UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

XXIX CICLO - 2016

RELAZIONE TRA VARIAZIONI DI FACIES E MORFOLOGIA DEL BACINO IN SISTEMI TORBIDITICI CONFINATI

Coordinatore:
Chiar.mo Fulvio Celico

Tutor:
Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri

Dottorando: Michele Laporta

RIASSUNTO

Il progetto di dottorato finanziato da Petrobras, consiste nel confronto tra differenti sistemi torbiditici caratterizzati da un basso grado di efficienza in bacini confinati tettonicamente. Dallo studio stratigrafico e sedimentologico dei sistemi torbiditici presi in esame, sono stati sviluppati schemi di facies predittivi, dando particolare enfasi alle relazioni tra tettonica e sedimentazione e soprattutto ai rapporti tra variazioni di facies e morfologia del bacino. La letteratura riguardante i bacini di "intraslope" mostra l'importanza di questi bacini nell'intrappolare depositi sabbiosi e di conseguenza il loro alto potenziale nell'esplorazione petrolifera (Mutti et al. 2003). I sistemi torbiditici confinati tettonicamente all'interno di bacini tipo wedge-top a bassa efficienza, presi in esame nel progetto di dottorato rappresentano degli ottimi analoghi dei bacini di intraslope situati nei margini continentali passivi. Le associazioni di facies dei bacini confinati, possono essere caratterizzate da tipologie di strati che differiscono dai tradizionali schemi di facies relativi alla deposizione delle correnti di torbida (i.e. strati da ponding, strati tipo slurry e sandwich, e strati dominati da strutture trattive da bypass, vedasi Tinterri e Tagliaferri, 2015). Inoltre la letteratura recente mostra come questi bacini possono essere caratterizzati da una ben determinata tipologia di riempimento (Prather et al. 1998; 2000 e Sinclair e Tomasso, 2002).

Di conseguenza gli obiettivi del lavoro di tesi sono stati: 1) Mettere in evidenza le variazioni di facies sia laterali che verticali; 2) Descrivere le facies e i processi relativi ai facies tract, dando risalto anche alle modalità di riempimento dei bacini di intraslope, come descritti da Prather et al. (1998) e Sinclair e Tomasso (2002). Le aree che presentano caratteristiche idonee al progetto e che sono state oggetto di studio del dottorato sono:

1 - Arenarie di Ranzano (Placca della Val Pessola, Appennini settentrionali, Eocene superiore - Oligocene inferiore).

2 - Formazione di Castagnola (Bacino Terziario Piemontese Orientale, Italia nord-occidentale, Oligocene superiore - Miocene inferiore).

3 – Arenarie d'Annot (Onlap di Braux, Francia sud-orientale, Eocene superiore – Oligocene inferiore).

In ciascuna area di studio si è proceduto alla misurazione strato a strato di sezioni stratigrafiche mediante l'utilizzo delle unità stratigrafico deposizionali (Campbell, 1967; Bosellini et al.1989). Successivamente sono state riconosciute le facies mediante i facies tract di Mutti et al. (2003) e Tinterri e Tagliaferri (2015). Infine, è stata effettuata la correlazione stratigrafica di dettaglio seguendo l'ordine gerarchico proposto da Remacha e Fernandez (2003).

La stratigrafia fisica di dettaglio e l'analisi di facies mostrano come i depositi torbiditici studiati siano caratterizzati da ben determinate distribuzioni di facies e caratteristiche sedimentarie, che forniscono informazioni importanti riguardanti la geometria del bacino.

Sia il sistema di Ranzano che quello di Castagnola presentano la tipica successione sedimentaria dei bacini tettonicamente confinati di intraslope, con una parte basale molto confinata dove tendono a prevalere i fenomeni di ponding (fase di ponding) e una parte sommitale dove, a causa del progressivo riempimento del bacino, tendono a predominare i fenomeni di bypass delle correnti più diluite e turbolenti che possono sfuggire dal confinamento del bacino (fase di stripping).

Allo stesso modo, lo studio delle arenarie di Castagnola e delle Arenarie di Annot nel bacino di Annot (Braux) forniscono modelli di facies relativi agli onlap contro i margini del bacino, che risultano del tutto similari a quelli riportati nella Formazione Marnoso arenacea da Tinterri e Tagliaferri (2015).

ABSTRACT

This PhD thesis, which has been funded by Petrobras, consists in comparing different relatively low-efficiency turbidite systems (*sensu* Mutti et al.1995) in tectonically-confined basins. Through a sedimentological and stratigraphic study of the turbidite systems examined, predictive facies-tracts were developed, with specific focus on the relationship between tectonics and sedimentation, as well as on the relationship between facies transitions and basin morphology. The literature on confined-ponded basins in intraslope settings (divergent continental margin) shows the importance of these types of basins in the entrapment of sand and their high potential in terms of hydrocarbon and groundwater exploration and production (Mutti et al. 2003). Tectonically-confined basins in wedge-top and inner foredeep settings offer an excellent opportunity to study field analogs with facies associations similar to those described in the intraslope setting of divergent margins. Facies associations of confined basins are characterized by types of beds (i.e. contained and reflected beds, slurry and sandwich beds and coarse-grained beds dominated by bypass tractive structures) that differ from traditional facies tracts of turbidite deposits (see Tinterri e Tagliaferri 2015). Furthermore, some recent literature shows that these basins can be characterized also by well-determined basin fill (see Prather et al. 1998; 2000 and Sinclair and Tomasso, 2002). Consequently, the objectives of this work are: 1) to show that these cross currents facies tract are related to the confinement of the basin, through high-resolution physical stratigraphy and detailed facies analysis of the studied basin, 2) to discuss the facies and processes of these facies tracts with specific focus on the basin fills of the intraslope minibasin, as described by Prater et al. (1998) and Sinclair and Tomasso (2002).

The areas having sedimentary features that are suitable for this PhD thesis are the following:

1- Ranzano Sandstone (Pessola valley, Northern Apennines, Upper Eocene - Lower Oligocene).

2 - Castagnola Formation (Eastern Tertiary Piedmont Basin, North-western Italy, Upper Oligocene - Lower Miocene).

3 - Annot Sandstone (Annot sub-basin, in particular Braux onlap, South-eastern French Upper Eocene - Lower Oligocene).

In each study area, to begin with, stratigraphic sections were measured using stratigraphic-depositional units (Campbell, 1967; Bosellini et al. 1989). Then, facies recognition was performed, using the facies tracts by Mutti et al. 2003 (see Tinterri and Muzzi Magalhaes 2011) and Tinterri and Tagliaferri 2015. Finally, a detailed stratigraphic correlation was performed of stratigraphic sections measured in accordance with the hierarchy proposed by Fernandez and Remacha (2003).

The detailed physical stratigraphic and facies analysis shows that the studied deposits are characterized by well-determined facies distribution and sedimentary features, which gives important information about the basin geometry.

Based on the data obtained, the Ranzano and Castagnola systems show the typical evolution of tectonically confined basins in intraslope settings, with a confined lower part dominated by ponding processes and an upper part that, due to the progressive filling of the basin, is dominated by a "flow stripping" phase with the entrapment of coarse-grained sands and the bypass of fine-grained sediments.

Similarly, the study of the Castagnola Sandstone and Annot Sandstone (Annot sub-basin in the Braux area) has provided facies models for the onlap against the basin margin, which are similar to those developed in the Marnoso Arenacea Formation by Tinterri and Tagliaferri (2015).

INDICE

1 - INTRODUZIONE ED OBIETTIVI 1

1.1 - OBIETTIVI 1

2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE DEI SISTEMI TORBIDITICI PRESI IN ESAME 3

2.1 - L'APPENNINO SETTENTRIONALE 3

2.1.1 - Domini paleogeografici dell'Appennino settentrionale 5

2.2 - LA SUCCESSIONE EPILIGURE 6

2.3 - IL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE 9

2.4 - EVOLUZIONE TETTONICA E SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DELL'AVANFOSSA ALPINA SUD-OCCIDENTALE (Francia sud-orientale) 11

2.4.1 - La deposizione delle Arenarie d'Annot (Trilogia Priaboniana) 11

3 - I DEPOSITI TORBIDITICI 21

3.1 - EVOLUZIONE STORICA DEL CONCETTO DI TORBIDITE 21

3.2 - SCHEMI DI FACIES E CONCETTO DI FACIES TRACT 22

3.3 - EFFICIENZA DI UNA CORRENTE DI TORBIDA 25

3.4 - INNESCO DI UNA CORRENTE DI TORBIDA 27

3.5 - I SISTEMI TORBIDITICI 28

4 - IL CONTROLLO MORFOLOGICO NELLE CORRENTI DI TORBIDA 36

4.1 - DIFFERENTI TIPOLOGIE DI BACINI TORBIDITICI 36

4.2 - CARATTERISTICHE SEDIMENTARIE LEGATE AL CONFINAMENTO MORFOLOGICO 38

4.2.1 - Processi di riflessione, deflessione e ponding 38

4.2.2 - Strati tripartiti con unità intermedia tipo slurry 40

4.2.3 - Associazioni di facies che mostrano un controllo topografico nelle dinamiche del flusso 41

