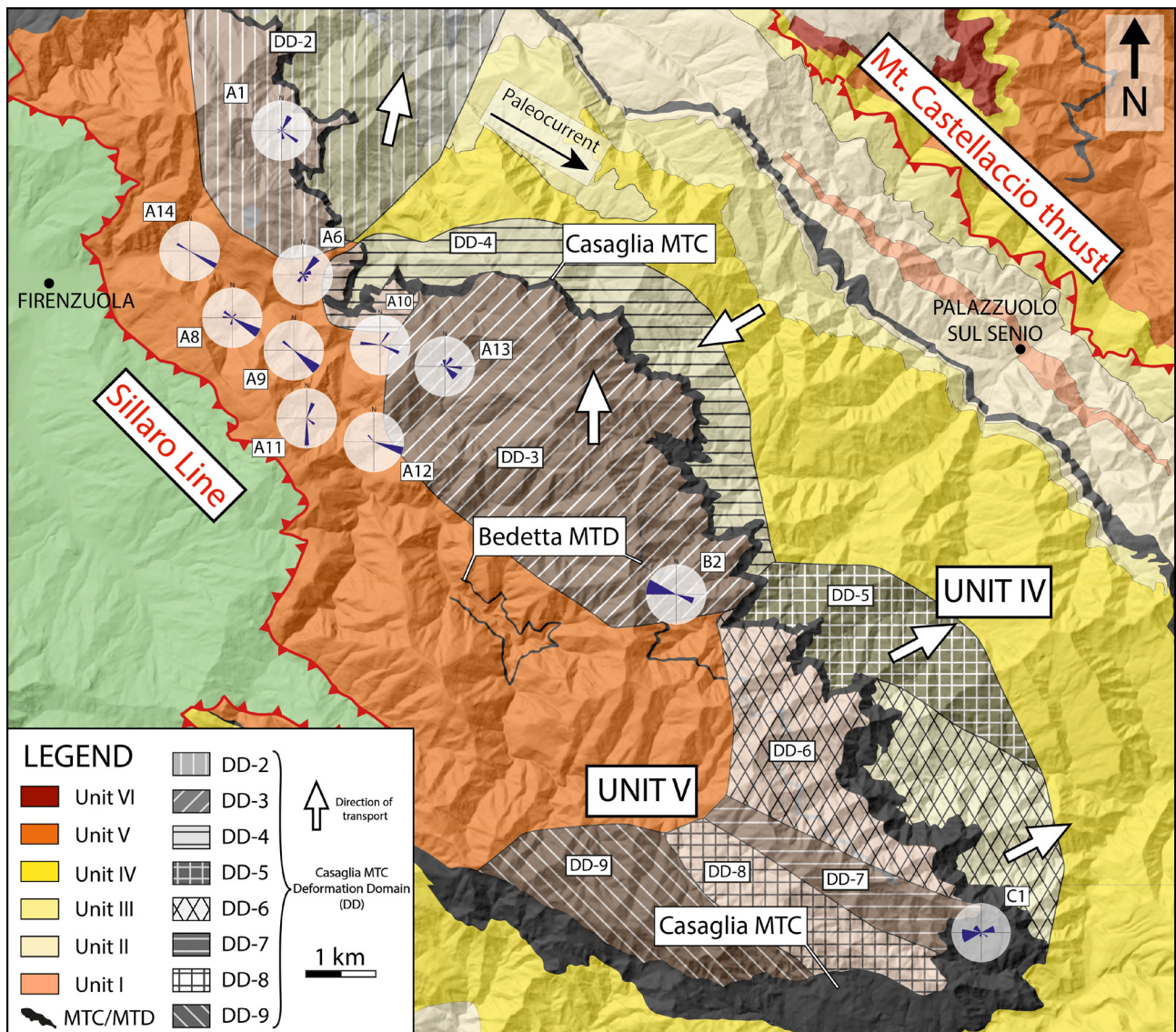


Figura 9.2: Carta geologica semplificata dell'area di studio nella quale sono riportate le paleocorrenti delle sezioni che ricadono nell'Unità Va (i dati della sezione C1, misurata in Val Lamone, sono ripresi da Tinterri & Tagliaferri, 2015). Nella carta è riportata la distribuzione areale dei 10 domini deformativi (DD) che costituiscono il Casaglia (da Pini et al., 2020).

Per fare considerazioni circa la distribuzione del rapporto arenaria/pelte e delle facies da *ponding* (strati di tipo V) è stato preso in considerazione l'intervallo stratigrafico compreso tra il Caotico di Bedetta e lo strato guida Brento Sanico. Questo intervallo è infatti caratterizzato dalla più elevata copertura stratigrafica dell'intera Unità Va e per questo motivo è stato possibile utilizzarlo per la creazione di quattro pannelli stratigrafici di dettaglio. Tre di questi pannelli sono orientati perpendicolarmente alla paleocorrente e uno parallelamente alla stessa; da tali pannelli quali sono

stati ricavati i grafici riguardanti il rapporto arenaria/pelite e la distribuzione degli strati di tipo IV e V. Nei grafici riguardanti il conteggio delle tipologie di strato è stato scelto di escludere gli strati di tipo VII per due ragioni principali. In primo luogo, il numero sempre molto elevato di questi strati all'interno di tutte le sezioni avrebbe impedito di mettere in risalto in modo efficace le percentuali degli strati di tipo IV e V. In secondo luogo, all'interno dei pannelli stratigrafici di dettaglio caratterizzati da spessori stratigrafici ridotti, come quelli presentati in Fig. 9.1, la percentuale di strati di tipo VII potrebbe risentire molto della presenza di coperture vegetali o detritiche, seppur di spessore molto limitato. Dato lo spessore molto ridotto di strato di tipo VII, infatti, anche coperture vegetali o detritiche inferiori al metro potrebbero facilmente celare un numero considerevole di tali strati. Sempre a causa del ridotto spessore delle sezioni stratigrafiche dei pannelli in Fig. 9.1, per il calcolo del rapporto arenaria/pelite sono stati considerati unicamente gli intervalli stratigrafici coperti da tutte le sezioni presenti in ciascun pannello.

Dai pannelli stratigrafici orientati perpendicolarmente alla paleocorrente (Fig. 9.1 A, B, C) emerge una diminuzione del rapporto arenaria/pelite nelle sezioni misurate verso NE, diminuzione che è concomitante con un aumento degli strati di tipo V ed una diminuzione degli strati di tipo IV. Nel pannello D della stessa figura, si assiste ad una progressiva diminuzione del rapporto arenaria/pelite andando verso la sezione B2, mentre più complesso appare l'andamento delle percentuali degli strati. Rispetto alla sezione A1, infatti, nelle sezioni A13 e B2 si incontrano una forte diminuzione nella percentuale di strati di tipo IV ed un aumento dei tipo V da *ponding*. Il picco degli strati di tipo V è tuttavia presente nella sezione A13, mentre nella B2 la percentuale di questi strati va incontro ad un leggera diminuzione, in favore di un aumento degli strati di tipo IV e VI. I dati ottenuti dai quattro pannelli sono essenzialmente in accordo con i dati sullo spessore e sulla distribuzione areale del caotico di Casaglia (vedasi Tagliaferri & Tinterri, 2016 e Pini *et al.*, 2020)). Gli spaccati stratigrafici mostrano infatti un aumento delle facies da *ponding* ed una diminuzione del rapporto arenaria/pelite verso NE, ossia verso le sezioni che si trovano in prossimità o al di sopra del Caotico di Casaglia e che quindi risentono maggiormente della sua morfologia.

I dati delle paleocorrenti dei *ripple* riportati nella carta in Fig 9.2 tendono a confermare queste interpretazioni. Il loro andamento, infatti, sembrerebbe essere concorde con la distribuzione areale del caotico di Casaglia di Pini *et al.* (2020). Le sezioni in prossimità o al di sopra del caotico mostrano infatti un'elevata dispersione (sezioni A6, A10 e A13), che invece risulta minore per le sezioni più vicine al margine interno del bacino. Sottocorrente, nelle sezioni B2 e C1, più vicine alla val Lamone

dove il Casaglia presenta il suo massimo spessore, aumenta drasticamente la componente di *ripple* rivolta verso W e NW, in senso quindi contrario a quella dei *flute casts*.

I dati sulle paleocorrenti e sulla distribuzione areale del caotico di Casaglia hanno consentito quindi una ricostruzione paleomorfologia del bacino che viene proposta in Fig. 9.3. In tale ricostruzione si vede come le parti dense dei flussi tendano a incanalarsi nelle zone più depocentrali mentre le parti più diluite e turbolente tendano ad interagire con la complessa morfologia della massa caotica composta del Casaglia come messo in evidenza dal lavoro di Pini et al. (2020).

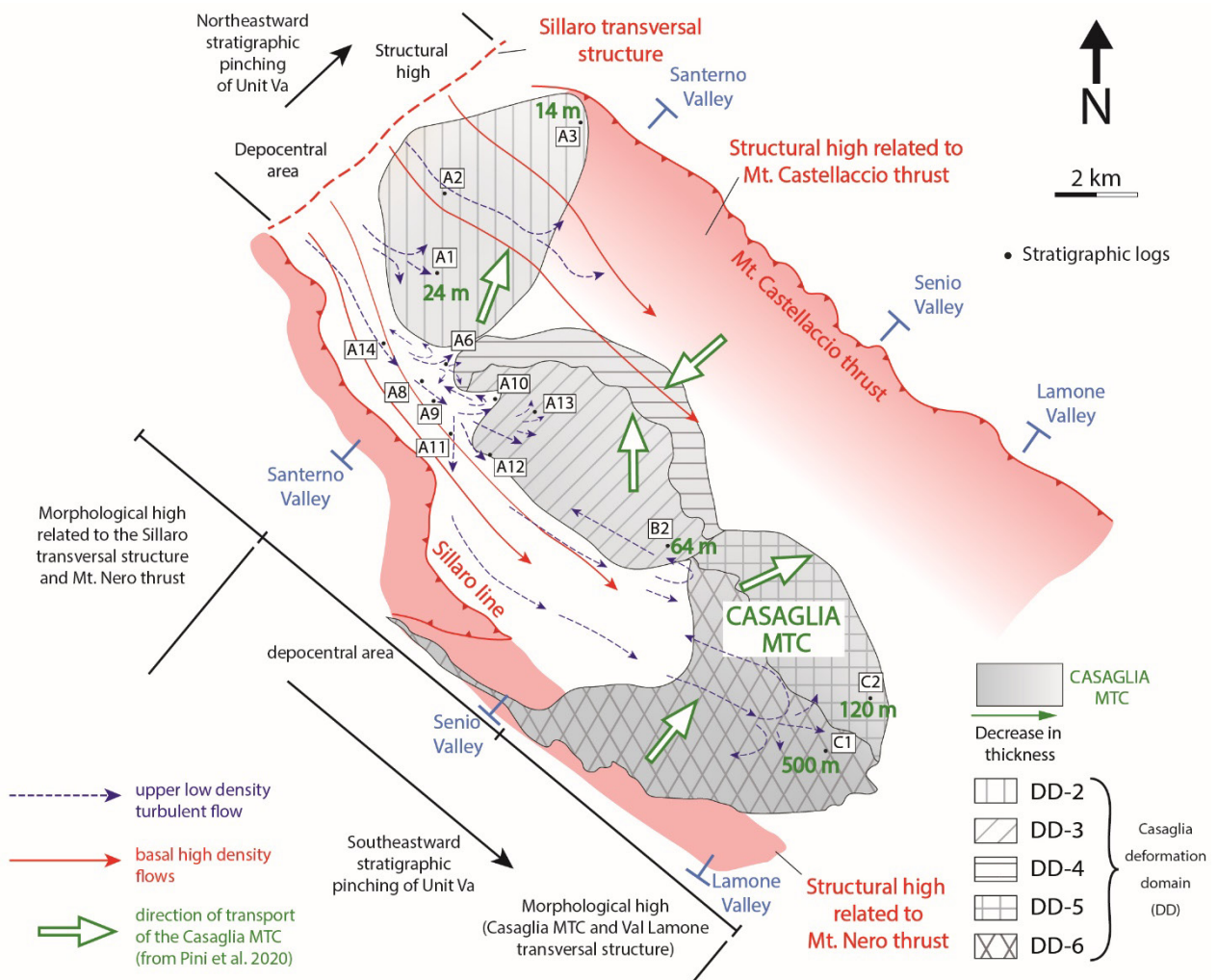


Figura 9.3: Modello paleomorfologico della topografia del bacino al tempo dell'Unità Va ricostruito analizzando la distribuzione areale delle paleocorrenti, delle facies e del Caotico di Casaglia come descritto da Pini et al. (2020).

## 10. DISCUSSIONE DATI SUBUNITÀ' VB

### 10.1 I lobi torbidityci del sistema della Subunità Vb (Firenzuola II)

Come accennato in precedenza, la subUnità Vb si presta particolarmente bene per studi di dettaglio sui lobi torbidityci, grazie all'organizzazione interna dei suoi depositi che mostrano alternanza tra pacchi di strati arenacei di spessore metrici frequentemente amalgamati, e depositi a granulometria fine dominati da depositi pelitici con intercalazioni di strati arenacei molto sottili. Per effettuare analisi di dettaglio circa la geometria, l'ordine gerarchico e la distribuzione delle facies all'interno dei lobi è stato necessario individuare tali depositi all'interno dell'intervallo stratigrafico dell'Unità Vb, tramite la costruzione di alcuni pannelli stratigrafici di dettaglio. L'orientazione di tali pannelli, cinque in totale, e la distribuzione areale dei lobi osservati, sono mostrati in Fig. 10.1.1.

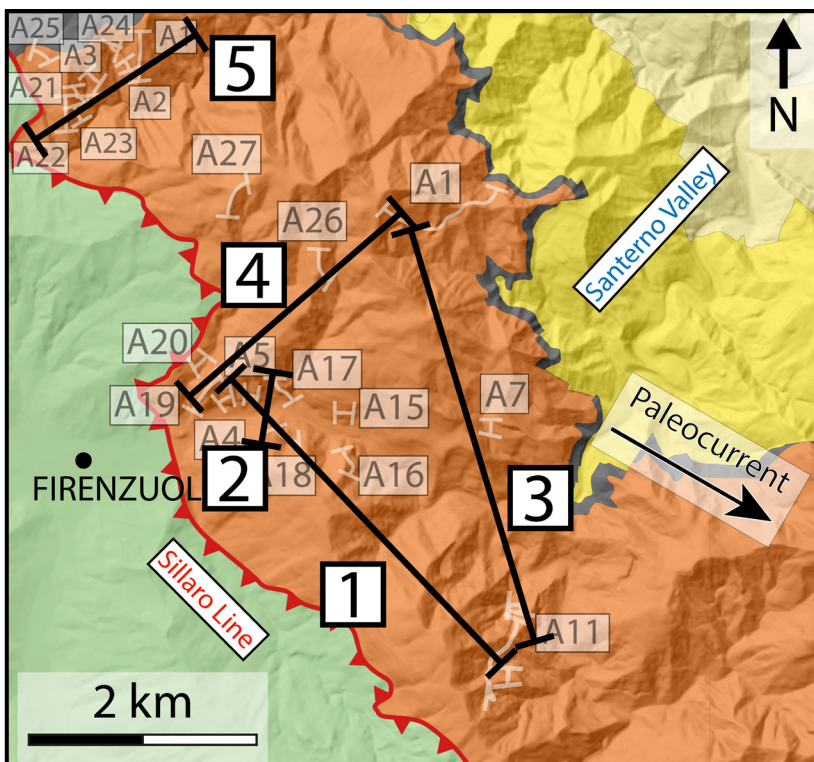


Figura 10.1.1: A) Carta geologica semplificata dell'area di studio con indicate le tracce degli spaccati stratigrafici mostrati nelle figure 10.1.2, 10.1.3 e 10.1.4.

Tenendo in considerazione le informazioni ricavate dalle correlazioni dei 5 pannelli stratigrafici, sono stati individuati 16 depositi di lobo, separati da altrettanti depositi di interlobo. Questa suddivisione è stata operata basandosi sul riconoscimento e l'estensione areale degli interlobi che possono essere visti come depositi costituiti da peliti e strati arenacei molto sottili caratterizzati da una elevata continuità laterale (vedasi Prelat *et al.* 2009).

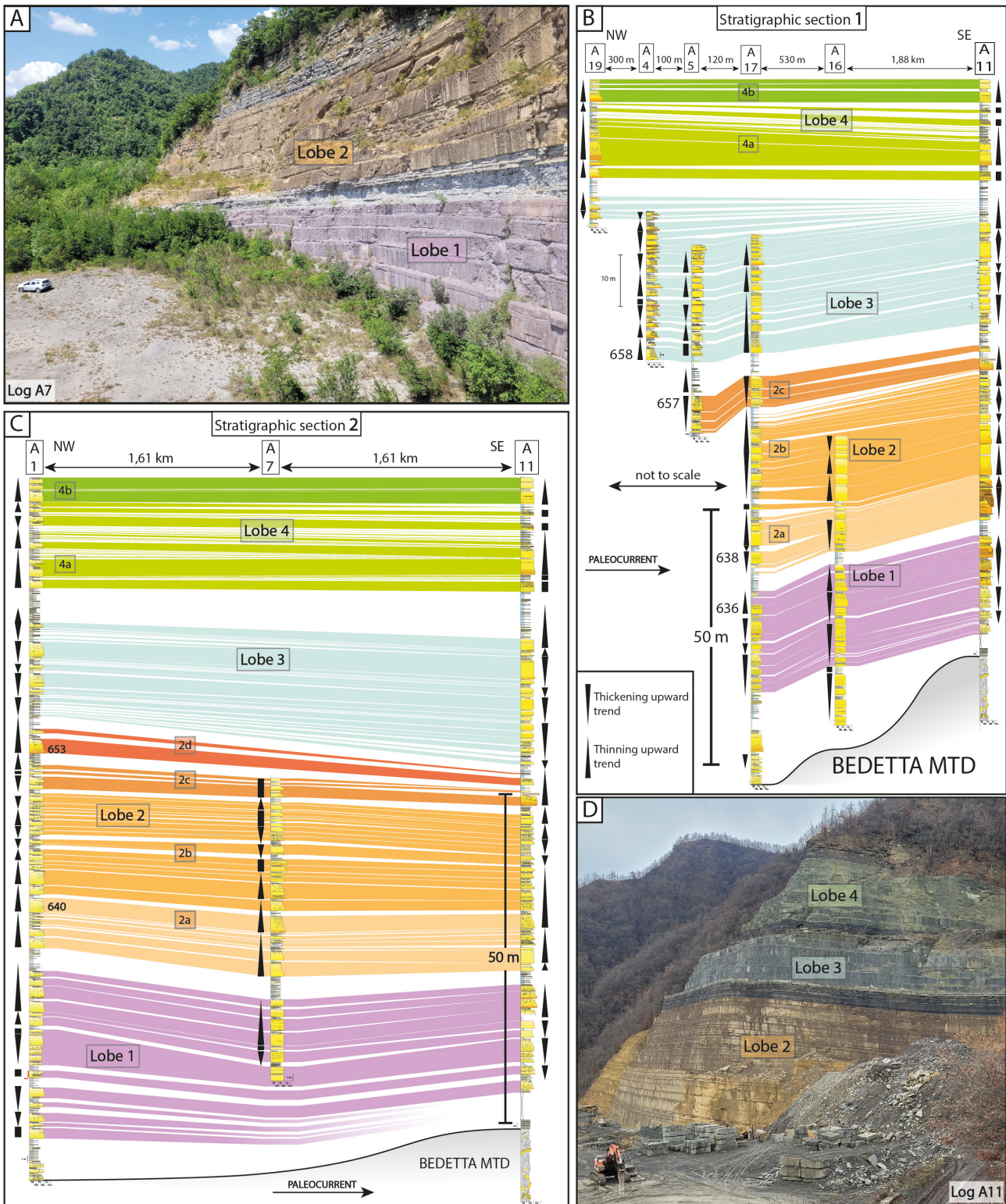


Figura 10.1.2: A) Affioramento dei lobi 1 e 2 nella parete della cava dove è stata misurata la sezione A7; B), C) Pannelli stratigrafici 1 e 2 (vedasi Fig. 10.1.1 A) orientati parallelamente alla paleocorrente e contenenti i primi 4 lobi depositatisi al di sopra del caotico di Bedetta. D) Parete S della cava Castellina dove è stata misurata la sezione A11 con evidenziati i lobi 2, 3, 4.

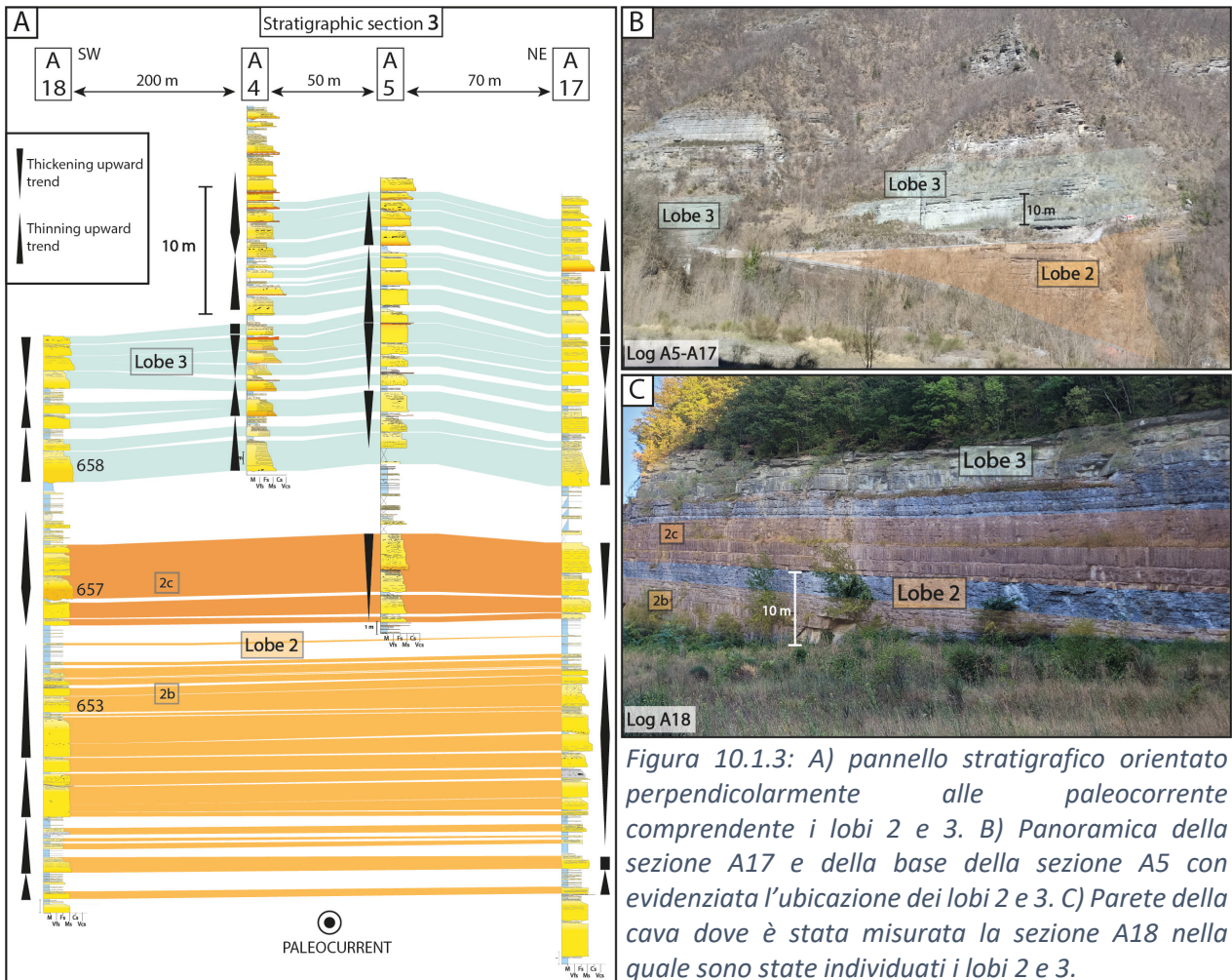


Figura 10.1.3: A) pannello stratigrafico orientato perpendicolarmente alle paleocorrente comprendente i lobi 2 e 3. B) Panoramica della sezione A17 e della base della sezione A5 con evidenziata l'ubicazione dei lobi 2 e 3. C) Parete della cava dove è stata misurata la sezione A18 nella quale sono state individuati i lobi 2 e 3.

La variabilità dello spessore dei lobi, misurato considerando le zone più verosimilmente prossime al centroide (nel senso di Prelat *et al.* 2009) dei lobi stessi, è piuttosto marcata. Il lobo 12 registra il valore minimo con uno spessore di 8,7 metri, mentre il lobo più spesso è il numero 2, con uno spessore totale di 38,40 metri. Lo spessore medio dei lobi è di 21,5 metri. Occorre tuttavia precisare che da questi calcoli sugli spessori sono esclusi i lobi 8 e 10. Il primo, con uno spessore molto inferiore alla media (2,8 metri) è costituito da soli due strati, mentre a causa di limiti legati agli affioramenti, non è stato possibile osservare in nessuna sezione il lobo 10 nella sua interezza, motivo per cui è stato escluso dal conteggio sugli spessori.

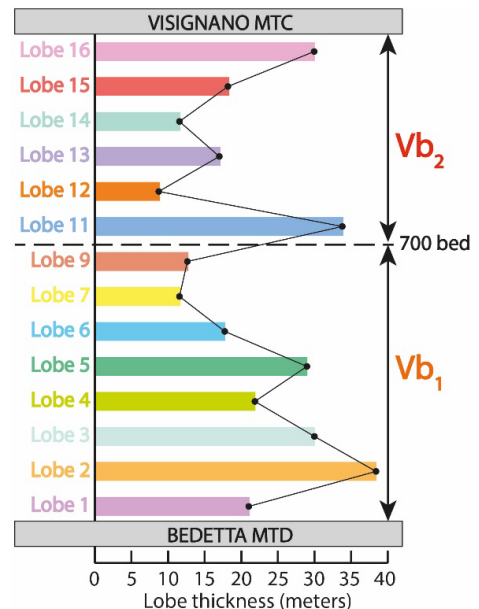


Figura 7.1.4: Diagramma dello spessore dei lobi dell'Unità Vb

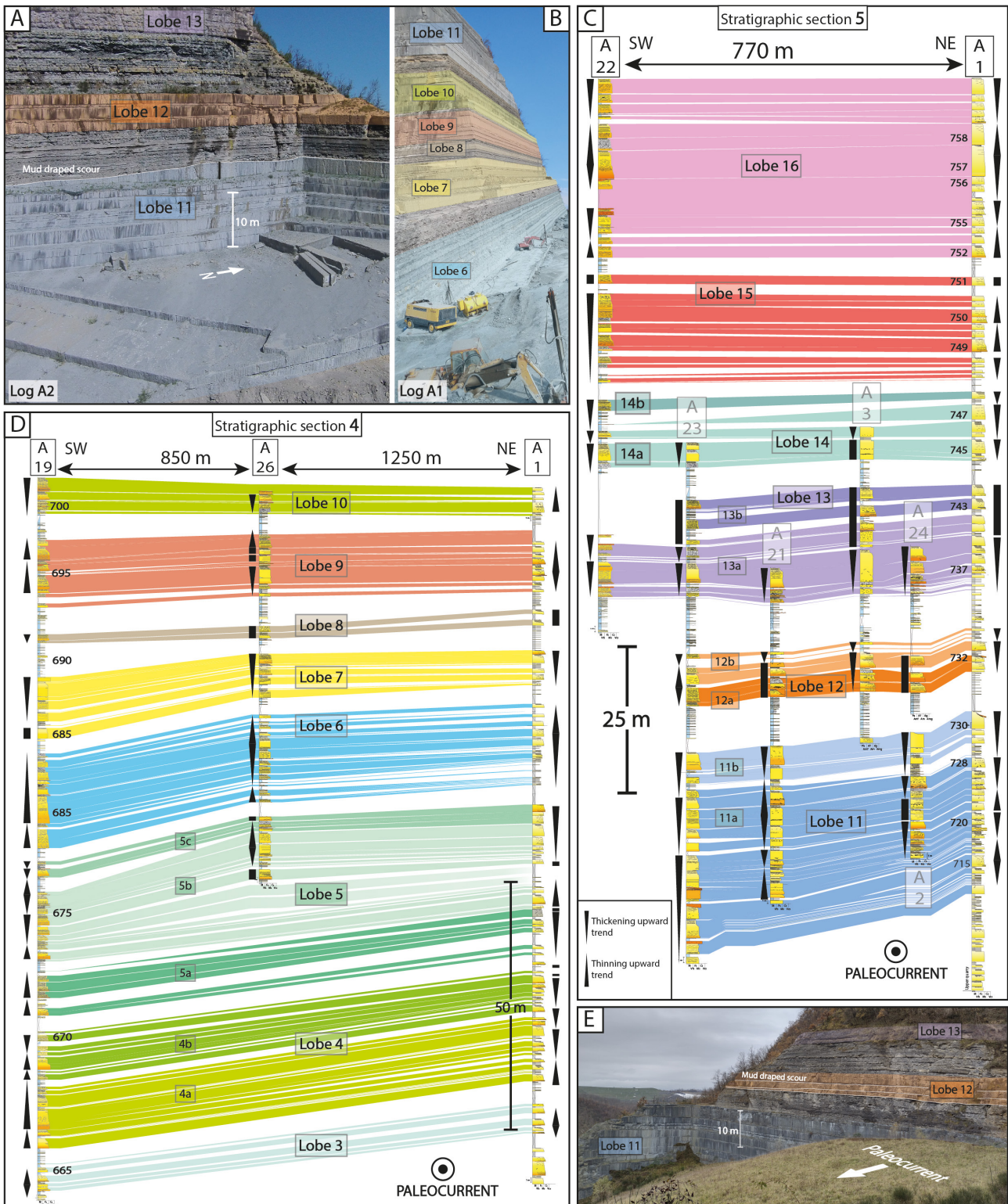


Figura 10.1.5: A) Panoramica dei lobi 11, 12 e 13 nella cava “Carpine” dove è stata misurata la sezione A2 e B) Lobi 6-11 nella cava “Brento Sanico” dove è stata misurata la sezione A1. C), D) Pannelli stratigrafici 4 e 5 (vedasi Fig.10.1.1) A) orientati perpendicolarmente alla paleocorrente e comprendenti i lobi dal 3 al 16, quest’ultimo è il più alto stratigraficamente tra quelli individuati. E) Panoramica della sezione A21 con evidenziati i lobi 11, 12 e 13.