4.3 - MODELLI DI RIEMPIMENTO DI UN BACINO CONFINATO 42

5 - METODOLOGIA 51

6 - STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES DELLE ARENARIE DI RANZANO (BACINO DELLA VAL PESSOLA) 57

6.1 - INQUADRAMENTO DELLA VAL PESSOLA 57

6.1.1 - Inquadramento stratigrafico 57

6.1.2 - Studi precedenti 58

6.2 - STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES 59

6.2.1 - Strati guida 59

6.3 - UNITA' I (Unità Pizzo d'oca) 61

6.3.1 - Descrizione ed interpretazione 62

6.4 - UNITA' II-IV (Unità Val Pessola) 64

6.4.1 - Descrizione delle unità stratigrafiche II, III e IV 67

6.4.2 - Interpretazione delle unità stratigrafiche II, III e IV 70

6.5 - CONCLUSIONI RELATIVE AL BACINO DELLA VAL PESSOLA 75

7 - STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES DEL SISTEMA TORBIDITICO CONFINATO DI CASTAGNOLA (BTP ORIENTALE) 93
7.1 - INTRODUZIONE 93
7.2 - LA FORMAZIONE DI CASTAGNOLA 93
7.3 - STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES 95
7.4 - ANALISI DI FACIES E TIPI DI STRATI 96
7.4.1 - Megastrati 96
7.4.2 - Tipi di strati 97
7.5 - DISCUSSIONE DEI DATI 101
7.5.1 - Unità 1 102
7.5.2 - Unità 2 103
7.5.3 - Unità 3 105
7.5.4 - Unità 4 107
7.6 - RELAZIONE TRA TETTONICA E RIEMPIMENTO DEL BACINO DI CASTAGNOLA 108
7.7 - CONCLUSIONI 109

8 - STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES DELLE ARENARIE DI ANNOT NELL'AREA DI BRAUX (Bacino di Annot) 121
8.1 - PANNELLI STRATIGRAFICI E ANALISI DI FACIES 121
8.2 - UNITA' INFERIORE 122
8.3 - UNITA' SUPERIORE 123

9 - CONCLUSIONI 131

10 - BIBLIOGRAFIA 134

1 - INTRODUZIONE ED OBIETTIVI

I bacini confinati (Ponded) di intra-slope situati in corrispondenza dei margini continentali passivi, rivestono attualmente grande importanza nell'esplorazione sottomarina ed estrazione di idrocarburi (Prather 2000; Prather et al.1998, 2016; Mutti et al. 2003; Smith, 2004). Il marcato confinamento permette a questi bacini di intrappolare grandi quantità di sabbie che vengono trasportate da flussi torbiditici alimentati a loro volta da sistemi fluvio deltizi di varie dimensioni come nel caso del Golfo del Messico e del Margine passivo brasiliano, dove il confinamento è legato soprattutto alla presenza di depositi salini. I sistemi torbiditici depositati all'interno di bacini confinati interessati da un contesto tettonico di tipo collisionale (wedge-top o nella parte interna delle avanfosse) rappresentano un ottimo analogo in termini di associazioni e sequenze di facies dei bacini di intraslope e inoltre per le loro condizioni di esposizione possono essere studiati molto più agevolmente rispetto ai bacini di intra-slope. Come indicato in letteratura (Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri e Tagliaferri, 2015 cum biblio) l'interazione tra correnti di torbida e confinamento del bacino può portare ad avere diversi processi che producono differenti tipi di strati che possono andare da facies massive e tipo slurry, che indicano brusche decelerazioni delle parti dense dei flussi (Talling et al. 2012; Haughton et al. 2009; Tinterri et al. in stampa), a strati laminati di arenaria fine con strutture di riflessione e deflessione dei flussi torbiditici (Pickering e Hiscott, 1985; Kneller et al., 1991; Clayton, 1993; Haughton,1994b; Sinclair, 1994; Kneller, 1995; Kneller e McCaffrey, 1999; Remacha et al. 2005; Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010). Attraverso la stratigrafia fisica di dettaglio e l'analisi di facies, quindi, è possibile individuare queste diverse tipologie di strato tipiche del confinamento e mettere in evidenza la distribuzione di facies sia laterale che verticale, permettendo in questo modo di trarre informazioni molto importanti riguardanti la morfologia e l'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino preso in esame.

1.1 - OBIETTIVI

Il progetto di dottorato finanziato da Petrobras, consiste nello studio mediante la stratigrafia fisica e l'analisi di facies di differenti sistemi torbiditici caratterizzati da un grado di efficienza relativamente basso (nel senso di Mutti et al. 1999) in bacini confinati tettonicamente. L'obiettivo principale del progetto è quello di ottenere, mediante lo studio di successioni sedimentarie confinate, schemi di facies predittivi, dando particolare risalto ai rapporti tra variazioni di facies e morfologia del bacino. Da quanto si conosce in letteratura i sistemi torbiditici studiati in questo progetto di dottorato sono tipici di bacini confinati, in genere di tipo piggy-back, wedge-top o di

avanfosse tettoniche interne, legati in ogni caso a margini di tipo collisionale. L'importanza dello studio di tali sistemi torbiditici confinati a bassa efficienza, è dovuta alla loro elevata analogia in termini di facies con i bacini confinati di intra-slope, tipici dei margini continentali passivi, nei quali come precedentemente anticipato si concentra gran parte dell'esplorazione petrolifera attuale. Nel corso dei tre anni di dottorato sono stati presi in esame tre differenti sistemi torbiditici che presentano caratteristiche idonee al progetto e che sono riconosciuti in letteratura come tra gli esempi migliori di depositi torbiditici confinati a causa della morfologia del bacino. Questo lavoro di tesi, infatti, si inserisce all'interno di uno studio a più ampio respiro portato avanti negli ultimi dieci anni dal gruppo di sedimentologia dell'Università di Parma che ha come obiettivo lo studio delle relazioni tra sistemi torbiditici di diverso grado di efficienza e morfologia del bacino (vedasi Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010; Tinteri et al. 2012; Tinterri e Tagliaferri, 2015; Tinterri e Piazza, 2015; Tinterri et al. 2016; Tinteri et al. in stampa).
Le aree di studio del progetto sono:

1) Arenarie di Ranzano (Placca della Val Pessola, Appennini settentrionali, Eocene sup.-Oligocene inf.)
2) Formazione di Castagnola (Bacino Terziario Piemontese, Italia nord-occidentale, Miocene inf.)
3) Arenarie di Annot (Bacino di Annot, Francia sud-orientale, Eocene sup.-Oligocene inf.)

In ciascuna area di studio si è proceduto innanzitutto alla misurazione strato a strato di sezioni stratigrafiche mediante l'utilizzo delle unità stratigrafico deposizionali (Campbell, 1967; Bosellini et al.1989). Successivamente è stato eseguito il riconoscimento delle facies mediante i facies tract di Mutti et al. 2003 e Tinterri e Tagliaferri 2015 (vedasi Tinterri e Muzzi Magalhaes 2011). Infine, è stata effettuata la correlazione stratigrafica di dettaglio delle sezioni stratigrafiche misurate seguendo l'ordine gerarchico proposto da Remacha e Fernandez 2003. Dallo studio stratigrafico e sedimentologico dei sistemi torbiditici presi in esame, verranno sviluppati schemi di facies predittivi, dando particolare enfasi alle relazioni tra tettonica e sedimentazione e soprattutto ai rapporti tra variazioni di facies e morfologia del bacino. In oltre dai dati raccolti si è cercato anche di ricostruire le varie fasi che contraddistinguono il riempimento e la storia evolutiva dei bacini oggetto di studio con riferimento ai modelli di riempimento sviluppati per i bacini di intraslope descritti da Prather et al. (1998) e Sinclair e Tomasso (2002).

2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE DEI SISTEMI TORBIDITICI PRESI IN ESAME

I tre differenti sistemi torbiditici indagati dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico in questo progetto di Dottorato, hanno in comune il fatto di essere stati depositati all'interno di bacini confinati tettonicamente, tipo piggy back (Val Pessola e Castagnola nell'Appennino settentrionale) e avanfossa interna (Bacino di Annot, nelle Alpi francesi sud-orientali), formati nel corso dell'evoluzione tettonica legata all'interazione tra la placca Europa e la micro-placca Adria. Quest'interazione avvenuta a partire dal Cretaceo e che si protrae tutt'ora, ha portato alla formazione delle catene Alpina ed Appenninica. Di seguito verrà illustrato un breve inquadramento geologico della catena Appenninica, con particolare riguardo alla successione Epiligure (Arenarie di Ranzano) e al Bacino Terziario Piemontese (Formazione di Castagnola), e dell'avanfossa Alpina Sud-occidentale (Francia Sud-orientale) dove affiorano i depositi torbiditici delle Arenarie d'Annot.

2.1 - L'APPENNINO SETTENTRIONALE

La storia evolutiva dell'Appennino Settentrionale è caratterizzata dal rapporto instauratosi tra la placca Europea e la placca Africana (micro-placca Adria). Dall' Oligocene inferiore a oggi, il fronte della catena appenninica è migrato progressivamente verso nord-est determinando un conseguente restringimento dei bacini torbiditici d'avanfossa. Contemporaneamente al di sopra delle Unità Liguri si sono sviluppati bacini di wedge-top, in cui è avvenuta la deposizione della successione epiligure. La convergenza e successiva collisione tra le placche Europe e Adria (placca Africana), ha portato alla nascita della catena appenninica settentrionale. Tale interazione tra placche, può essere suddivisa in varie fasi verificatesi dal Cretaceo inferiore fino ad oggi. La formazione dell'Appennino Settentrionale è strettamente legata alla storia evolutiva della catena alpina, in particolare tra l'inizio del Cretaceo e l'Eocene superiore, e può essere divisa in varie fasi tettoniche come mostrato nello schema di Elter e Marroni (1991) e successivamente modificato da Di Biase e Mutti (2002), Fig.2.2.

A) Dal Giurassico al Cretaceo inferiore a causa dei processi tettonici distensivi tra placca Europea e placca Africana si assiste all'instaurazione e alla progressiva espansione di uno stretto bacino oceanico denominato Oceano Ligure-Piemontese (Fig.2.2A). Come conseguenza, in questa fase la sedimentazione nel Dominio Ligure risulta essere prevalentemente di mare profondo con la

deposizione di diaspri, calcari a calpionelle ed argille a palombini. Nel margine continentale della micro-placca Adria invece, la sedimentazione che interessa il Dominio Toscano ed Umbro Marchigiano è quella tipica di mare poco profondo caratterizzata quasi totalmente da depositi carbonatici (Elter e Marroni,1991).