Dalle correlazioni presentate nelle Fig. 10.1.2, 10.1.3 e 10.1.5 emergono spesso variazioni di facies che potrebbero essere interpretate come dei passaggi laterali tra i diversi subambienti che caratterizzano i lobi (vedasi definizioni di *lobe axis*, *lobe off-axis*, *lobe fringe* e *lobe distal fringe* di Prelat *et al.*, 2009). Il massimo spessore dei lobi, al quale corrisponde il massimo spessore degli strati e dei tassi di amalgamazione, coincide con il *lobe axis* (o asse di lobo); dove gli spessori degli strati e i tassi di amalgamazione sono inferiori si è invece in presenza del *lobe off-axis*, mentre i depositi più fini dominati da pelite e strati sottili di arenaria fine sono identificabili con *lobe fringe* (frangia di lobo). I passaggi tra i diversi ambienti deposizionali interni ai lobi sono particolarmente evidenti dalle linee di correlazione dei lobi 2, 3, 4, 5 e 6 (Fig. 10.1.2, 10.1.3 e 10.1.5).

Dove possibile, all'interno dei lobi sono stati distinti anche, ad una scala più ridotta, i *lobe element* separati dai relativi *interlobe element*, questi ultimi costituiti da depositi caratterizzati da una continuità laterale molto limitata. (vedasi Lobi 2, 4, 5, 11, 12,13 e 14 in Fig. 10.1.2 e 10.1.5)

Nei pannelli stratigrafici riguardanti la suddivisione in lobi (vedasi Fig. 10.1.2, 10.1.3 e 10.1.5), non è stata inserita la sezione B2, misurata nella Val Senio. Spostandosi sottocorrente di 5 km rispetto alla Val Santerno, infatti, si può osservare come i lobi diventino difficilmente distinguibili (Fig. 10.1.6), a causa del forte aumento della componente pelitica al tetto degli strati, cosa che comporta la drastica diminuzione del rapporto arenaria/pelite già messa in evidenza nella Fig. 6.2.4 del Capitolo 6.

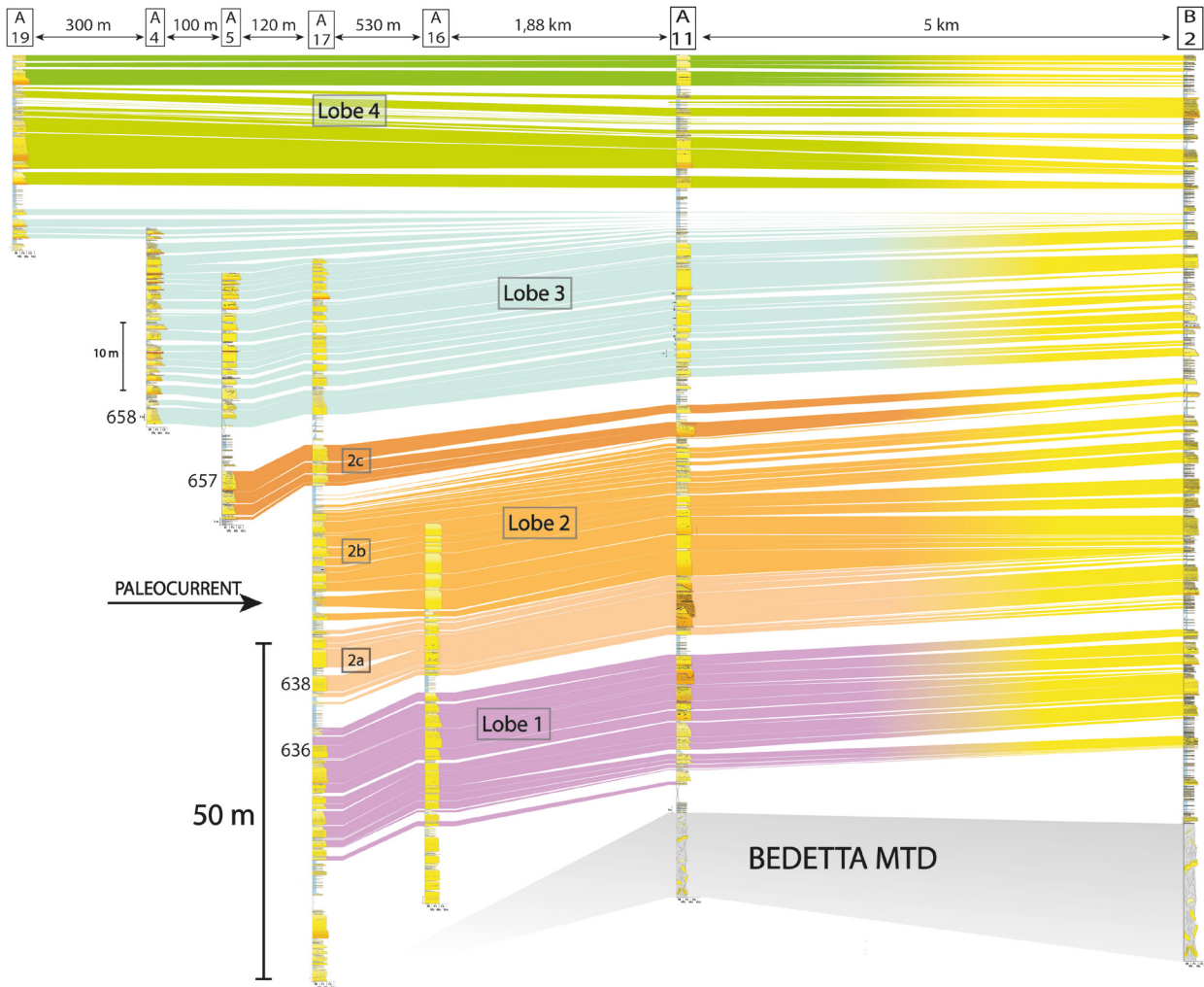


Figura 10.1.6: In figura è rappresentata la sezione stratigrafica 1 (vedasi Fig. 10.1.2B) nella quale è stata aggiunta la sezione B2, collocata 5 km sottocorrente rispetto alle sezioni della Val Santerno. Si può notare come sottocorrente si perda la distinzione netta tra lobi ed interlobi che si osserva invece nelle sezioni della Val Santerno (A19, A4-A5, A17, A16 e A11).

## 10.2 Distribuzione areale delle proprietà dei lobi

Utilizzando come riferimento la traccia dei pannelli stratigrafici presentati nel paragrafo 10.1 è stata ricostruita la distribuzione areale delle proprietà dei lobi, intese sia in termini di distribuzione delle popolazioni granulometriche, che numero complessivo di *mud draped scour*, facies da *bypass* a *megaripple*, strati ibridi a *slurry*, strati contenenti clasti pelitici e superfici di amalgamazione (Fig. 10.1.2 e 10.2.2).

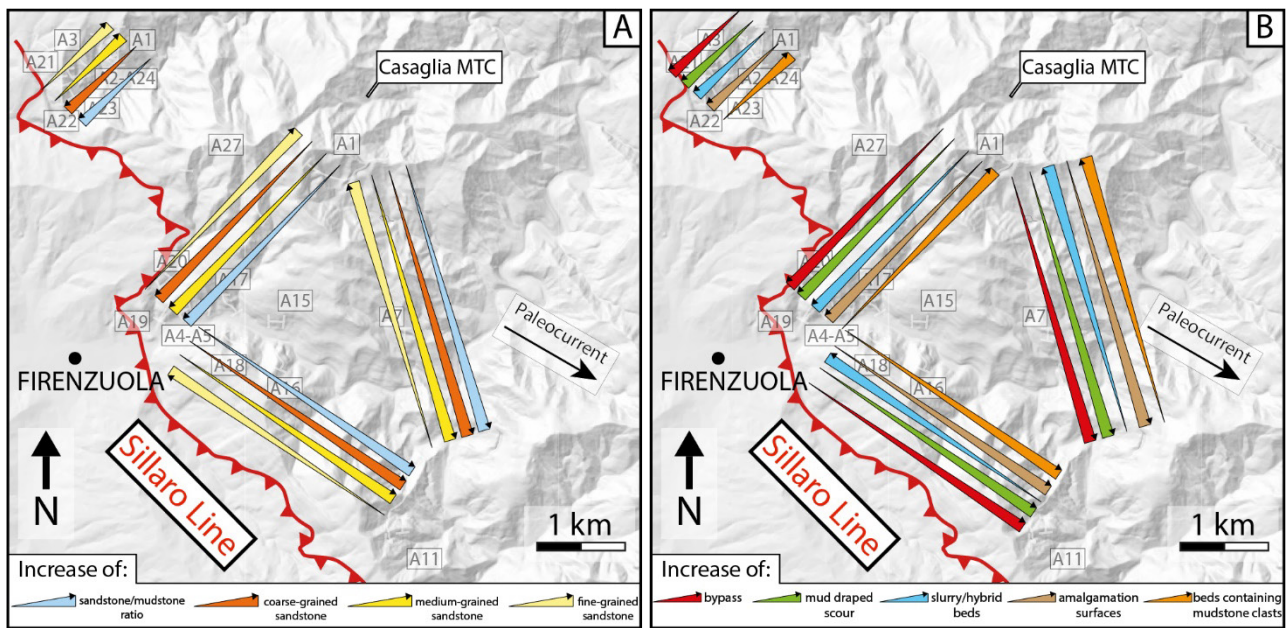


Figura 10.2.1: A) Distribuzione areale delle granulometrie all'interno dei lobi e B) Distribuzione delle strutture interne ai lobi

Avvicinandosi verso il margine interno del bacino, rappresentato dalla linea del Sillaro, si osserva un aumento della percentuale di arenaria grossolana all'interno dei lobi, così come del rapporto arenaria/pelite. Gli stessi aumenti si riscontrano inoltre verso SE, in corrispondenza della sezione A11. Anche la percentuale di arenaria media tende ad aumentare verso SE e verso il margine del bacino, ad eccezione dello spaccato stratigrafico più settentrionale, nel quale la percentuale di arenaria media aumenta verso NW. Gli stessi aumenti si riscontrano inoltre verso SE, in corrispondenza della sezione A11 (Fig. 10.2.1).

*Mud draped scour*, strati a *megaripple* (F6), superfici di amalgamazione aumentano tutte verso SW cioè verso il margine interno e verso SE; gli strati a *slurry* si discostano leggermente da questo andamento, aumentando verso il margine del bacino, ma non verso SE. Gli strati con i clasti pelitici invece si dimostrano più frequenti verso NE e SE.

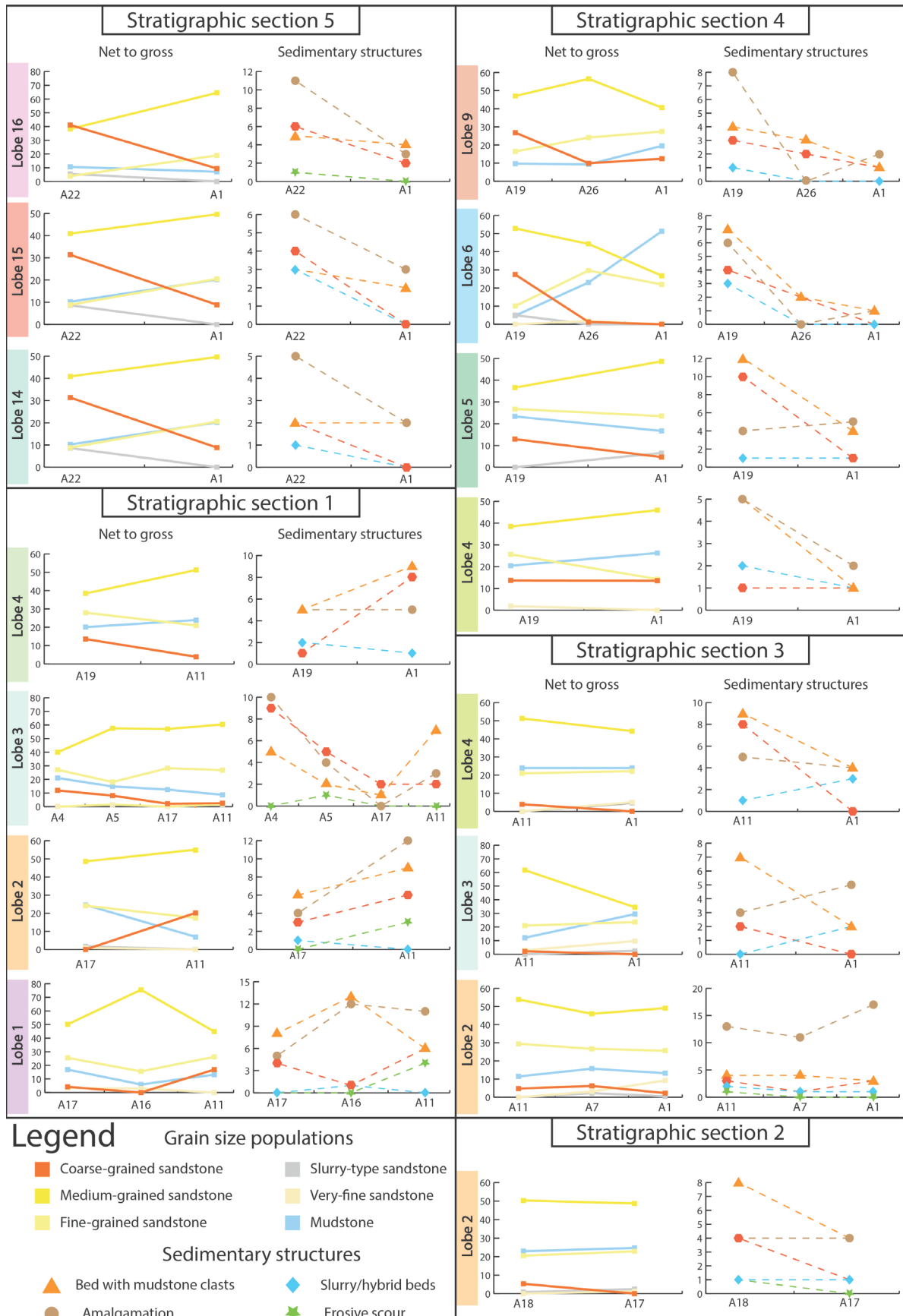


Figura 10.2.2: Esempi di diagrammi che mostrano le variazioni nelle proprietà dei lobi presenti nei pannelli delle Fig. 10.1.2, 10.1.3, 10.1.5.

Come già osservato in precedenti lavori come quello di Tinterri *et al.* (2017) sulle arenarie di Ranzano e di Cunha *et al.* (2017) sulle arenarie di Annot nel bacino di Peira Cava, un confinamento laterale dovuto ad un alto morfologico orientato parallelamente alle paleocorrenti comporta forti tassi di decelerazione che inducono la formazione di salti idraulici, espressi da *mud draped scour*, e fenomeni di *decoupling* molto efficienti che portano al *bypass* del flusso turbolento sommitale il quale è in grado rielaborare il sedimento sottostante e generare facies a *megaripple*. I maggiori tassi di decelerazione lungo il margine interno spiegherebbero inoltre l'aumento del rapporto arenaria/pelite e delle superfici di amalgamazione. Questa interpretazione è supportata anche dai dati sperimentali di Amy *et al.* (2004) e da quelli più recenti di Soutter *et al.* (2021) che hanno condotto esperimenti di laboratorio in vasca. In Fig. 10.2.3 è mostrato il caso di un confinamento morfologico laterale e parallelo alla paleocorrente in una zona di transizione lobo-canale; in questo modello si può osservare come l'alto morfologico sia interessato da importanti fenomeni erosivi. L'aumento di velocità dei flussi lungo l'alto morfologico, legato a complessi meccanismi di conservazione dell'energia, può portare al passaggio ad un regime supercritico nei flussi densi basali che poi può subire decelerazioni formando salti idraulici, e quindi erosioni, amalgamazioni e strati a *slurry*. Anche i flussi turbolenti scorrendo parallelamente al margine interno e conservando almeno in parte energia, possono favorire i fenomeni di *bypass* rielaborando i depositi sottostanti fino a formare geometrie a *megaripple*. Il modello di Soutter *et al.* (2021) mette in evidenza come i flussi che scorrono lungo l'alto morfologico siano in grado di arrivare a velocità massime superiori del 50% e ad una distanza maggiore del 10 % rispetto ai flussi che scorrono in un ambiente non confinato. Queste evidenze sperimentali sono state anche dimostrate dai dati di terreno di Tinterri *et al.* (2017) e Cunha *et al.* (2017).

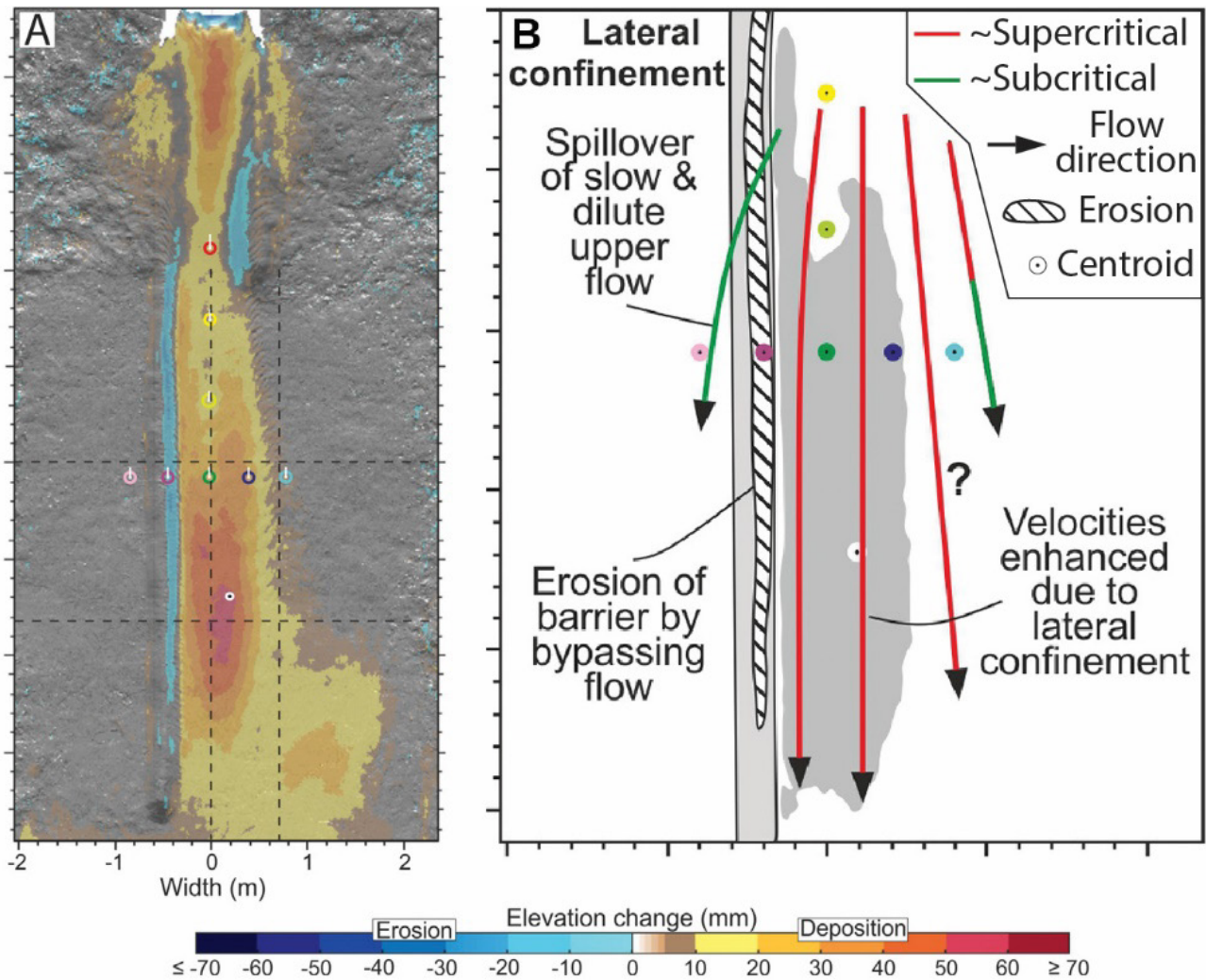


Figura 10.2.3: A) Esperimento in vasca volto a simulare correnti di torbida che scorrono in un ambiente di transizione lobo-canale confinato lateralmente da un alto morfologico parallelo alla paleocorrente. B) Percorsi e criticità dei flussi nell'esperimento mostrato in A). Da Soutter et al. (2021)

### 10.3 Distribuzione verticale delle strutture all'interno dei lobi

Nelle Fig. 10.3.1, 10.3.2 e 10.3.3 sono mostrati 6 dei 16 lobi presenti nel Firenzuola, estratti dai pannelli stratigrafici del paragrafo 10.1, all'interno dei quali è stata messa in evidenza la distribuzione latero-verticale dei *mud draped scour*, *megaripple* e strati a *slurry*. La distribuzione di queste strutture non appare casuale, ma organizzata in ben determinate posizioni stratigrafiche all'interno dei lobi, occupando preferibilmente il tetto e, meno frequentemente la base dei depositi di lobo. Dalla correlazione, inoltre, si può notare come queste strutture tendano a coesistere lateralmente

all'interno dei lobi. In alcuni casi inoltre è stata notata una corrispondenza tra queste strutture e la presenza di deviazioni nelle paleocorrenti indicate dai *ripples*.

La presenza di *mud draped scour*, *megaripple* e strati a *slurry* al tetto dei lobi è stata interpretata come testimonianza di una fase di impatto o *flow chocking* (vedasi Postma & Kleverlaan, 2018 e Piazza & Tinterri, 2020), che segue una fase di *lobe building*, durante la quale la morfologia dovuta alla fase di costruzione del lobo porta quest'ultimo a formare un ostacolo importante per i flussi (vedasi anche McDonald et al. 2011). Le correnti di torbida in arrivo, dunque, impattando contro il lobo, andrebbero incontro a forti decelerazioni, in grado di portare alla formazione di strati caratterizzati da *mud draped scour* e facies a *slurry*. La fase di *flow chocking* preannuncia quindi una fase di disattivazione del lobo, con conseguente divagazione laterale della zona deposizionale. In seguito all'impatto ed alla brusca decelerazione, infatti, i flussi sarebbero in grado di deviare lateralmente rispetto al lobo, rielaborando il sedimento in facies di bypass a megaripple. I flussi deviati tuttavia, come illustrato dal lavoro di Terlaky & Arnott (2014), hanno un'elevata capacità erosiva che li potrebbe condurre verso rapide decelerazioni, consentendo la formazione di depositi caratterizzati da *mud draped scour* e facies a *slurry* alla base del nuovo lobo che andrà in seguito incontro ad una fase di *lobe building*.

*Mud draped scour*, *megaripple* e strati a *slurry* sono comunque stati osservati anche all'interno dei lobi; in questo caso la formazione di tali strutture potrebbe essere legata a fasi di accrescimento e di abbandono dei *lobe element* all'interno del lobo stesso (vedasi Grundvag et al. 2014; Dodd et al. 2022; Tinterri et al. 2023). E' possibile infatti che un *lobe element*, se formato da strati molto spessi, possa a sua volta costituire un ostacolo per i flussi in arrivo e di conseguenza indurre la formazione di strutture analoghe a quelle che caratterizzano base e tetto dei lobi.

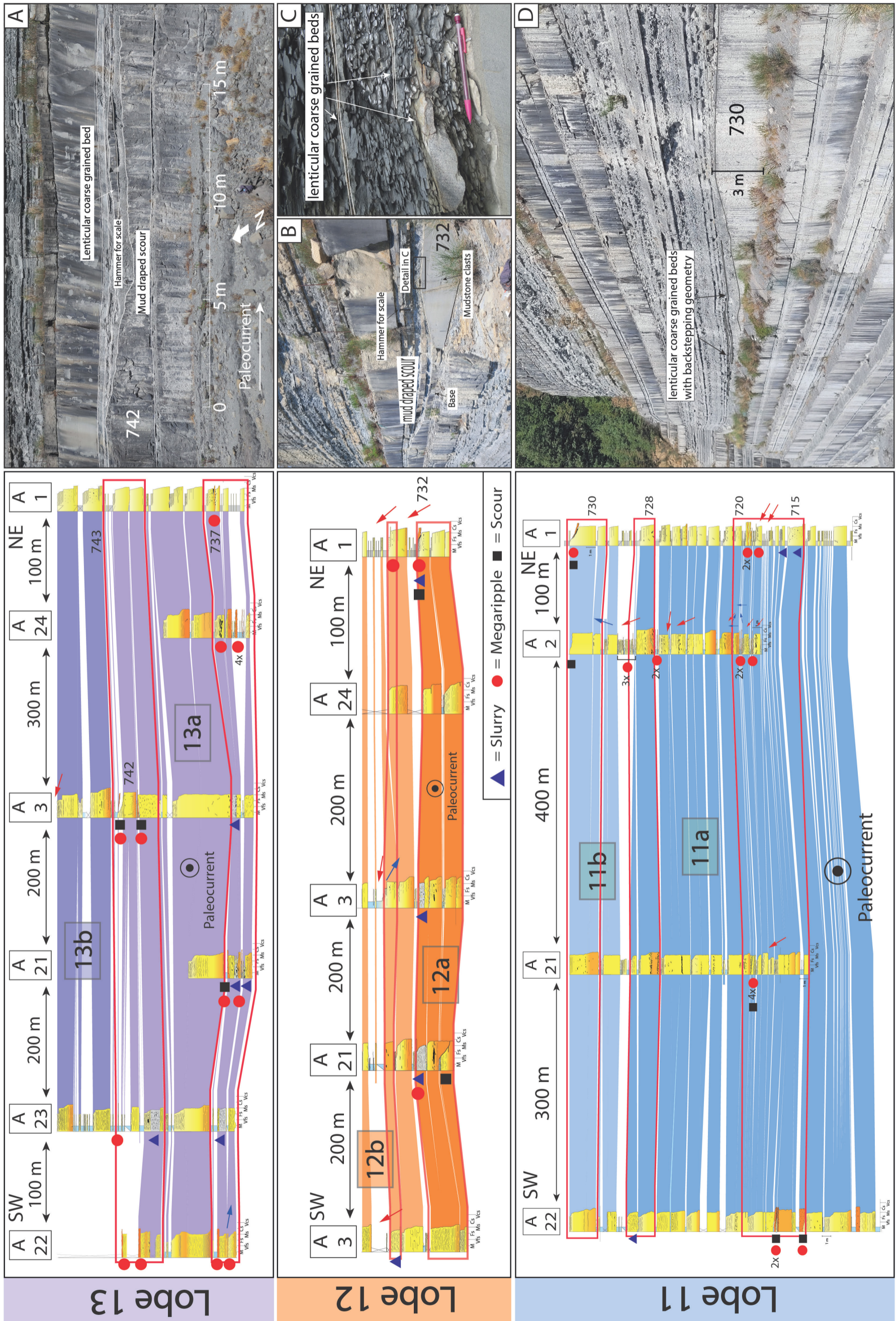


Figura 10.3.1: Dettagli dei lobi 11, 12 e 13 e relative suddivisioni in lobe element estratti dal pannello stratigrafico 5 in Fig. 10.1.5. Nei lobi è stata messa in evidenza la presenza di mud draped scour, facies a megaripple e strati a slurry. Le foto presenti fanno riferimento a: A) Mud draped scour dello strato 742 nella sezione A3, mentre B), C) e D) riguardano rispettivamente gli strati 742 e 730 fotografati nella sezione A1.