B) Nel corso del Cretaceo Superiore si registra un primo importante cambiamento nel regime tettonico regionale (Fig.2.2B). L'Oceano Ligure-Piemontese fino a quel momento soggetto a tettonica distensiva, inizia ad essere interessato dai primi processi di convergenza, che portarono la placca Europea in subduzione al di sotto della micro-placca Adria con la conseguente deposizione dei Flysch ad Elmintoidi. Questa fase tettonica conosciuta come fase Eoalpina, porta alla formazione della catena alpina a vergenza occidentale (Fig.2.2C).

C) Completata la subduzione della crosta oceanica al di sotto della placca Africana (Adria), nell'Eocene superiore si verifica la collisione tra le due placche che coincide con la fase tettonica Mesoalpina o Ligure. Durante questa fase, al tetto delle Unità Liguri, si ha la deposizione di unità Epimesoalpine avvenuta all'interno di bacini tipo piggy-back come il Bacino Terziario Piemontese ed i Bacini Epiliguri dell'Appennino Settentrionale (Mutti et al. 1995). La successione Epimesoalpina, essendosi depositata tra il Priaboniano e il Rupeliano, quindi prima della subduzione di Adria sotto la Placca europea, non presentava ancora unità tempo equivalenti relative al riempimento dei bacini di avanfossa appenninici.

D) Tra l'Oligocene superiore e il Miocene Inferiore avviene un'altra importante variazione nel regime tettonico dell'area, poiché si verifica l'inversione del processo di subduzione che porta quindi la micro-placca Adria a subdurre al di sotto della placca Europea (Fig.2.2D). L'inversione del processo di subduzione è legata all'apertura del Bacino Balearico che di conseguenza determina la progressiva rotazione in senso antiorario del Blocco Sardo-Corso che si dirige verso la micro-placca Adria. Questa fase tettonica coincide con l'inizio dell'orogenesi Appenninica, che porta alla formazione di una catena orogenica a vergenza nord-orientale in cui in corrispondenza del progressivo spostamento dei fronti di accavallamento della catena, si generano dei bacini di avanfossa lungo il margine occidentale della Placca Adriatica, successivamente riempiti da depositi torbiditici, (Boccaletti et al. 1971, 1990 e Mutti et al. 2002). In seguito all'avanzamento del fronte di accavallamento della catena appenninica verso i settori orientali, a partire dall'Oligocene Superiore si formano progressivamente quattro zone depocentrali, corrispondenti ai bacini di avanfossa del Macigno (Oligocene superiore), Cervarola (Miocene inferiore), Marnoso-arenacea (Miocene

medio), e Laga (Miocene superiore) al di sopra delle quali si verifica in contemporanea alla loro graduale formazione la deposizione delle unità Epiliguri (Eocene Medio-Miocene superiore).

E) Nel corso della fase post-collisionale inerente all'evoluzione degli Appennini Settentrionali, si assiste ad un'altra importante fase tettonica corrispondente all'apertura del Mar Tirreno settentrionale (Burdigagliano) coeva con la migrazione dei bacini di avanfossa (Castellarin et al., 1992; Finetti et al., 2001).

2.1.1 - Domini paleogeografici dell'Appennino settentrionale

L'Appennino Settentrionale risulta essere costituito da cinque differenti domini paleogeografici, che verrano qui brevemente descritti, passando dalla zona più interna (occidentale) a quella più esterna (orientale), Fig.2.3:

-Dominio Ligure: viene a sua volta suddiviso in Dominio Ligure Interno (Giurassico medio/superiore-Cretacico inferiore) e Dominio Ligure Esterno (Cretacico superiore-Eocene medio). Il settore interno del Dominio Ligure è in parte accavallato sulle Unità Liguri esterne e in parte poggia sull'Unità Toscana. Entrambi i settori parti del Dominio Ligure sono caratterizzati dalla presenza di depositi ofiolitici di natura oceanica, che però mentre nelle Liguri Interne si trovano alla base della successione sedimentaria nella parte esterna non costituiscono con certezza la base della successione.

-Dominio Subligure: dal punto di vista tettonico è situato rispettivamente sotto Unità Liguri e sopra le Unità Toscane, per questo viene interpretato come un dominio di transizione tra la deposizione di ambiente oceanico e quella di ambiente continentale. Il Dominio Subligure è costituito essenzialmente dall'Unità di Canetolo (Eocene) composta in prevalenza da argille e calcari. Occorre dire che ancora tutt'oggi non si ha la certezza sulla reale origine del substrato e sulle unità che costituiscono questa successione.

-Dominio Toscano: è stato depositato tra il Triassico superiore e l'Oligocene ed è situato nella parte esterna della catena appenninica e insieme al Dominio Umbro-Marchigiano rappresenta la copertura sedimentaria del margine continentale della micro-placca Adria. Questa successione viene suddivisa dal punto di vista tettonico in un unità basale rappresentata dal Complesso metamorfico Apuano e in una sommitale più interna che sovrascorre sulla prima. La parte sommitale a sua volta risulta

suddivisa in una parte interna costituita dalle torbiditi di avanfossa del Macigno e da una parte esterna costituita dalle Arenarie del Cervarola.

-Dominio Umbro-Marchigiano: rappresenta la parte più esterna dell'Appennino Settentrionale. Questa successione sedimentaria è stata depositata in condizioni ambientali meno profonde rispetto a quelle del Domino Toscano e questo si riflette sulla successione che è prevalentemente carbonatica.

-Il Dominio Epiligure di cui fa parte la Formazione delle Arenarie di Ranzano e nel quale è stato svolto il lavoro di tesi, verrà descritto separatamente.

2.2 - LA SUCCESSIONE EPILIGURE

Le Unità Epiliguri (Eocene medio-Miocene superiore) affiorano sottoforma di depositi sedimentari isolati lungo la catena dell'Appennino Settentrionale rappresentando quello che rimane di una successione silicoclastica estesa dal settore orientale del Bacino Terziario Piemontese a nord-ovest fino all'area dell'Appennino bolognese a sud-est. Il termine di successione Epiligure venne introdotto in riferimento a successioni sedimentarie depositate in discordanza tettonica al di sopra delle sottostanti unità Liguri, e all'interno di piccoli bacini indipendenti tra loro, durante l'avanzamento del fronte Appenninico verso i settori nord-orientali, con relativa migrazione dei bacini di avanfossa (vedasi Ricci Lucchi e Ori, 1985; Fig. 2.5).

Dal punto di vista geodinamico questi bacini presentano caratteristiche simili a bacini di tipo piggy back, thrust-top, wedge-top, epi e perisuturali (Bally and Snelson, 1980; Boccaletti et al. 1980; Ori e Friend, 1984; Ricci Lucchi e Ori, 1985; Ricci Lucchi, 1986; Elter e Marroni, 1991).

La successione Epiligure è di fondamentale importanza per comprendere l'evoluzione geologica dell'Appennino Settentrionale. Gli studi a grande scala stratigrafico-sedimentologici (Mutti et al. 1995), bio- e litostratigrafici (Martelli et al. 1998; Catanzariti et al., 1997), e petrologici (Cibin et al., 2001, 2003), hanno portato un notevole sviluppo in merito alle conoscenze della successione Epiligure.

Dal punto di vista litologico le unità Epiliguri presentano una notevole variabilità di ambienti deposizionali, che vanno dai depositi torbiditici di mare profondo alle calcareniti di piattaforma, caratterizzati da forti variazioni laterali di facies dovute essenzialmente alla topografia del bacino

deposizionale, alla tettonica sin-sedimentaria e all'evoluzione dei sistemi di alimentazione che si riflettono sulla litologia dei sedimenti (Ogata, 2010).

La successione Epiligure viene classicamente suddivisa da Bettelli et al. (1987) in 6 differenti unità stratigrafiche. Studi più recenti hanno poi distinto la storia deposizionale della successione Epiligure in due cicli, che avrebbero avuto luogo in due bacini distinti, dal Luteziano Superiore al Burdigagliano (primo ciclo) e dal Burdigagliano al Messiniano inferiore (secondo ciclo), (Di Giulio et al. 2002; Mancin et al. 2006, Fig. 2.7). Prendendo in considerazione il settore intermedio del bacino Epiligure, collocato tra la Val Nizza e la Val Secchia, in cui è situato il Bacino della Val Pessola (area di studio del lavoro di dottorato), la successione sedimentaria relativa al primo ciclo deposizionale del Dominio Epiligure è caratterizzata dalla base al tetto da tre unità: Marne di Monte Piano, Arenarie di Ranzano e Marne di Antognola.

La formazione delle Marne di Monte Piano (Bartoniano superiore - Priaboniano; Vescovi & Rio, 1981) è costituita prevalentemente da sedimenti pelagici ed emipelagici, tra cui si distinguono le argille varicolori nella parte inferiore e marne siltose di colore grigio al tetto dell'unità. Il contatto superiore con le sovrastanti Arenarie di Ranzano è fortemente discordante e tende a ringiovanire da ovest verso a est passando dal Priaboniano superiore al Rupeliano inferiore (Cerrina Feroni et al. 2004; Di Giulio et al. 2002).

La Formazione delle Arenarie di Ranzano (Priaboniano superiore-Rupeliano superiore), che è stata oggetto del lavoro di dottorato e sarà trattata ampiamente nei capitoli successivi, è caratterizzata prevalentemente da depositi torbiditici arenaceo conglomeratici con intercalazioni caratterizzate da unità pelitiche, e corpi caotici di notevoli dimensioni (Unità di Specchio, vedasi Ogata 2010).

Il primo ciclo deposizionale della successione Epiligure si chiude con la sedimentazione delle Marne di Antognola (Rupeliano-Burdigagliano), costituite principalmente da peliti di sedimentazione pelagica in cui però si rinvengono lenti arenacee di dimensioni considerevoli. Nella parte sommitale delle Marne di Antognola va sottolineata la presenza di un'area a forte composizione silicea denominata Unità di Contignaco, che delimita le due fasi deposizionali introdotte nei lavori di Amorosi et al. (1995), Di Giulio et al. (2002) e di Mancin et al. (2006).

Il primo ciclo deposizionale Epiligure, dal punto di vista paleobatimetrico (Di Giulio et al. 2002) mostra una chiara evoluzione regressiva, partendo da ambienti batiali profondi (2000-1000 m) con la deposizione delle Marne di Monte Piano, fino ad arrivare ad ambienti batiali superiori (600-200

m) con la deposizione delle Marne di Antognola. La sedimentazione del primo ciclo sedimentario subisce una brusca interruzione con la deposizione di calcareniti di mare poco profondo (zona neritica) corrispondenti alla Formazione di Pantano, situata in netta discordanza con i sottostanti depositi del Miocene inferiore. Il secondo ciclo deposizionale prosegue con la formazione di Cigarello, prevalentemente marnoso-siltosa, per concludersi con i depositi marnosi tardo Serravalliani della Formazione di Termina.

I bacini Epiliguri vengono interpretati da Ricci Lucchi e Ori (1985) come bacini satelliti associati al grande bacino di avanfossa posto al fronte del prisma appenninico.

Il fatto però, che le unità basali del Bacino Epiligure (Marne di Monte Piano e Arenarie di Ranzano) siano state deposte tra il Bartoniano e il Priaboniano pone una problematica, poiché in questo periodo di tempo i bacini di avanfossa appenninici non si erano ancora formati.

Nello studio stratigrafico realizzato da Mutti et al. 1995 viene rivisto il significato geologico delle formazioni basali della successione Epiligure e di conseguenza anche quello delle contemporanee formazioni appartenenti al Bacino Terziario Piemontese legate all'evoluzione del limite Alpi-Appennino. Le successioni stratigrafiche estese dal Luteziano e Bartoniano sino al Rupeliano (Marne di M.Piano e Arenarie di Ranzano), affioranti nel BTP e nelle placche epiliguri dell'Appennino settentrionale sarebbero state depositate all'interno di un unico grande bacino che sutura il fronte delle Unità Liguri sul versante interno dell'arco alpino occidentale ricoprendo parzialmente anche il Gruppo di Voltri, le unità Brianzonesi e la loro zona di contatto (Mutti et al. 1995). Il bacino in esame, nell'intervallo di tempo tra il Priaboniano ed il Rupeliano, è si un bacino episuturale ma non può essere considerato Epiligure nel significato di Ricci Lucchi e Ori (1985), poiché poggia anche su unità non liguri e non presenta correlazioni con i bacini di avanfossa appenninici (Fig.2.8).

Per tentare di ovviare al problema esposto in precedenza è stato introdotto il concetto di Dominio Epimesoalpino per il Bacino M.Piano-Ranzano e il Bacino Terziario Piemontese (Mutti et al, 1995). Queste unità stratigrafiche basali rivestono grande importanza nella storia evolutiva degli Appennini perchè possono essere considerate delle unità “ponte” tra la fase Ligure o Mesoalpina e l’inizio della orogenesi appenninica in senso stretto con lo sviluppo di un sistema di avanfosse vere e proprie (Mutti et al, 1995). Gli equivalenti bacinali delle successioni epimesoalpine sarebbero ipoteticamente da ricercare nei depositi subliguri delle Arenarie del Bratica e di Petrignacola che potrebbero rappresentare dei depositi di una prima avanfossa formatasi nel Rupeliano (Elter, 1994 e

Mutti et al, 1995). La corrispondenza tra Unità Epiliguri e avanfosse appenniniche avrebbe avuto inizio, invece, con la deposizione delle Marne di Antognola (Oligocene inf.-Miocene inf.) a cui corrispondono in avanfossa le torbiditi del Macigno.

2.3 - Il BACINO TERZIARIO PIEMONTESE

Il Bacino Terziario Piemontese (BTP) è situato nell'area di giunzione tra catena alpina e catena appenninica. Risulta, infatti, delimitato a sud e a ovest dalle Alpi occidentali e a Nord dall'estremità nord-occidentale dell'Appennino Settentrionale (Fig. 2.1B e 2.9). Il substrato del BTP è costituito da unità alloctone alpine e appenniniche, all'interno di una zona di sutura immergente verso sud (Gelati et al. 1993). La sua storia, iniziata alla fine dell'Eocene, si sviluppa durante l'oligocene in un contesto prevalentemente distensivo e durante il Miocene in relazione a fasi essenzialmente compressive (Dalla et al. 1994). Il Bacino Terziario Piemontese si colloca all'interno di un contesto tettonico particolarmente complesso, si tratta infatti di un bacino episuturale (nel senso di Bally e Snelson, in Bally et al. 1985), formato in una condizione di tettonica collisionale, sul retro del fronte di accavallamento dell'edificio mesoalpino sulla microplacca Adria (Gelati e Gnaccolini, 1980; Boccaletti et al. 1990;).

Essendo la deposizione del BTP contemporanea all'orogenesi appenninica, durante il quale viene traslato verso l'avampaese padano, può essere anche interpretato come un bacino di piggy-back (Ori & Friend, 1984). La successione sedimentaria del BTP poggia in discordanza su differenti tipologie di substrato, costituite da unità altamente deformate, caratterizzate da un'evoluzione tettonica differente e da diverse condizioni di metamorfismo. Da Ovest verso Est, alla base della successione del BTP sono presenti tre differenti tipologie di substrato. La parte più occidentale ha per substrato porzioni di crosta continentale europea (Unità Brianzonesi), mentre la parte centrale ed orientale poggiano rispettivamente su lembi di crosta oceanica derivanti dalla subduzione dell'Oceano Ligure Piemontese (Gruppo di Voltri) e sulla loro relativa copertura sedimentaria (Unità Liguri).

Queste differenti unità che costituiscono il substrato del bacino Terziario Piemontese, sono separate tra loro da una serie di importanti lineamenti tettonici (Celle-Sanda, Sestri-Voltaggio, Villalvernia-Varzi), che hanno esercitato il proprio controllo durante le fasi di riempimento del bacino (Ghibaudo et al. 1985).

Il BTP è costituito da potenti successioni silicoclastiche. In base alle differenti tipologie di substrato (definite in precedenza) e di conseguenza alla differente evoluzione tettonico-sedimentaria, il

Bacino Terziario Piemontese viene comunemente suddiviso in tre differenti settori (Gelati e Gnaccolini, 1998). Il settore occidentale (Langhe), a partire dall' Oligocene inferiore, registra una progressiva fase di trasgressione marina, accompagnata da una fase di subsidenza a partire dal Burdigagliano. In questo settore, dove viene ragiunto il massimo spessore di sedimenti dell'intero bacino (6000 metri circa), si ha la successione sedimentaria completa del BTP dall' Oligocene inferiore al Messiniano. Nel settore orientale (Borbera-Curone), è presente la parte stratigraficamente più bassa della successione sedimentaria del BTP, e viene registrata l'esumazione delle Unità metamorfiche ad alta pressione/bassa temperatura delle Alpi Occidentali. Nel periodo compreso tra Oligocene e Miocene inferiore, in questo settore del BTP si verifica un'importante fase di subsidenza che crea lo spazio per la deposizione di depositi torbiditici relativamente profondi. A partire dal Burdigagliano in seguito all' evoluzione tettonica del bacino, si assiste ad un inversione che porta ad avere nel medesimo settore orientale una fase di sollevamento che coincide con la deposizione di sedimenti di ambienti via via sempre meno profondi (Ghibaudo et al. 1985). Il settore centrale (Alto Monferrato), nel corso del Burdigagliano subì un progressivo sollevamento creando in questo modo una zona di alto, con depositi di piattaforma carbonatica (D'Atri, 1992;1995), che separa il settore occidentale (Langhe) del BTP dal settore orientale (Borbera-Curone).

Nel lavoro di Mutti et al. 2002 la successione sedimentaria del BTP venne suddivisa in 8 unità stratigrafiche principali, ciascuna delle quali registra un'associazione progradante-retrogradante di facies clastiche, che sono il risultato dell'alternanza di cicli di regressione-trasgressione marina (Fig. 2.9 e 2.10). Queste unità stratigrafiche informali sono il risultato dell'interazione tra tettonica, variazioni relative del livello del mare e cicli climatici. La tettonica sin-sedimentaria svolge un ruolo fondamentale nell'evoluzione del bacino, regolando l'apporto di sedimenti, le fasi di denudazione, subsidenza e sottoalimentazione (Mutti et al. 2002). Ognuna di queste unità di regressione-trasgressione (RTU) è caratterizzata alla piccola scala da unità similari di differente ordine gerarchico, costituite inizialmente da depositi grossolani a cui fa seguito la deposizione di facies fini. Le unità stratigrafiche proposte in Mutti et al. 2002 sono state sviluppate mediante l'integrazione con i dati provenienti dalla letteratura riguardante la biostratigrafia (Vervloet, 1966; Gelati et al., 1993; Aubry and Villa, 1996, Fornaciari et al., 1997), petrografia del sedimentario (Caprara et al., 1985; Cavanna et al., 1989; Gnaccolini e Rossi, 1994; Gnaccolini,1995) e analisi delle paleocorrenti (Gnaccolini, 1967; 1968; Cazzola et al., 1981). I livelli guida presi come riferimento per lo sviluppo della stratigrafia dell'intero bacino, con i quali sono stati individuati intervalli stratigrafici tempo equivalenti tra Oligocene superiore e Miocene inferiore, sono: un

livello cineritico (Strato Masseria da Cazzola et al. 1981) e una litozona silicea (Amorosi et al. 1995).