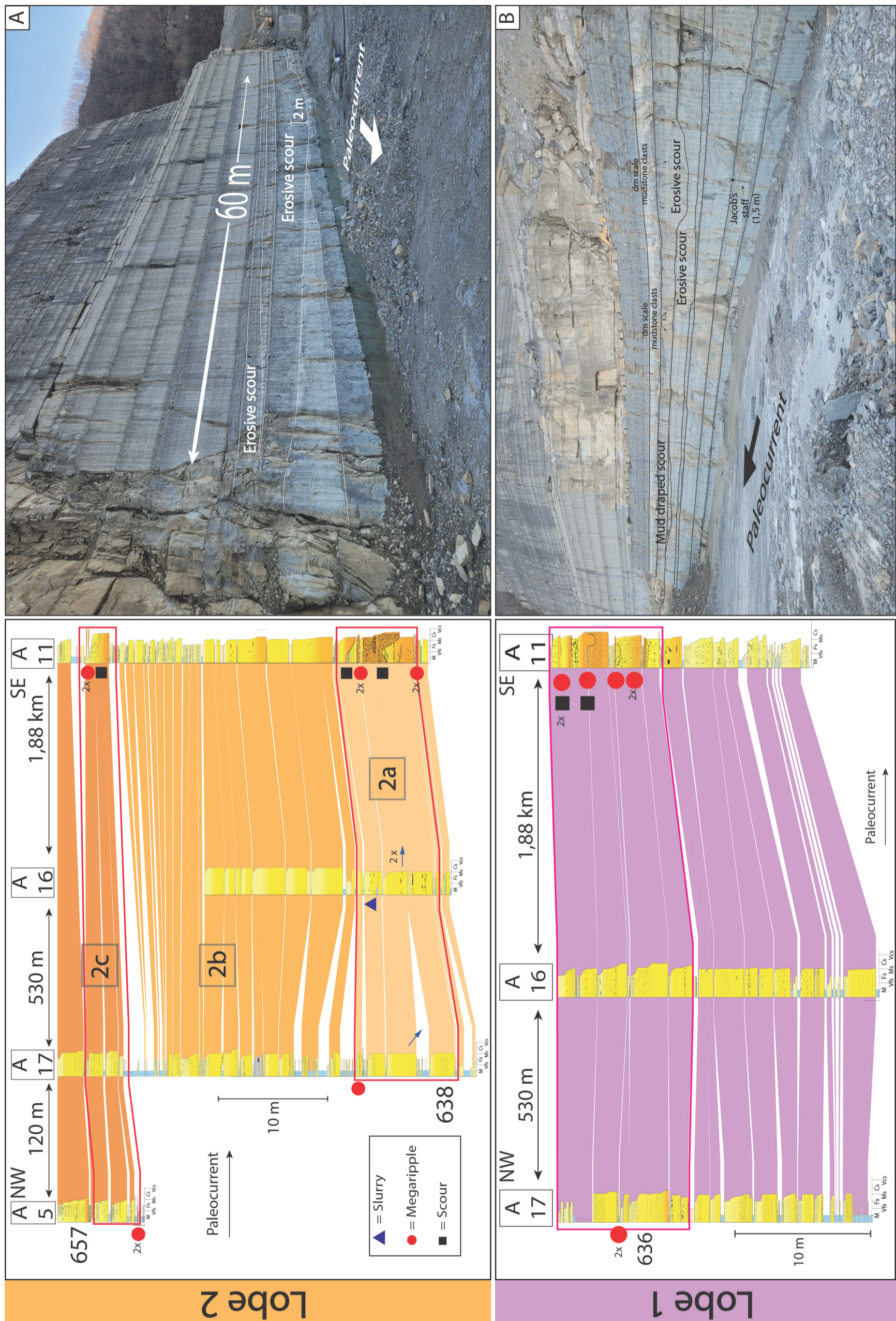


Figura 10.3.2: Dettagli dei lobi 1 e 2 nei quali è stata evidenziata la presenza di mud draped scour, facies a megaripple e strati a slurry. Le foto sono state scattate nella sezione A11, in pareti parallele alla paleocorrente: A) Megascour lungo oltre 60 metri presente alla base del lobo 2, al di sopra del quale è presente un altro scour di dimensioni minori, circa 15 metri; B) Elevata concentrazione di mud draped scour, tre in tutto, al tetto del lobo 1.

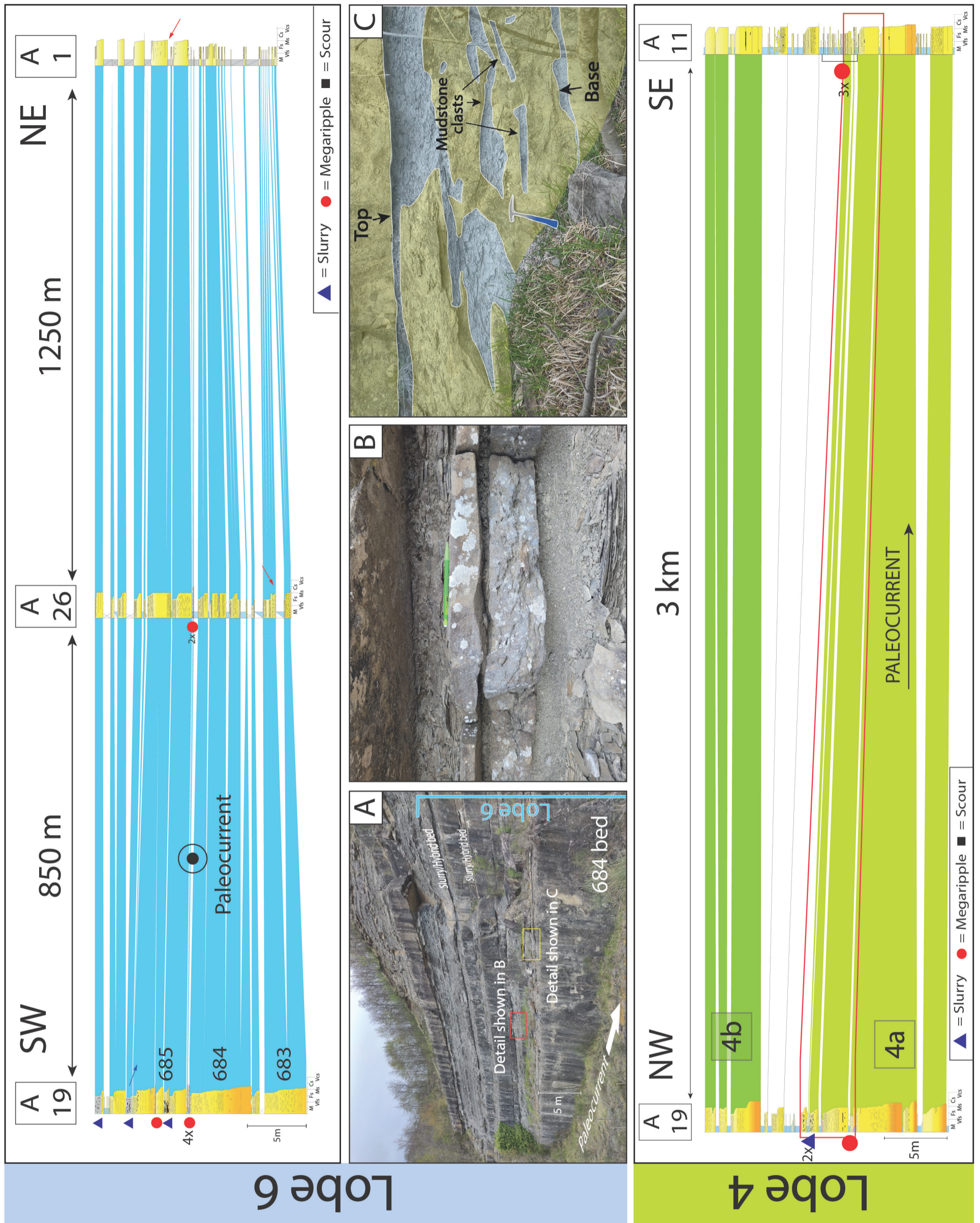
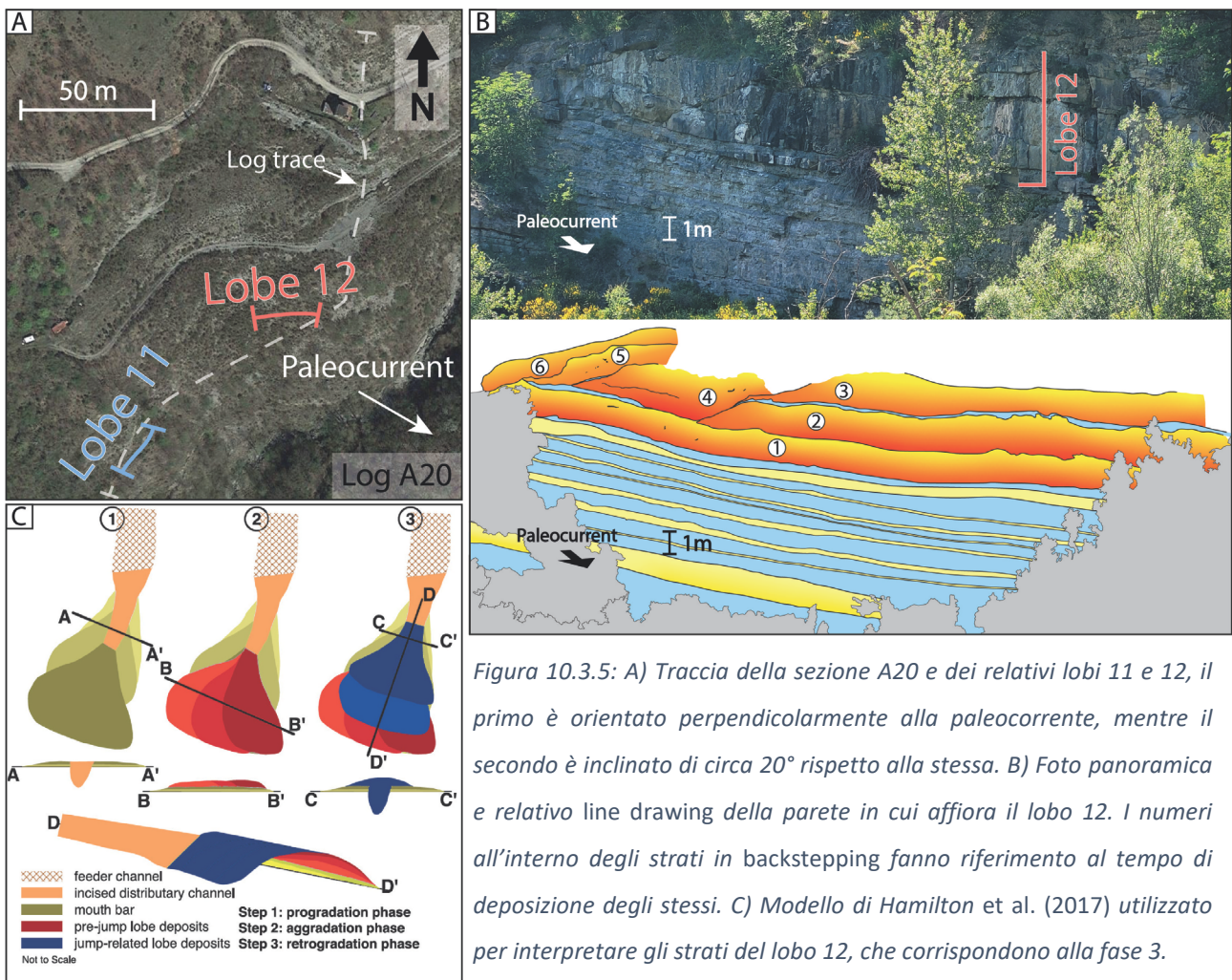


Figura 10.2.3: Dettagli dei lobi 4 e 5, il primo estratto dal pannello 1 in Fig. 10.1.2, il secondo dal pannello 4 in Fig. 10.1.5. Nel lobo 6 si può osservare la presenza di megaripple (B) e strati a slurry (C) al tetto di due megastrati che costituiscono la base del lobo (A). Da notare inoltre come i due megastrati, spessi complessivamente circa 10 m, passino lateralmente a strati molto più sottili e fini, testimoniando il passaggio da ambienti più prossimi all'asse di lobo (Sezione A19) verso zone assimilabili alla frangia di lobo (Sezione A1).

Particolare è il caso del lobo 12 nella sezione A20 dove è possibile osservare una geometria in *backstepping* degli strati che compongono il lobo stesso, tutti di spessore superiore al metro. Nella parete della cava dove è stata misurata la sezione, inclinata di circa  $20^\circ$  rispetto alla paleocorrente si possono notare, oltre a profondi *scour* che interessano gli strati, la migrazione sopracorrente di questi ultimi. Interpretando questa geometria con il modello proposto da Hamilton *et al.* (2017), gli strati del lobo 12 nella sezione A20 potrebbero testimoniare una fase di retrogradazione del lobo, che preannuncia una fase di disattivazione del lobo stesso e conseguente *lobe shifting*.



Infine, la presenza di paleocorrenti deviate in corrispondenza di *mud draped scour*, *megaripple* e *strati a slurry*, sarebbe concorde con l'interpretazione fornita riguardo al *flow chocking* che segue una fase di *lobe building*. Queste strutture, infatti, testimonierebbero l'abbandono del lobo ed il conseguente spostamento del depocentro, cosa che verrebbe ulteriormente testimoniata dalla deviazione dei flussi turbolenti le cui paleocorrenti sono evidenziate dall'analisi dei *ripple*.



Lo schema di figura 10.3.6 cerca di riassumere le caratteristiche e i processi che operano all'interno dei lobi in base alla distribuzione verticale degli strati ibridi, *mud draped scour* e facies da bypass F6 (da Tinterri et al. 2023, in preparazione). In particolare, questo schema mette in evidenza come gli strati all'interno dei lobi possano essere caratterizzati da complessi processi di compensazione a varie scale che generalmente sono legate a come i flussi stratificati o bipartiti interagiscono con delle topografie anche a piccola scala di ordine metrico.

Nelle Figure 10.1.2, 10.1.3, e 10.1.5 si possono osservare anche i trend degli spessori dei pacchi di strati individuati all'interno dei lobi del Firenzuola. A differenza dei modelli quali ad esempio quello proposto da MacDonald *et al.* (2011) per la formazione di Ross, in Irlanda, nel quale i lobi sono caratterizzati da evidenti trend di *thickening* e *coarsening-upward* testimoniando evidenti fasi di progradazione dei lobi, quelli del Firenzuola non mostrano trend ben riconoscibili a questa scala. Un'eccezione è rappresentata dal lobo 7, i cui strati mostrano un evidente trend di *thickening* e *coarsening-upward*, il quali sono tuttavia di spessore molto ridotto.