2.4 - EVOLUZIONE TETTONICA E SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DELL'AVANFOSSA ALPINA SUD-OCCIDENTALE (Francia sud-orientale)

Contemporaneamente a quanto descritto per l'Appennino settentrionale, tra l'Eocene superiore e l'Oligocene inferiore nel bacino Mediterraneo occidentale l'evoluzione geodinamica è la seguente (Séranne 1999, Fig.2.11):

Tra il Cretaceo e l'Eocene medio il movimento verso nord della placca Iberica e dei blocchi ercinici (Balearico, Sardo-corso, Calabria) porta alla collisione con la placca Europea con la formazione della catena orogenica Pirenaica (Fig.2.11A).

Nell' Eocene superiore (Priaboniano, 35 Ma) la subduzione della placca Apula verso nord ovest al di sotto della placca Iberica porta invece, alla formazione della catena Iberica Orientale (Apps et al. 2004), che contribuisce al sollevamento del Massiccio Sardo-Corso e del Maures Esterel (Francia sud-orientale) che rappresentano le aree sorgenti dei depositi torbiditici delle Arenarie d'Annot tra l'Eocene superiore e l'Oligocene inferiore. Questa formazione va a depositarsi all'interno di una avanfossa confinata posta nell'avanpaese sud-occidentale della catena Alpina (Francia sud-orientale), generata, come precedentemente descritto dalla collisione tra micro-placca Apula e placca Europea (Fig.2.11B).

Nell'Oligocene inferiore (Rupeliano superiore, 30 Ma), due eventi simultanei portano alla chiusura dell'avanfossa alpina sud-orientale e alla conseguente fine della deposizione delle Arenarie di Annot (Fig. 2.11C): A) La progressiva migrazione verso sud-est del blocco Sardo-Corso, causa lo spostamento di quelle che erano le principali aree sorgenti delle Arenarie d'Annot, B) La progressiva collisione Alpina inoltre, causa la messa in posto all'interno dell'avanfossa occidentale di falde provenienti dai settori più interni della catena (Falda Embrunais-Ubaye; Fig. 2.1 E).

2.4.1- La deposizione delle Arenarie d'Annot (Trilogia Priaboniana)

Le Arenarie d'Annot sono una formazione torbiditica prevalentemente arenacea affiorante nelle Alpi Francesi meridionali (Francia sud-orientale, Fig.2.1E). I depositi torbiditici delle Arenarie

d'Annot rappresentano il riempimento di una avanfossa tettonicamente confinata avvenuto progressivamente da Est verso Ovest, tra l'Eocene medio (Bartoniano) e l'Oligocene Inferiore (Rupeliano), in seguito alla migrazione verso occidente del fronte della catena alpina. I depositi torbiditici di questa formazione costituiscono uno dei sistemi torbiditici più studiati al mondo da dove vengono molti dei modelli di sedimentazione torbiditica disponibili in letteratura, tra cui la famosa sequenza di Bouma (Stanley, 1961; Bouma, 1962; Stanley, 1975; Ravenne and Beghin, 1983; Bouma and Coleman, 1985; Ravenne et al. 1987; Pickering and Hilton, 1998; Amy, 2000; Amy et al. 2004; Joseph and Lomas, 2004). Le Arenarie di Annot, inoltre, per caratteristiche sedimentarie e per il fatto di essere tempo-equivalenti rappresentano la controparte della parte basale della successione Epimesoalpina, depositata nell'avampaese orientale della catena Alpina (Mutti et al. 1995). Le Arenarie d'Annot vengono considerate come facenti parte della "Trilogia Priaboniana" (Nummulitica, Boussac 1912), stratigraficamente costituita dalla base al tetto da: Calcari Nummulitici, Marne Blu e Arenarie D'Annot (Fig.2.1E).

1) I Calcari Nummulitici poggiano in discordanza al di sopra dei depositi Mesozoici deformati dall'orogenesi Pirenaico-Provenzale. La discordanza è localmente marcata dalla presenza di conglomerati alluvionali (Poudingues d'Argens, Fig. 2.1E), preservati all'interno di depressioni confinate da alti morfologici. I Calcari Nummulitici comprendono carbonati bioclastici e brecce poligeniche, interpretate rispettivamente come depositi di mare poco profondo e di scarpata, depositati nel corso della trasgressione marina. Presentano uno spessore compreso tra i 50 e i 200 metri.

2) Le Marne Blu, sono depositi emipelagici di mare profondo sedimentati sopra ai Calcari Nummulitici. La transizione con le soprastanti Arenarie d'Annot è caratterizzata dalla presenza di sottili strati torbiditici di arenaria fine conosciute come Marne Brune Inferiori, e che corrispondono all'Unità inferiore illustrata nel Capitolo 8 per l'area di Braux. Lo spessore medio delle Marne Blu è di 200 metri con importanti variazioni a livello locale.

3) La Formazione delle Arenarie d'Annot è stata studiata in questo lavoro di tesi e verrà meglio approfondita nel capitolo 8. Sono depositi torbiditici sedimentati sulle sottostanti Marne Blu con cui formano delle evidenti relazioni geometriche ad onlap. Lo spessore generale varia da alcune centinaia di metri in corrispondenza degli alti morfologici, fino a più di 1000 metri nelle aree depocentrali.

All'inizio della sua storia evolutiva, il bacino di avanfossa generato dal carico litostatico prodotto dal sollevamento della catena alpina non riceveva alcuna alimentazione dalle aree marginali; questo

portò alla deposizione dei calcari nummulitici in corrispondenza della zona esterna e più superficiale di rampa. La progressiva subsidenza legata alla collisione, comunque, produsse un progressivo approfondimento del bacino che fu materializzato dalla deposizione delle Marne Blu e poi dalle torbiditi delle Arenarie di Annot.

L'avanzamento dei thrust della catena Alpina verso ovest unito alle preesistenti strutture ereditate dall'orogenesi Pirenaico-Provenzale ha generato una serie di bacini confinati all'interno di sinclinali con orientazione NW-SE, che sono stati alimentati in modo diacrono, partendo da est (Bacini di Contes-Peira Cava) fino ad ovest (Bacini di St.Antonin-Annot-Trois Eveches), Fig.2.12. In questo progetto di dottorato è stato preso in esame il bacino di Annot, in corrispondenza dell'onlap di Braux (Fig.2.1E e vedasi capitolo 8).

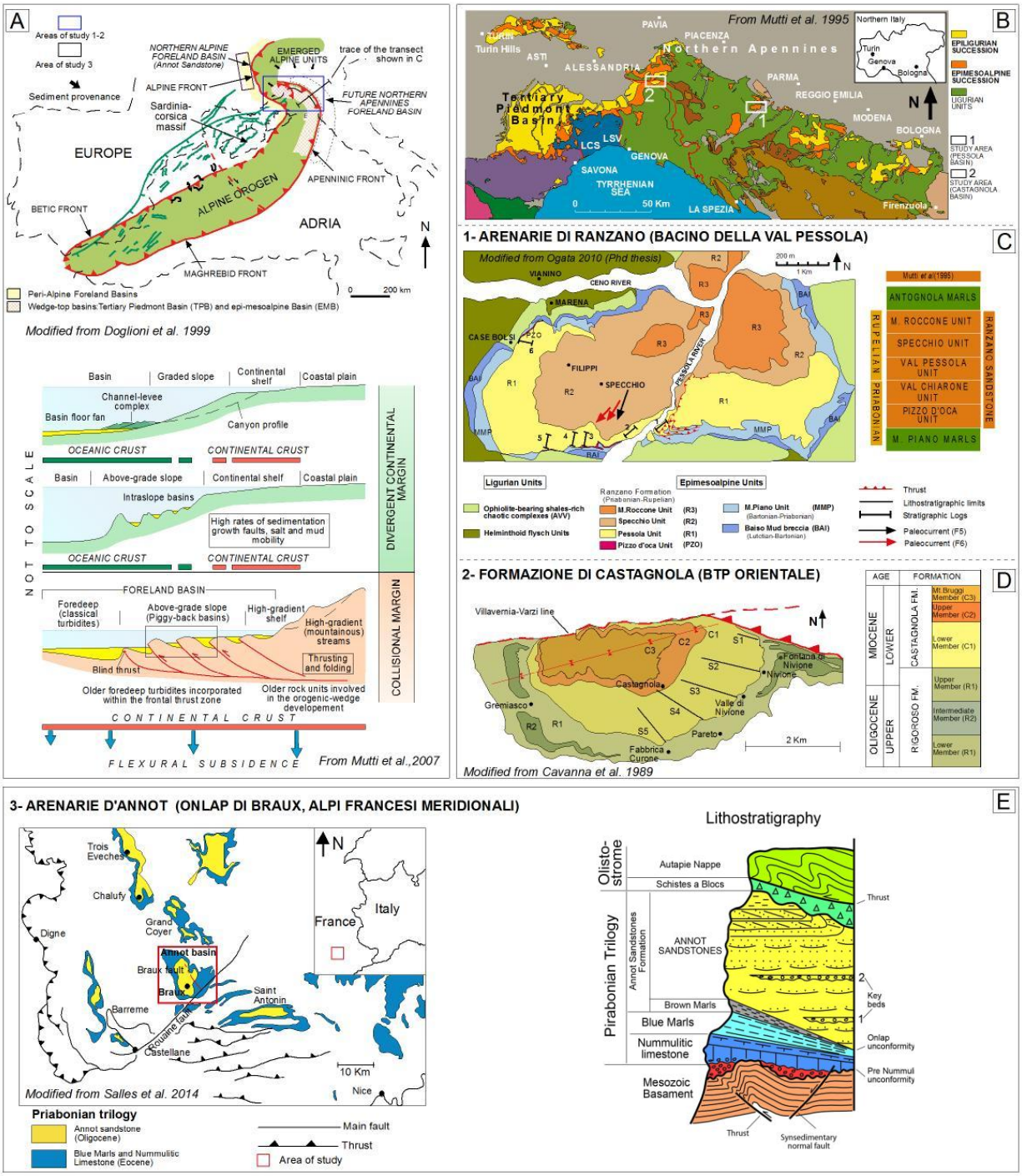


Fig.2.1: A) Ricostruzione paleogeografica dell'area mediterranea occidentale al tempo dei sistemi torbiditici presi in esame (mod. da Doglioni et al. 1999) e analogia tra i bacini confinati tipo piggy back e i bacini di intra-slope di margine passivo (da Mutti et al. 2007). B) Aree di affioramento dei depositi Epimesoalpini ed Epiliguri nell'Appennino settentrionale, in cui sono situate le aree di studio 1 (Val Pessola) e 2 (Castagnola), modificata da Mutti et al. 1995; C) Carta geologica del bacino della Val Pessola (area di studio 1), in cui viene mostrata la successione stratigrafica studiata e l'ubicazione delle sezioni stratigrafiche misurate (mod. da Ogata 2010). A lato stratigrafia delle Arenarie di Ranzano da Mutti et al. (1995); D) Carta geologica del bacino di Castagnola in cui viene riportata l'ubicazione delle sezioni stratigrafiche realizzate (mod. da Cavanna et al. 1989). Sulla destra è riportata la stratigrafia dell'area della Val Curone (da Andreoni et al. 1981 e Cavanna et al. 1989); E) Arenarie di Annot nell'area di Braux (Francia sud-orientale, area di studio 3, mod. da Salles et al. 2014); In figura viene riportata la stratigrafia delle Arenarie d'Annot (Ravenne et al. 1987).

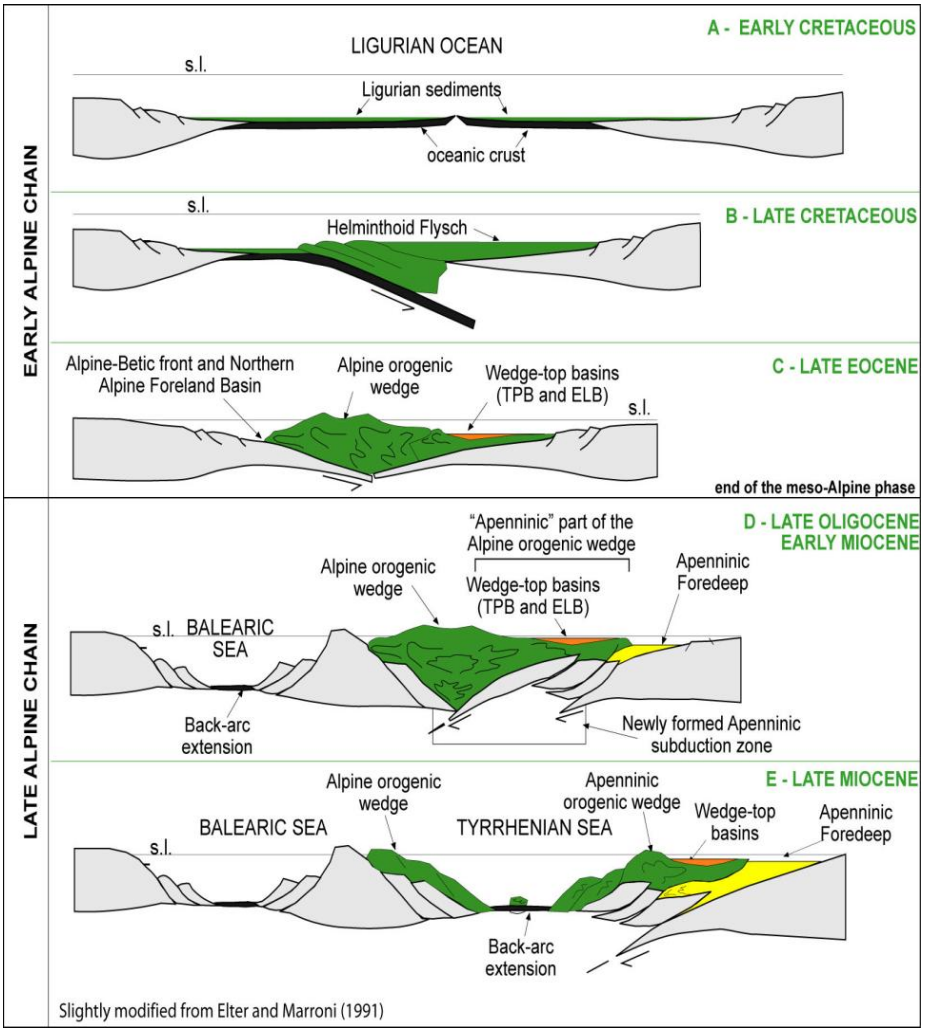


Fig.2.2: Evoluzione tettonica degli Appennini Settentrionali (Elter e Marroni, 1991, modificato da di Biase & Mutti, 2002), in cui viene anche messa in evidenza la formazione del Bacino Epiligure e del Bacino Terziario Piemontese, in cui sono collocate le aree di studio della Val Pessola e del Castagnola, prese in esame in questa tesi.

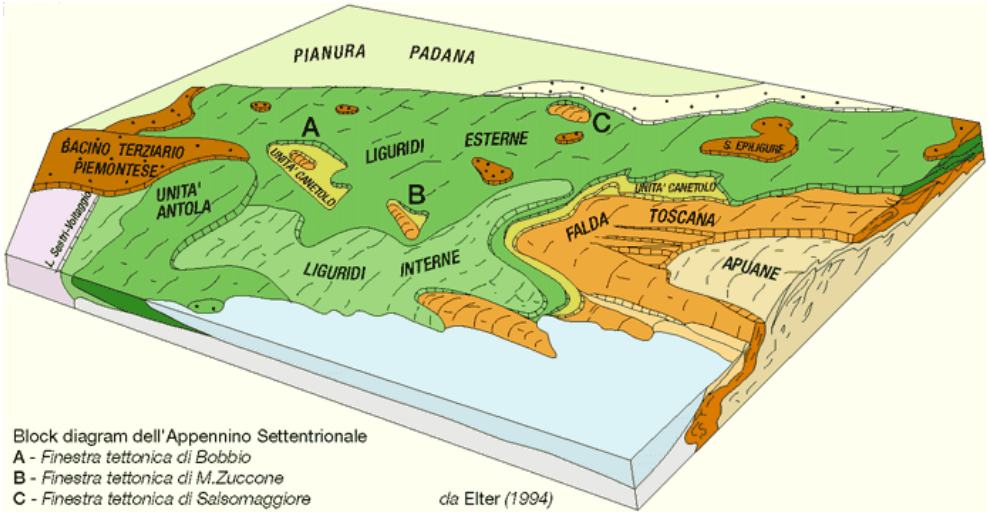


Fig.2.3: Schema illustrante i rapporti tra i differenti domini che caratterizzano la catena Appenninica Settentrionale (Elter,1994)

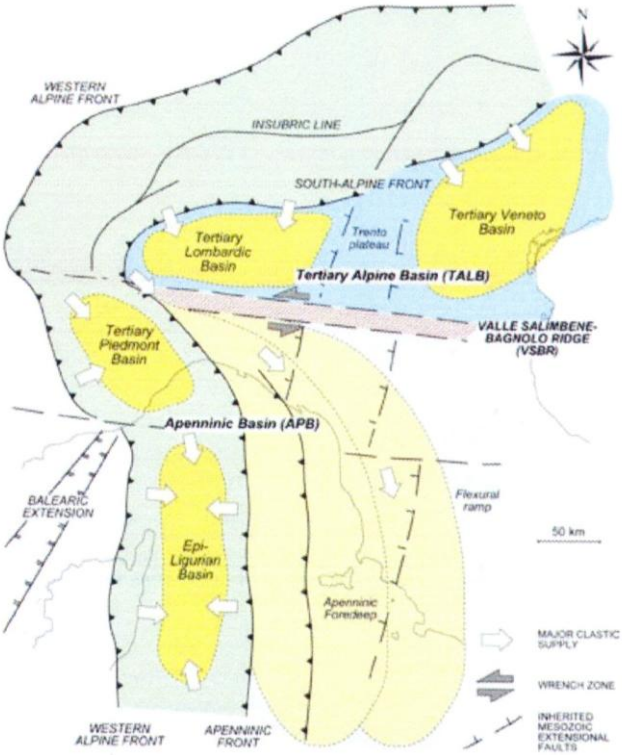


Fig.2.4: Mappa paleogeografica in cui viene mostrata la configurazione del bacino proto-adriatico tra l'Oligocene superiore e il Miocene Inferiore. In oltre è possibile notare la collocazione del Bacino Epiligure e del Bacino Terziario Piemontese (da di Biase e Mutti, 2002).

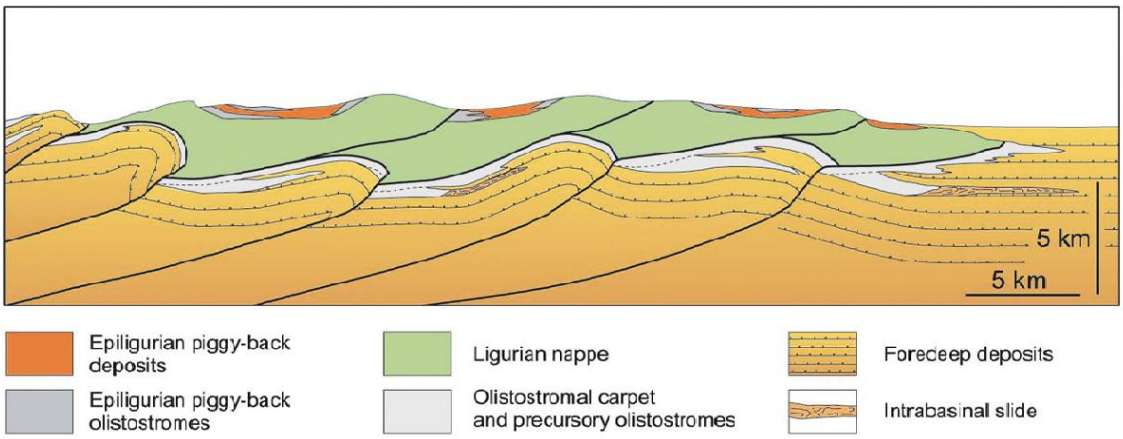


Fig.2.5: Schema in cui viene illustrata le relazioni tettoniche tra Unità Epiliguri, Unità Liguri e relativi bacini di avanfossa (Ogata,2010 Tesi di Dottorato).