Nei lobi del Firenzuola emerge dunque una situazione piuttosto complessa, che si discosta dal modello proposto da MacDonald *et al.* (2011) e si dimostra invece simile al modello di Prelat & Hodgson (2013) per il bacino di Karoo (Sud Africa) e successivamente ripreso da Piazza & Tinterri (2020) per la Formazione del Macigno. Prelat & Hodgson (2013) infatti osservano come, considerando un punto fisso nello spazio, i trend *thickening* e *thinning-upward* alla scala dell'elemento di lobo non sono necessariamente imputabili a fasi di progradazione e retrogradazione dei lobi, ma possano anche essere legati a fenomeni di divagazione laterale della principale zona deposizionale. Il modello proposto da Prelat & Hodgson (2013) è quindi in accordo con il modello di compensazione di Mutti & Sonnino (1981) e trova riscontro anche nei 16 lobi osservati nel sistema di Firenzuola. Questi lobi sono inoltre caratterizzati da limiti netti con i sopra e sottostanti depositi fini di interlobo, suggerendo drastici cambi nella sedimentazione. Sempre in accordo con i modelli di Prelat & Hodgson (2013), cambiamenti così rapidi nella sedimentazione sono legati verosimilmente a fenomeni di avulsione del canale alimentatore e ad un conseguente spostamento della deposizione verso un nuovo depocentro, suggerendo quindi un controllo di tipo autociclico che governa la messa in posto dei lobi dell'Unità Vb.

## 11. CONSIDERAZIONI FINALI E CONCLUSIONI

Il progetto di dottorato presentato in questa tesi rappresenta la naturale prosecuzione di due precedenti dottorati svolti dal gruppo di Sedimentologia di Parma, entrambi focalizzati sullo studio della Formazione Marnoso-arenacea. Il lavoro di Pierre Muzzi Magalhaes (2009) ed i relativi lavori pubblicati (Muzzi Magalhaes & Tinterri, 2010 e Tinterri & Muzzi Magalhaes, 2011) fornisce l'impalcatura stratigrafica della FMA, suddividendo i depositi langhiano-serravalliani in cinque unità stratigrafiche tettonicamente controllate (Unità I-V, vedasi capitolo FMA). Il successivo dottorato di Alessio Tagliaferri con i relativi lavori (Tinterri & Tagliaferri, 2015 e Tagliaferri & Tinterri, 2016) è maggiormente incentrato sulla relazione tra tettonica e sedimentazione focalizzandosi sull'Unità V, e proponendone un primo schema di facies. In questi lavori, infatti, viene messa in evidenza l'importanza dell'alto di Coniale generato dal *thrust* di Monte Castellaccio e dell'alto della Val Lamone generato da una probabile struttura trasversale e dal Caotico di Casaglia. In particolare il sollevamento simultaneo dell'alto di Coniale e dell'alto di Verghereto più a S, comporta la chiusura del bacino interno lo spostamento della zona deposizionale nel bacino esterno.

Ancorandosi a questi lavori precedenti, durante questo dottorato si è ulteriormente scesi nel dettaglio riguardo allo studio dell'Unità V, integrando i dati di terreno derivati dalla misurazione di 28 sezioni stratigrafiche, con numerose analisi laboratorio per capire le distribuzioni granulometriche delle varie facies che caratterizzano gli strati studiati. Inoltre, una particolare attenzione è stata dedicata allo studio delle geometrie ed architetture deposizionali dei lobi torbiditici, oggetto di un finanziamento da parte della compagnia ExxonMobil (Prof. Roberto Tinterri responsabile scientifico). Per questi motivi, la zona di Firenzuola è apparsa ideale per lo svolgimento di questo lavoro. La quantità e qualità degli affioramenti hanno infatti consentito la creazione di pannelli stratigrafici di dettaglio dai quali è stato possibile ricostruire le geometrie e le variazioni di facies dei lobi torbiditici e capire le dinamiche dei flussi che hanno originato i depositi dell'Unità V. Tali studi hanno anche permesso di arrivare a comprendere la paleomorfologia del bacino. I risultati sono stati presentati in vari congressi nazionali ed internazionali (vedasi Pizzati et al. 2022, 2023 e Tinterri et al. 2023).

Durante questo dottorato sono state misurate complessivamente 28 sezioni stratigrafiche, con uno spessore complessivo di circa 3000 metri (Fig. 8.1). In particolare, 27 sezioni, sono state misurate nell'alta Val Santerno, nella zona del paese di Firenzuola, in un'area di circa 50 km<sup>2</sup>, mentre

solamente una sezione è stata misurata in Val Senio, nella zona del Passo della Sambuca, situata circa 5 km sottocorrente. Tale sezione stratigrafica è stata misurata appositamente per osservare le variazioni che si riscontrano nei depositi del Firenzuola nelle zone più distali verso l'alto della Val Lamone (Fig. 6.2.2 e 6.2.4).

Le sezioni stratigrafiche misurate sono state quindi correlate tra loro e con la sezione A1 di Tinterri & Tagliaferri (2015), la quale, misurata anch'essa in Val Santerno, è l'unica sezione a comprendere l'intervallo stratigrafico dell'Unità V nella sua interezza (Fig. 8.1). Dalla correlazione è stato quindi possibile ricostruire un pannello stratigrafico generale dell'area di studio, anche grazie alla presenza dello strato guida Brento Sanico e soprattutto del caotico di Bedetta, osservato per la prima volta in Val Santerno. Quest'ultimo ha infatti consentito di suddividere l'intervallo stratigrafico analizzato in due SubUnità denominate Va e Vb, caratterizzate da profonde differenze che registrano la progressiva chiusura del bacino interno.

La SubUnità Va, spesso complessivamente 320 metri, presenta delle caratteristiche simili a quelle della sottostante Unità IV, rispetto alla quale è separata dal Caotico di Casaglia (Fig. 6.2.4). Come i depositi dell'Unità IV infatti, anche quelli dell'Unità Va si mostrano piuttosto simili a quelli di una piana bacinale, con strati caratterizzati da una grande tabularità e minime variazioni di spessore, mentre il rapporto arenaria/pelite pari al 40%.

Facendo anche riferimento alla correlazione tra le sezioni che ricadono nell'Unità Va, dieci in tutto, è stato ricostruito il *facies tract* per questa prima SubUnità (Fig. 7.2.1). Questo schema mette in evidenza come i depositi dell'Unità Va siano dominati da fenomeni di riflessione e *ponding*. Tali fenomeni sono testimoniati da evidenti cambi nelle paleocorrenti e dallo sviluppo di strati tipo V che mostrano le tipiche sequenze di facies degli strati da *ponding* come descritte da Tinterri et al. (2016 2022). In particolare, risulta sempre molto ben sviluppata la facies siltosa "C", simile ad una facies a *slurry*, interposta tra la parte basale arenacea e la porzione pelitica sommitale (Fig. 7.1.8).

A questo proposito è interessante anche notare come nell'Unità Va sia molto diffusa la presenza di una facies siltosa al tetto degli strati sottili di tipo VII (Fig. 7.1.11). Questa facies, già osservata nei precedenti lavori di Tinterri & Muzzi Magalhaes (2011) e Tinterri & Tagliaferri (2015), compare in modo brusco dopo la messa in posto del Caotico di Casaglia, e quindi nell'Unità Va, mentre diminuisce rapidamente al di sopra del caotico di Bedetta fino a scomparire quasi del tutto nella subUnità sommitale Vb2. Le analisi granulometriche hanno messo in risalto la scarsa classazione di queste facies, che in alcuni casi arrivano a contenere anche alcuni punti percentuale di arenaria

media. La genesi di queste facies rimane quindi non del tutto compresa, in ogni caso, data la loro maggiore presenza nell'Unità Va che è dominata da strati da *ponding*, è possibile che questa facies siltosa possa essere relazionata a complessi meccanismi di collasso della coda diluita di flussi turbolenti in bacini morfologicamente confinati.

Da questo punto di vista gli strati da *ponding* di tipo V sono risultati fondamentali per ricostruire la paleomorfologia dell'area di studio al tempo della deposizione dell'Unità Va. In particolare, gli andamenti delle paleocorrenti osservati nelle diverse sezioni sembrano essere in accordo con il modello della distribuzione del Casaglia proposto da Pini et al. (2020). In questo contesto, il Casaglia avrebbe esercitato una forte influenza sulla formazione dei depositi dell'Unità Va. L'effetto del Casaglia sulla sedimentazione è ulteriormente messo in evidenza dai pannelli stratigrafici di dettaglio dell'Unità Va, dove si osserva un aumento delle percentuali di strati di tipo V e contemporaneamente una diminuzione del rapporto arenaria/pelite nelle sezioni misurate più vicine al Casaglia (Fig. 9.1). Alla fine, l'integrazione di tutti i dati raccolti ha permesso di avanzare un modello deposizionale della subunità Va come mostrato in Figura 9.3.

Passando ai depositi soprastanti al caotico di Bedetta, la subUnità Vb è stata ulteriormente suddivisa in altre due subUnità denominate Vb<sub>1</sub> e Vb<sub>2</sub> utilizzando lo strato 700 come riferimento. Questa distinzione è stata operata per mettere in risalto le variazioni verticali delle caratteristiche di queste subunità dovute all'effetto del progressivo incremento del confinamento morfologico. Nell'Unità Vb, spesso complessivamente 550 metri, l'incremento del confinamento morfologico induce forti tassi di decelerazione portando ad un drastico incremento del rapporto arenaria/pelite che passa dal 70% nell'Unità Vb1 fino ad un massimo dell'80% nella Vb2.

Al di sopra del Caotico di Bedetta, le paleocorrenti indicate dai *ripple* mostrano una dispersione molto maggiore rispetto ai depositi sottostanti, con una componente dominante diretta verso NW e cioè in senso contrario alla paleocorrente generale indicata dalle forme di fondo sempre concordi con la direzione di apporto principale dei sedimenti diretta verso SE. Profonde differenze tra i depositi sovrastanti e sottostanti al Bedetta si riscontrano anche in termini di strutture sedimentarie. Risalendo stratigraficamente nell'Unità V si assiste, infatti, ad un aumento evidente del numero di strati ibridi a *slurry*, *mud draped scour* e facies a *megaripple* (F6); questi ultimi due, peraltro, sono totalmente assenti nell'Unità basale Va, a testimonianza del forte incremento di confinamento morfologico al tempo dell'Unità Vb, che preannuncia la chiusura definitiva del bacino interno sancita dalla messa in posto del Caotico di Visignano.

Le profonde differenze tra le due subUnità Va e Vb emergono anche dal punto di vista delle facies. Il *facies tract* dell'Unità Vb descrive l'evoluzione sottocorrente di flussi caratterizzati da una capacità erosiva elevata che vanno incontro a brusche decelerazioni. Questo *facies tract* è infatti dominato da strati di tipo I, II e III che testimoniano la brusca decelerazione del flusso denso basale, favorendo la formazione di fenomeni di *decoupling* del flusso turbolento sommitale, il quale a sua volta è in grado di rielaborare in modo efficiente i sedimenti sottostanti in strutture trattive a *megaripple* tipo F6. I tassi di decelerazioni molto elevati sono testimoniati anche dalla presenza di *mud draped scour*, spesso associati a strati lenticolari a *megaripple* (F6). Forti decelerazioni possono inoltre favorire il collasso di flussi ricchi in fini i quali incapaci di segregare il proprio carico sedimentario, possono generare strati a *slurry*. Anche la presenza di strutture da regime supercritico come antidune e *cyclic steps* trova ancora una volta spiegazione nel forte incremento del confinamento del bacino il quale, favorendo un aumento dei tassi di decelerazione, favorisce anche la formazione di flussi stratificati particolarmente propensi a formare regimi supercritici (vedasi Postma & Cartigny, 2014; Postma et al. 2016, 2021; Tinterri et al. 2020, 2023).

L'Unità Vb, inoltre, è risultata particolarmente adatta per uno studio approfondito dei lobi deposizionali in un ambiente tettonicamente confinato. Tramite la costruzione di cinque pannelli stratigrafici di dettaglio, infatti, sono stati individuati 16 lobi torbidity, con spessori variabili tra 8,7 e 38,40 metri ed uno spessore medio di 21,5 metri (Fig. 10.1.4).

La distribuzione delle facies che caratterizzano i lobi dell'area di studio ha messo in evidenza l'influenza del margine interno del bacino, rappresentato da allineamenti tettonici legati alla linea del Sillaro (Fig. 10.2.1 e 10.2.2). Lungo tale margine si registra un aumento del rapporto arenaria/pelite, dell'arenaria grossolana e media e di strutture sedimentarie quali *megaripple* (F6), *mud draped scour*, strati a *slurry* e superfici di amalgamazione. Questi incrementi sono verosimilmente legati alle decelerazioni delle parti basali dense dei flussi contro il margine interno del bacino, le quali a loro volta possono portare a fenomeni di salto idraulico e ad efficienti processi di *decoupling*.

Dall'analisi dei lobi, infine, è emerso che *mud draped scour*, *megaripple* e strati a *slurry* tendono a coesistere lateralmente all'interno dei lobi, mostrando una concentrazione particolare alla base e soprattutto al tetto dei lobi stessi. La concentrazione al tetto da parte di queste strutture è stata imputata ad una fase di *flow chocking* dovuto all'impatto dei flussi contro la morfologia creata dal lobo stesso, a sua volta favorita dalle decelerazioni legate al confinamento tettonico (vedasi Piazza e

Tinterri, 2020; Tinterri et al. 2023). Questa fase di impatto favorisce una fase di divagazione laterale e quindi di abbandono del lobo. L'analisi di facies, quindi, ha messo in evidenza come i lobi della Unità Vb del sistema di Firenzuola sono caratterizzati da una fase di costruzione del lobo (*lobe building phase*) e una fase di impatto e bypass (*flow choking phase*) che porta ad una fase di divagazione laterale della zona deposizionale del lobo (*lobe switching phase*). Quest'ultima preannuncia una fase di abbandono e quindi di deposizione dei sedimenti fini di interlobo (*abandonment phase*). Queste fasi evolutive dei lobi sono in buono accordo con vari altri studi disponibili in letteratura come i lavori di Prelat *et al.* (2009), McDonald *et al.* (2011), Grundvag *et al.* (2014), Postma *et al.* (2016), Postma e Kleverlaan, (2018,) e Piazza e Tinterri (2020). Il fatto poi che non si siano riscontrati dei trend verticali dominanti potrebbe essere spiegato proprio con una dinamica dei lobi dominata da fenomeni di divagazione laterale molto probabilmente controllati da vari gradi di confinamento tettonico. Queste considerazioni hanno portato ad avanzare uno schema riassuntivo mostrato in Figura 10.3.6 (da Tinterri et al. 2023, in preparazione).