AGE		EPILIGURIAN SUCCESSION	TECTONIC EVENTS
MESSINIAN			◄ INTRA-MESSINIAN
TORTONIAN	6 Termina Fm.	TERMINA MARL Claystones, marlstones, sandstones and debris-flow deposits	
SERRAVALLIAN	5 Bismantova Fm.	BISMANTOVA SANDSTONE Mudstones and interbedded mudstones-sandstones Calcarenites, biocalcarentites, sandstones, silty sandstones, silty marlstones and siltstones	◄ TORTONIAN ◄ INTRA-MIOCENE
LANGHIAN			
BURDIGALIAN			◄ BURDIGALIAN
AQUITANIAN	4 Antognola Fm.	Siliceous Lithozone ANTOGNOLA MARL	
CHATTIAN			
RUPELIAN	3 Ranzano Fm.	RANZANO SANDSTONE Specchio Unit Canossa Chaotic Complex	◄ INTRA-OLIGOCENE
PRIABONIAN	2 Monte Piano Fm.	MONTE PIANO MARL	
BARTONIAN	1 Sedimentary *Mélanges*	BAISO MUD BRECCIA	
LUTETIAN	0 Tectonic *Mélanges*	LIGURIAN UNITS	LIGURIAN PHASE

modified from Bettelli *et al.* (1987)

Fig.2.6: Tabella mostrante le principali unità della successione Epiligure e i relativi eventi tettonici (modificato da Bettelli et al.,1987)

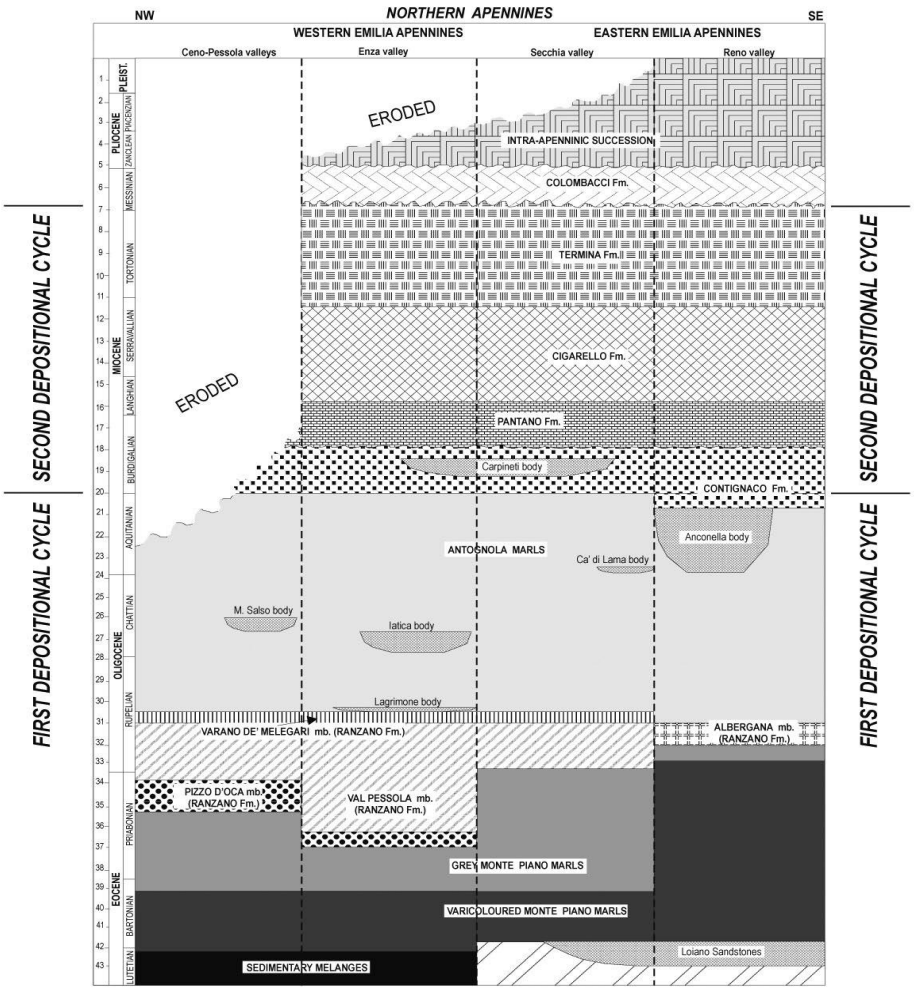


Fig.2.7: Relazioni stratigrafiche tra le unità della Successione Epiligure nelle aree delle Valli Pessola (presa in esame in questa tesi), Enza, Secchia e Reno. Sintesi dei dati cronostratigrafici da Mancin e Pirini (2001) e Cerrina Feroni et al.(2004).Da Mancin et al.(2006).

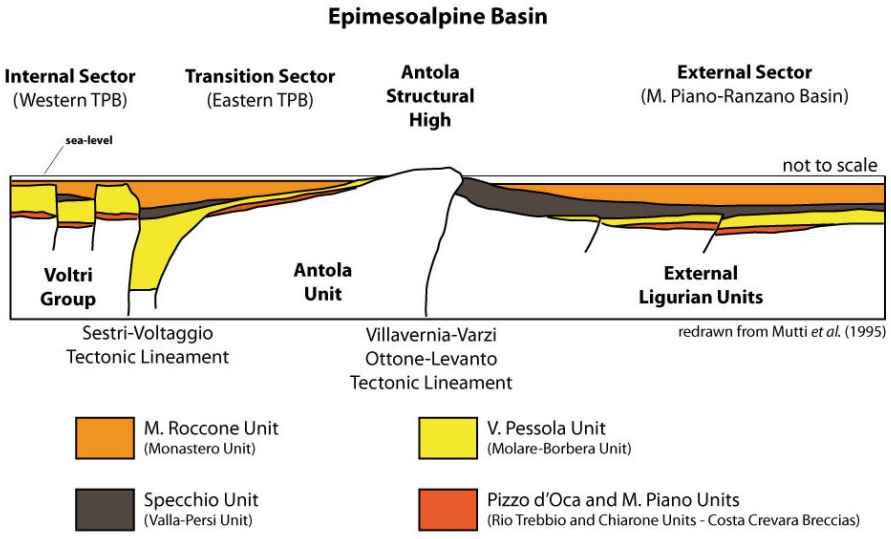


Fig.2.8: Spaccato stratigrafico ipotetico del Bacino Epimesoalpino al Priaboniano superiore (Mutti et al. 1995).

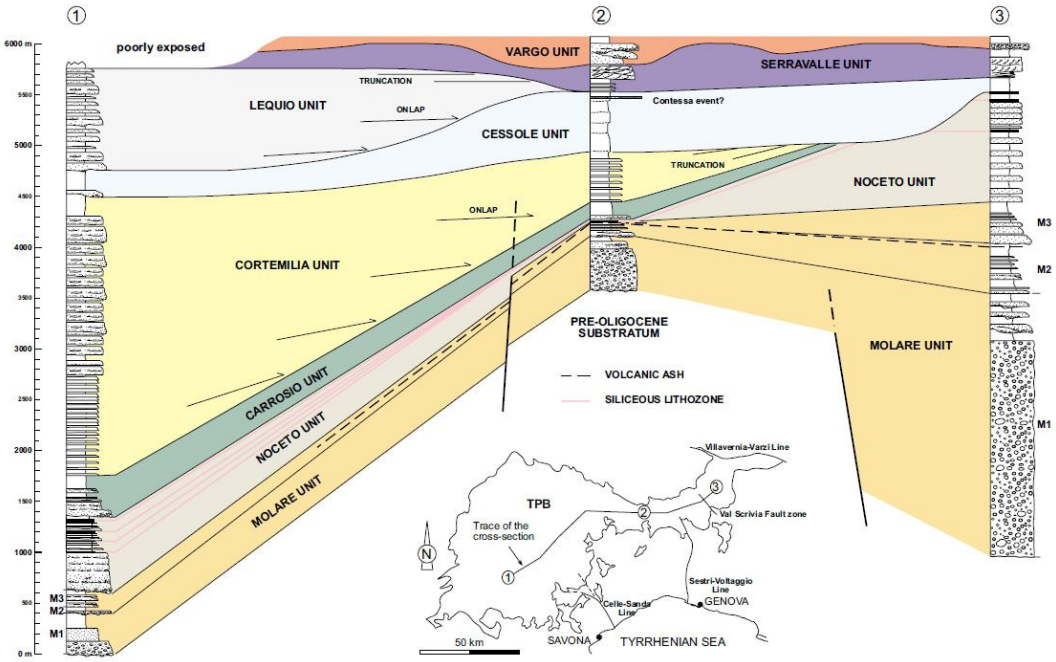


Fig. 2.9: Spaccato stratigrafico semplificato del Bacino Terziario Piemontese, in cui sono evidenziati i tre differenti settori che caratterizzano il bacino. (Mutti et al. 2002)