## 10. BIBLIOGRAFIA

**Aalto, K.R. (1976)** - Sedimentology of a mélange: Franciscan of Trinidad, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 913-929.

**Allen P.A. & Allen J.R. (1990)**- "Basin analysis principles and applications." Black. Sci. Publ., 454 pp, Oxford.

**Amy, L.A. & Talling P.J. (2006)** – Anatomy of turbidites and linked debrites based on long distance (120 x 30 km) bed correlation, Marnoso-Arenacea Formation, Northern Apennines, Italy. *Sedimentology*, 53, 161-212.

**Artoni A. (2003)** – La sezione stratigrafica del T. Parola (Salsomaggiore, Parma, Appennino Emiliano): confront con le successioni ipoaline messiniane del margine Padano. *Acta naturalia de l'Ateneo Parmense*. 39; 5 -30

**Bouma, A.H (1962)** - Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.

**Camerlenghi A., Pini, G.A. (2009)** – Mud volcanoes, olistostrome and Argille Scagliose in the Mediterranean region, *Sedimentology*, 56, 319-365

**Campbell, C.V., (1967)** - Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology* 8, 7-26.

**Cartigny, M.J.B., Ventra, D., Postma, G., Van den Berg, J.H., (2014)** - Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: new insights from flume experiments. *Sedimentology* 61, 712\_748.

**Capozzi R., Landuzzi A., Negri A. & Vail G.B. (1991)** – Stili deformativi ed evoluzione tettonica della successione Neogenica Romagnola. *Studi Geologici Camerti* 1, 261 – 278.

**Cattaneo, A. & Ricci Lucchi, F. (1995)** - Long distance correlation of sandy turbidites: a 2,5 Km long cross section of Marnoso-arenacea, Santerno Valley, Northern Apennines. In: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Ricci Lucchi, F., Smith, R.D.A. (Eds.), *Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems*, Chapman & Hall, 303-306.

**Cornamusini G. (2004a)** – Sand-rich turbidite system of the Late Oligocene Northern Apennines foredeep: physical stratigraphy and architecture of the "Macigno costiero" (coastal Tuscany, Italy) In Lomas S. S. & Joseph P. (eds.) *Confined Turbidite Systems*, Geol., Soc. London Sp. Publ., 222, 261-283

**Cunha, R.S., Tinterri, R. and Muzzi Magalhaes, P. (2017)**. Annot Sandstone in the Peira Cava basin: An example of an asymmetric facies distribution in a confined turbidite system (SE France). *Mar. Petrol. Geol.* 87, 60-79.

**De Donatis M. & Mazzoli S. (1994)** – Kinematic evolution of thrust-related structures in the Umbro-Romagnolo Parautochthon (Northern Apennines, Italy): *Terra Nova* 6, 563-574.

- De Jager, J. (1979)** – The relation between tectonics and sedimentation along the Sillaro Line (northern Apennines)
- Deptuk, M., Piper, D., Savoye, B., Gervais, A. (2008)** - Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. *Sedimentology*, 55, 869-898.
- Di Biase, D. & Mutti E. (2002)** - *The “proto adriatic basin”*. In: Mutti E., Ricci Lucchi F. & Roveri M. (eds.), *Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models*. Excursion Guidebook. Università di Parma and Eni-Agip Division, 64th EAGE Conference and Exhibition, Florence (Italy), 120 pp.
- Dott, R.H.Jr. (1963)** - Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *AAPG Bull.*, 47, 104-128.
- Elter, P. (1994)** - Introduzione alla geologia dell'appennino Ligure-Emiliano. In: Zanzucchi, G. (coord), *Guide Geologiche Regionali. 10 itinerari Appennino Ligure-Emiliano*. Società Geologica Italiana. BE-MA editrice, 381pp.
- Elter, P. & Marroni, M. (1991)** - Le unità liguridi dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 46, 121- 138.
- Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T., Gonthier, E. (2006)** – Sandy modern lobes: a new insight from high resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 485-502
- Ghibaudo, G. (1992)** - Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, 39, 423-454.
- Ghibaudo, G. (1980)** -Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle-Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Apennines, Italy. *Journal of Sedimentary Research*, 50, 723-741
- Groenenberg, R.M., Hodgson, D.M., Prélat, A., Luthi, S.M., Flint, S.S. (2010)** – Flow-deposit interaction in submarine lobes: Insight from outcrop observation and process-based numerical model realisations. *Journal of Sedimentary research*, 80, 252-267
- Grundvåg, S., Johannessen, E.P., Helland-Hanes, W., Plink-Björklund, P. (2014)** – Depositional architecture and evolution of progradationally stacked lobe complexes on the Eocene central basin of Spitsbergen. *Sedimentology*, 61, 535-569
- Hamilton, P.B., Strom, K.B., Hoyal, D.C.J.D. (2015)** – Hydraulic and sediment transport properties of autogenic avulsion cycles on submarine fans with supercritical distributaries. *Journal of geophysical Research: Earth Surface* 120, 1369-1389
- Hamilton, P.B., Galliot, G., Strom, K., Fedele, J., Hoyal, D., (2017)** – Linking hydraulic properties in supercritical submarine distributary channels to depositional-lobe geometry. *Journal of Sedimentary Research*, 87, 935-950

- Harms J.C. & Fahnstock P. (1965)** – Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from Rio Grande). In Middleton, G.V. (Ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretations. S.E.P.M., Special Publication, 12, 84-115.
- Haughton P.D.W. (1994)** – Deposits of deflected and ponded turbidity currents, Sorbas Basin, Southeast Spain., Journal of Sedimentary Research, 64, 233-246.
- Haughton, P.D.W., Baker, S.P., McCaffrey, W.D. (2003)** – Linked debrites in sand-turbidite systems – origin and significance. Sedimentology, 50, 459-482
- Hoyal, D.C.J.D., Sheets, B.A. (2009)** – Hydraulic Jumps as Controls on the Evolution of Distributary Channel Networks on Experimental Submarine Fans. Association of Hydraulic Research, 33<sup>rd</sup> International Congress, Vancouver, n, p.5474.
- Kneller B.C. (1995)** – Beyond the turbidite paradigm: physical model for deposition and their implications for reservoir prediction. In: Harlet, A.J. & Prosser D.J. (Eds.), Characterization of Deep Marine Clastic Systems. Geological society, London, Special Publication, 94, 31-49
- Kneller, B.C. & Branney, M.J. (1995)** - Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. Sedimentology, 42, 607-616.
- Kneller B.C. & McCaffrey W.D. (1999)** – Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: deflection, reflection and facies variation.”, Journal of Sedimentary research, 69, 980-991
- Kuenen, Ph.H. (1957)** - Sole markings of graded graywacke beds. Journal of Geology, 65, 231-258.
- Kuenen, Ph.H. & Migliorini, C.I. (1950)** - Turbidity currents as a cause of graded bedding. Journal of Geology, 58, 91-127.
- Locardi, E. (1982)** – Individuazione di strutture sismogenetiche dall'esame della evoluzione volcano-tettonica dell'Appennino e del Tirreno. Memorie della Società Geologica. Memorie della Società Geologica Italiana, 24, 569-596.
- Lowe, D.R. (1979)** - Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Doyle, L.J. & Pilkey, O.H. Jr (Eds.), Geology of Continental Slopes. SEPM Spec. Publ., 27, 75-82.
- Lowe, D.R. (1982)** - Sediment gravity flows: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. Sed. Petrol., 52, 279-297.
- Lowe, D.R & Guy, M. (2000)** - Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. Sedimentology, 47, 31-70.
- Lucente C.C. (1998)** – L'orizzonte deformato (*megaslump*) e l'associato olistostrota nella Formazione Marnoso-arenacea (crinale toscano-romagnolo). Abstract, Giornale di Geologia vol.60. Riunione del gruppo informale di Geologia, C.N.R., Bologna

**Lucente, C.C. (2002)** – Geometry and emplacement of an extensive submarine slide body (Marnoso-arenacea Formation, northern Apennines, Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, Volume Speciale I-2002, 385-392

**Lucente, C.C. (2004)** - Topography and paleogeographic evolution of a middle Miocene foredeep basin plain (Northern Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 170, 107-134.

**Lucente, C.C. & Pini G.A. (2002)** – Mechanisms of emplacements and significance of chaotic bodies embedded in turbidite successions of northern Apennines. In: Mutti E., Ricci Lucchi, F. & Roveri, M. (Eds) – “Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models. Excursion Guidebook, Università di Parma and Eni-Agip Division, 64<sup>th</sup> EAGE Conference and Exhibition, Florence (Italy), 120 pp.

**Lucente, C.C. & Pini, G.A. (2003)** - Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the northern Apennines, Italy: a field perspective. *American Journal of Science*, 303, 565-602.

**Lucente, C.C., & Pini G.A. (2008)** - Basin-wide mass-wasting complexes as markers of the Oligo-miocene foredeep-accretionary wedge evolution in the Northern Apennines, Italy. *Basin research*, 20(1), 49-71.

**Marr, J. G.; Harff, P. A.; Shanmugam, G., & Parker, G. (2001)** - Experiments on subaqueous sandy gravity flows: the role of clay and water content in flow dynamics and depositional structures. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1377-1386.

**Marjanac T. (1990)** – “Reflected sediment gravity flows and their deposits in flysch of Middle Dalmatia, Yugoslavia.”, *Sedimentology*, 37, 921-929.

**Martelli L., Farabegoli E., Benini A., De Donatis M., Severi P., Pizziolo M. & Pignone R. (1994)** – La geologia del Foglio 265 – S.Piero in Bagno. *La cartografia Geologica dell’Emilia Romagna: Servizio Cartografico e Geologico, Regione Emilia Romagna: Bologna, Firenze, Selca, 117p.*

**Middleton, G.V. & Hampton, M.A. (1973)** - Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. SEPM Pacific Section, Short Course Notes, 1-38.

**Migliorini, C.I. (1943)** - Sul modo di formazione dei complessi tipo macigno. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 62, 48-49.

**Milli, S., Moscatelli, M., Stanzione, O., Falcini, F. (2007)** – Sedimentology and physical stratigraphy of the Messinian turbidite deposits of the Laga Basin central Apennines, Italy). *Boll.Soc.Geol.It. (Ital.J.Geosci.)*, Vol. 126, No. 2 (2007), pp. 255-281

**Milliman J.D. & Syvitski J.P.M. (1992)** – “Geomorphic and tectonic control of sediment discharges to the ocean: the importance of small mountain rivers.” *Journal of Geology*, 100, 525-544.

**Mohrig D. & Marr J.G. (2003)** – Constraining the efficiency of turbidity current generation from submarine debris flow and slides using laboratory experiments. *Marine Petroleum Geology*, 20, 883-899.

**Mulder, T. & Syvitski, J.P.M. (1995)** – Turbidity currents generated at river mouth during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103, 285-299.

**Mutti, E., (1977)** - Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Sedimentology* 24, 107\_131.

**Mutti, E. (1979)** - Turbidites et cônes sous-marins profonds. In: Homewood, P.(Ed.), *Sdimentation détritque*, Institut de Géologie, Université de Fribourg, Fribourg, 353-419

**Mutti, E. (1985)** - Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of arenites*. NATO-ASI Series, Reidel, Dordrecht, 65-93.

**Mutti, E. (1992)** - Turbidite Sandstones. San Donato Milanese, Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma, 275 pp.

**Mutti, E. & Johns, D.R. (1978)** - The role of sedimentary by-passing in the genesis of fanfringe and basin plain turbidites in the Hecho Group system (south-central Pyrenees). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 18, 15-22.

**Mutti, E., Normark, W.R., (1987)** - Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: Legget, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.), *Marine Clastic Sedimentology: Concept and Case Studies*. Graham and Trotman, London, pp. 1e38.

**Mutti, E., Normark, W.R., (1991)** - An integrated approach to the study of turbidite systems. In: Weimer, P., Link, H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer, New York, pp. 75-106

**Mutti E., Papani L., Di Biase D., Davoli G., Mora S., Segadelli S., Tinterri R. (1995)** – Il bacino terziario epi-mesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino. *Memorie Scienze Geologiche*, 47, 217-244.

**Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1972)** - Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 161-199.

**Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1975)** - Turbidite facies and facies association. In: Mutti, E.; Parea, G.C.; Ricci Lucchi, F.; Sagri, M.; Zanzucchi, G.; Ghibaudo, G. & Iaccarino, S. (Eds.), *Examples of Turbidite Facies Associations from Selected Formation of Northern Apennines*. IX Int. Cong. IAS., Field Trip Guidebook, Nice, France, 21-36.

**Mutti, E. & Ghibaudo, G. (1972)** – Un esempio di torbiditi di conoide esterna: le Arenarie di S.Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell'Appennino di Piacenza, *Mem. Acc. Sci. Torino, Cl. Sci. Fis. Mat. Nat.*, 16, 1-40.

**Mutti, E., Sonnino, M. (1981)** – Compensation Cycles: a Diagnostic Features of Turbidite sandstone Lobes. 2<sup>nd</sup> European Regional meeting IAS, Bologna, pp. 120-123

**Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci Lucchi, F., Tinterri, R., (2009)** - Turbidites and turbidity currents from Alpine “flysch” to the exploration of continental margins. *Sedimentology* 56, 267-318.

**Mutti, E.; Davoli, G.; Tinterri, R. & Zavala, C. (1996)** – The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche*, 48, 233-291

**Mutti, E.; Ricci Lucchi, F. & Roveri, M. (2002)** - Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models. *Excursion Guidebook*, Workshop organized by Dipartimento di Scienze della Terra (Università di Parma) and Eni-Divisione Agip, 64<sup>th</sup> EAGE Conference and Exhibition, Florence (Italy), May 27-30, 120 pp.

**Mutti E.; Tinterri, R.; Benevelli, G.; di Biase, D. & Cavanna, G. (2003)** - Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. In: Mutti, E.; Steffens, G.S.; Pirmez, C.; Orlando, M. & Roberts, D. (Eds.), *Turbidites: Models and Problems*. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 733-755.

**Mutti, E.; Tinterri, R.; di Biase, D.; Fava, L.; Mavilla, N.; Angella, S. & Calabrese, L. (2000)** – Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, 13, 165-190.

**Mutti, E.; Tinterri, R.; Remacha, E.; Mavilla, N.; Angella, S. & Fava, L. (1999)** – An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *AAPG Course Notes*, 39, 93 pp.

**Muzzi Magalhaes, P., (2009)** - Stratigrafia fisica ed analisi di facies della Formazione Marnoso-arenacea affiorante fra le valli del Santerno e del Savio (Langhiano-Serravaliano, Appennino settentrionale, Italia). Ph.D. Thesis, Università di Parma, Italy.

**Muzzi Magalhaes, P., Tinterri, R., (2010)** - Stratigraphy and depositional setting of slurry and contained (reflected) beds in the Marnoso-arenacea formation (Langhian-Serravallian) Northern Apennines, Italy. *Sedimentology* 57, 1685–1720.

**Normark, W.R. (1970)** - Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin*, 54, 2170-2195.

**Normark, W.R. & Piper, D.J.W. (1991)** - Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record. In: Osborne R.H. (Ed.), *From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard*. *SEPM Spec. Publ.*, 46, 207-230.

**Normark, W.R.; Posamentier, H. & Mutti, E. (1993)** - Turbidite systems: State of the art and future directions. *Rev. Geophys.*, 31, 91-116.

**Parson, J.D., Schweller, W.J., Stelting, C.W., southard, J.B., Lyons, W.J., Grotzinger, J.P. (2002)** - A preliminary experimental study of turbidite fan deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 619-628

- Patacca E., Scandone P., (1989)** - Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B., Vai G.B. (eds.) "The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research". It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Rome, 5-6 May 1987), Atti Conv. Lincei, 80, 157-176.
- Patacci, M., Haughton, P.D.W., McCaffrey, W.D., (2015).** Flow behaviour of ponded turbidity currents. *J. Sediment. Res.* 85, 885\_902.
- Patacci, M., Haughton, P. D. W., & McCaffrey, W. D. (2014).** Rheological complexity in sediment gravity flows forced to decelerate against a confining slope, Braux, SE France. *Journal of Sedimentary Research*, 84(4), 270–277. <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.26>
- Piazza, A., Tinterri, R., (2019)** - Mass-transport Deposits in the Foredeep Basin of the Miocene Cervarola Sandstones Formation (Northern Apennines Italy)
- Piazza, A, Tinterri, R., (2020).** Cyclic stacking pattern, architecture and facies of the turbidite lobes of the Macigno Sandstones Formation (Chattian-Aquitainian, northern Apennines, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 122
- Pickering, K.T. & Hiscott, R.N. (1985)** - Contained (reflected) turbidity from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32, 373-394.
- Pickering K.T., Hiscott R.N., Hein F.J. (1989)** – “Deep Marine Environemnt”. Unwin Hyman, London, 416 pp.
- Pickering, K.; Stow, D.; Watson, M. & Hiscott, R. (1986)** - Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 23, 75-174.
- Piper, D.J.W. & Normark, W.R. (2001)** - Sandy fans-from Amazon to Hueneme and beyond. *AAPG Bull.*, 85, 1407-1438.
- Pizzati, V., Tinterri, R. (2022)** “The influence of confining morphology on lateral and vertical facies distribution on turbiditic lobe and interlobe deposits (Firenzuola system, Marnoso-arenacea Fm.)” Bouma Virtual Conference; Oral Contribution
- Pizzati, V., Tinterri, R. (20230)** “The influence of confining morphology on lateral and vertical turbiditefacies distribution (Firenzuola turbidite system, Marnoso-areancea Formation, Italy)” 36th IASMeeting of Sedimentology - Poster Contribution
- Postma, G. (2011)** – Sediment gravity flow. In: Singh, P., Haritashya, U.K. (Eds.), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Pringer, pp. 1005-1010.
- Postma, G. and Cartigny, M., J., B. (2014)** - Supercritical and subcritical turbidity currents and their deposits - A synthesis. *Geology* 42, 987-990.

- Postma, G. and Kleverlaan K. (2018)** - Supercritical flows and their control on architecture and facies of small-radius sand-rich fan lobes. *Sedimentary Geology* 364, 53–70.
- Postma, G., Nemeč, W., Kleinspehn, K.L., (1988)** – Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58, 47-61
- Postma, G., Cartigny, M.J.B., Kleverlaan, K., (2009)** - Structurless, coarse-tail graded Bouma Ta formed by internal hydraulic jump of the turbidity-current. *Sedimentary Geology*, 219, 1-6
- Prelat, A., Covault, J.A., Hodgson, D.M., Fildani, A., Flint, S.S. (2010)** – Intrinsic controls on the range of volumes, morphologies, and dimensions of submarine lobes. *Sedimentary Geology*, 232, 658-674
- Prélat, A., Hodgson, D. M., & Flint, S. S. (2009)** - Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology*, 56(7), 2132–2154
- Prélat, A., Hodgson, D.M., (2013)** - The full range of turbidite bed thickness patterns in submarine lobes: controls and implications. *J. Geol. Soc.* 170, 209–214. Prelat, A., Hodgson, D.M., Flint, S.S., 2009. Evolution, architecture and hierarchy
- Principi G. & Treves B. (1984)** – “Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema del limite Alpi-Appennini”. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 28, 548-576.
- Remacha, E. & Fernández, L.P. (2003)** - High-resolution correlation patterns in the turbidite system of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). In: Mutti, E.; Steffens, G.S.; Pirmez, C.; Orlando, M. & Roberts, D. (Eds.), *Turbidites: Models and Problems. Marine and Petroleum Geology*, 20, 711-726.
- Remacha, E., Fernandez, L.P., Maestro, E., (2005)** – The transition between sheet-like lobe and basin plain turbidites in the Hecho basin (south-central Pyrenees, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 75, 789-819
- Remacha, E., Fernandez, L.P., Maestro, E., Oms, O., Estrada, R. (1998)** – The Upper Hecho Group turbidites and their vertical evolution (Eocene, South-Central Pyrenees). In: Melendez hevia A. & Soria A. (Eds.), *15<sup>th</sup> IAS International Sedimentological Congress Field Trip Guidebook*. Alicante, 1-25
- Remitti F., Vanucchi P., Bettelli G., Fantoni L., Panini F., Vescovi P. (2010)** – “Tectonic and sedimentary evolution of the frontal part of an ancient subduction complex at the transition from accretion to erosion: The case of the Ligurian wedge of the Northern Apennines, Italy”. *Geological Society of American Bulletin*, 123, 51-70.
- Ricci Lucchi, F. (1978)** - Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain: The Marnoso arenacea of the Northern Apennines. *Geologie en Mijnbouw*, 57(4), 559-576.
- Ricci Lucchi, F. (1981)** - The Marnoso arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines. In: Ricci Lucchi, F. (Ed.), *Excursion guidebook, with contribution on sedimentology of some Italian basins*. 2nd IAS Eur. Meeting, Bologna, 229-303.

**Ricci Lucchi, F. (1986)** - The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines. In: Allen, P.A. & Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins*. IAS Special Publication, Oxford: Blackwell Scientific 8, 105-139.

**Ricci Lucchi, F. & Ori, G.G. (1985)** - Field Excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland: examples from Emilia Romagna region, Northern Apennines. In: Allen, P.; Homewood, P. & Williams, G. (Eds.), *International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guidebook*, 137-176.

**Ricci Lucchi, F. & Valmori, E. (1980)** - Basin-wide turbidites in Miocene, over-supplied deep sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology*, 27, 241-270.

**Roveri, M.; Manzi, V.; Ricci Lucchi, F. & Rogledi, S. (2003)** - Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso basin (northern Apennines, Italy): Implications for the onset of the Messinian salinity crisis. *Geological Society of America Bulletin*, 115, 387-405.

**Roveri, M.; Ricci Lucchi, F.; Lucente, C.C.; Manzi, V. & Mutti, E. (2002)** - Stratigraphy, facies and basin fill history of the Marnoso-arenacea Formation. In: Mutti, E.; Ricci Lucchi, F. & Roveri, M. (Eds.), *Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models*. Excursion Guidebook, Università di Parma and Eni-Agip Division, 64th EAGE Conference and Exhibition, Florence (Italy), 120 pp.

**Rupke N.A. (1976)** – “Large-scale slumping in a flysch basin, Southwestern Pyrenees.” *Journal of the Geological Society, London*, 132, 121-130

**Sanders, J.E. (1965)** - Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In: Middleton, G.V. (Ed.), *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*. SEPM Spec. Publ., 12, 192-219.

**Shanmugam, G.; Lehtonen, L.R.; Straume, T.; Syversten, S.E.; Hodgkinson, R.J. & Skibeli, M. (1994)** - Slump and debris-flow dominated upper slope facies in the cretaceous of the Norwegian and northern North Sea (61-67° N): implications for sand distribution. *AAPG Bulletin*, 78, 910-937.

**Shanmugam, G. (2000)** – 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285-342

**Schumm, S. A. (1981)** - Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. In: Etheridge, F. G. & Flores, R. S. (Eds), *Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration*. SEPM Spec. Publ., 31, 19-29.

**Simons, D.B., Richardson, E.V., Nordin Jr., C.F., (1965)**. Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*. Pacific Section SEPM, Los Angeles, CA, pp. 34\_52.

**Storti, F. & Balsamo, F. (2010)**. Particle size distributions by laser diffraction: Sensitivity of granular matter strength to analytical operating procedures. *Solid Earth*, 1(1), 25–48. <https://doi.org/10.5194/se-1-25-2010>

**Tagliaferri A. (2016)** -The tectonically confined Firenzuola turbidite system (Miocene, Marnoso arenacea Formation, northern Apennines, Italy): an example of facies variation to the basin morphology. Ph.D thesis, Università di Parma, Italy.

**Tagliaferri, A. & Tinterri, R. (2016)** – The tectonically Firenzuola turbidite system (Marnoso-arenacea Formation, northern Apennines, Italy). Italian Journal of Geoscience.

**Tagliaferri, A., Tinterri, R., Pontiggia, M., Da Pra, A., Davoli, G., Bonamini, E. (2018)**. Basin-scale, high-resolution three-dimensional facies modeling of tectonically confined turbidites: An example from the Firenzuola system (Marnoso-arenacea Formation, northern Apennines, Italy). AAPG Bulletin 102, 1601–1626.

**Talling, P.J.; Amy, L.A.; Wynn, R.B.; Peakall, J. & Robinson, M. (2004)** - Beds comprising debris sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments. *Sedimentology*, 51, 163-194.

**Talling P.J.; Amy, L.A. & Wynn, R.B. (2007a)** – New insight into evolution of large volume turbidity currents: comparison of turbidite shape and previous modelling results. *Sedimentology*, 54, 737-769.

**Talling P.J.; Amy, L.A.; Wynn, R.B.; Blackbourn, G. & Gibson, O. (2007b)** – Evolution of turbidity currents deduces from extensive thin turbidites: Marnoso Arenacea Formation (Miocene), Italian Apennines. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 172-196.

**Talling, P.J., Allin, J., Armitage, D.A., Arnott, R.W.C., Cartigny, M.J.B., Clare, M.A., et al. (2015)** – Key future directions for research on turbidity currents and their deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 85, 153-169

**Terlaky, V., Arnott, R.W.C., (2014)** – Matrix-rich and associated matrix-poor sandstones: avulsion splays in slope and basin floor strata. *Sedimentology*, 61, 1175-1197

**Tinterri, R., Civa, A., Laporta, M., Piazza, A. (2020)**. Turbidites and turbidity currents. In: Scarselli, N, Jürgen, A., Chiarella, D. (Eds.), *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis*, 2nd ed., Elsevier, in press, pp. 1-38.

**Tinterri, R. & Muzzi Magalhaes, P. (2011)** – Synsedimentary structural control on foredeep turbidites: An example from Miocene Marnoso-arenacea Formation, Northern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*.

**Tinterri, R.; Muzzi Magalhaes, P.; Tagliaferri, A. (2011)** – Foredeep turbidites in the Marnoso Arenacea Formation (Northern Apennines) in *Geological Field Trips* – ISSN 2038-4947, pp. 1-132

**Tinterri, R., Drago, M., Consonni, A., Davoli, G., Mutti, E., (2003)** - Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results. *Mar. Pet. Geol.* 20, 911-933.

**Tinterri, R., Mazza, T., & Magalhaes, P. M. (2022)**. Contained-Reflected Megaturbidites of the Marnoso-arenacea Formation (Contessa Key Bed) and Helminthoid Flysches (Northern Apennines,

Italy) and Hecho Group (South-Western Pyrenees). *Frontiers in Earth Science*, 10(February), 1–31. <https://doi.org/10.2389/feart.2022.817012>

**Tinterri, R., Laporta, M., Ogata, K., (2017)** - Asymmetrical cross-current turbidite facies tract in a structurally confined mini-basin (Priabonian–Rupelian, Ranzano Sandstone, northern Apennines, Italy). *Sedimentary Geology* 352, 63–87.

**Tinterri, R., Muzzi Magalhaes, P., Piazza, A., Tagliaferri, A., (2019)** - Comparing two foredeeps: Cervarola Sandstones and Marnoso-arenacea Formations (Miocene, northern Apennines, Italy). In: 34th IAS Meeting of Sedimentology, Abstract Book, 10\_13 September 2019, Rome, p. 1601.

**Tinterri, R.; Muzzi Magalahas, P.; Tagliaferri, A.; Cunha, R.S. (2016)** – Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France). *Sedimentary Geology*.

**Tinterri, R. & Tagliaferri, A. (2015)** – The syntectonic evolution of foredeep turbidites related to basin segmentation: Facies response to the increase in tectonic confinement (Marnoso-arenacea Formation, Miocene, Northern Apennines, Italy). *Marine and Petroleum Geology*.

**Tinterri, R., Pizzati, V., Scacchia, E., (2023)** - Turbidite facies tracts as related to flow criticality and efficiency in tectonically confined basins: an outcrop perspective" 1st In-Person Bouma Conference; Abstract Book.

**Vai G. B. (2001)** – “Structure and stratigraphy: an overview.” In Vai G.B. & Martini I.P. (eds.) *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins*, 15-32.

**Van Andel T.H. & komar P.D. (1969)** – “Ponded sediments of the Mid-Atlantic ride between 22 degrees and 23 degrees north latitude.”, *Geological Society of America Bulletin*, 80 (7), 1163-1190. Van Wagoner J.C., Posameinter H.W., Mitchum R.M., vail P.R., Sarg J.F., Louitt T.S. & Hardenbol, J. (1988) - “An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.”, In *Sea-level changes: An integrated approach.*, C.G. (Eds), *SEPM Spec. Publ*, 42, 39-45.

**Van Vliet, A. (1978)** – Early Tertiary deepwater fans of Guipuzcoa, Northern Spain. In: Stanley, D.J., Kelling, G. (Eds.), *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, pp. 190-209

**Walker, R.G. (1967)** - Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. Sed. Petrol.*, 37, 24-43.

**Walker, R.G. (1978)** Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans—models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bull.*, 62, 932-966.

**Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G., Posameinter H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (1988)** – *Sea level Changes: An integrated Approach.*, *SEPM Spec. Publ*, 42, 407 pp.

**Wood, A. & Smith, A.J. (1958)** - The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grifts (upper Llandoveryan). *Q. J. Geol. Soc.*, London, 114, 163-195.