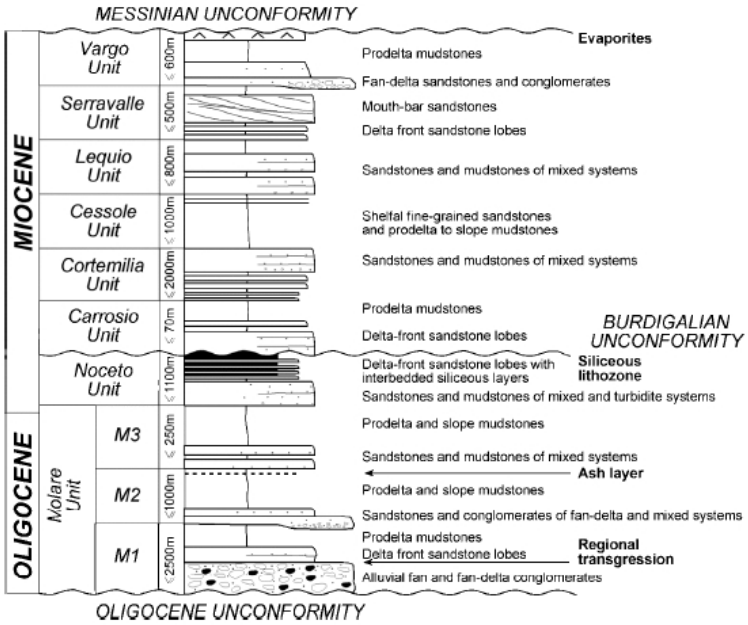


Fig. 2.10: Stratigrafia del Bacino Terziario Piemontese tra l'Oligocene e il Miocene (Mutti et al.2002).

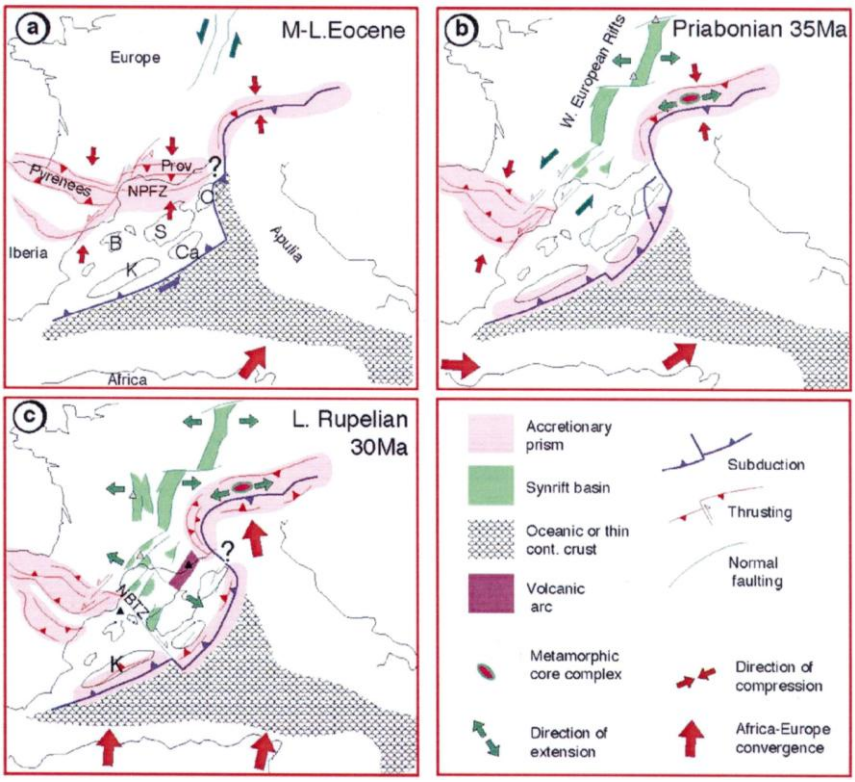


Fig. 2.11: Evoluzione geodinamica del Bacino Mediterraneo nord-occidentale tra l'Eocene medio e l'Oligocene inferiore, con particolare riferimento ai rapporti tra catena Pirenaico Provenzale e catena Alpina. Abbreviazioni: Prov: Provenza; B: Baleari; S: Sardegna; C: Corsica; Ca: Calabria. NPFZ: Zona trasforme Nord-Pirenaica; NBTZ: Zona trasforme Nord-Balearica (da Seranne 1999).

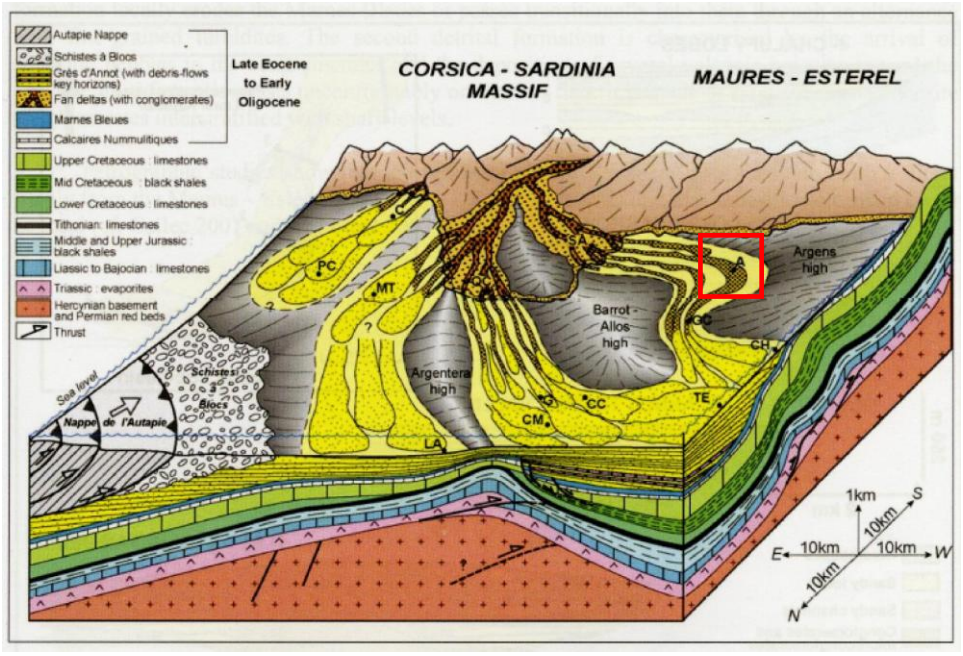


Fig.2.12: Ricostruzione del sistema deposizionale delle Arenarie d'Annot all'Oligocene inferiore (Joseph & Lomas 2004). Abbreviazioni: A: Annot; C: Contes; CC: Col de la Cayolle; CH: Chalufy; CM: Col de la Moutiere; G: Gialorgues; GC: Grand Coyer; LA: Lauzanier; MT: Mont Tournairet; PC: Peira Cava; LA: Lauzanier; QC: Quatre Cantons; SA: Saint Antonin; TE: Trois Eveches.

3 - I DEPOSITI TORBIDITICI

3.1 - EVOLUZIONE STORICA DEL CONCETTO DI TORBIDITE

Il concetto di torbidite venne introdotto per la prima volta con i lavori di Migliorini (1943) e in particolare di Kuenen e Migliorini (1950) i quali si riferirono ad un contesto tettonico collisionale riguardante i depositi di avanfossa del Macigno (Appennino Settentrionale). In questi lavori gli strati gradati a base netta sono stati interpretati come il risultato di processi di risedimentazione dovuti a correnti di torbida. Il termine vero e proprio di torbidite fu poi introdotto da Kuenen (1957). Gli studi successivi hanno portato a considerare le torbiditi come depositi di mare profondo costituiti da uno strato gradato a base netta depositato da una corrente di torbida e caratterizzato da una coppia di arenaria e pelite associata, in genere, a fanghi emipelagici contenenti fossili di mare profondo (Mutti et al.1999). Uno dei primi e tra i più famosi modelli di rappresentazione di un tipico deposito torbiditico è quello proposto da Bouma (1962), conosciuto anche come sequenza di Bouma. Questo modello è il risultato degli studi effettuati da Bouma nei depositi torbiditici terziari delle Arenarie di Annot (Alpi occidentali) e in parte anche nei depositi di avanfossa del Macigno e della Marnoso-Arenacea (Appennino settentrionale).

La sequenza di Bouma (Fig. 3.1) è composta da cinque divisioni stratali che rappresentano la decelerazione a cui va in contro una corrente di torbida. Anche se la sequenza di Bouma fa riferimento ad un singolo strato torbiditico, nel modello viene introdotto il concetto di “depositional cone” in cui risulta evidente la decelerazione del flusso che incide sull'organizzazione del deposito. Nel lavoro di Bouma (1962) veniva già considerata la decelerazione nel tempo e nello spazio subita dalla corrente di torbida, che portò poi Parea (1965) e Walker (1967) ad ampliare i concetti di prossimalità e distalità riguardanti la deposizione legata all'evoluzione di un flusso torbiditico. Bouma (1962) interpretò la sequenza deposizionale come un deposito tipico di corrente di torbida, che è una corrente turbolenta carica di sedimento, senza discutere in dettaglio i processi idrodinamici che caratterizzano le correnti. Questi processi vennero affrontati successivamente da Harms e Fahnestock (1965) e Walker (1967), i quali, tramite gli esperimenti di laboratorio, interpretarono la sequenza di Bouma, come un regime di flusso superiore per la divisioni basali “a” e “b” e un regime di flusso inferiore per le divisioni “c”, “d”, “e”.

Successivamente alla realizzazione del modello di Bouma ci si interrogò sulla natura dei processi che generano i depositi torbiditici. In alcuni studi infatti la formazione di questi depositi non veniva attribuita esclusivamente alle correnti turbolenti ma anche a processi più complessi in cui soltanto la parte laminata del deposito era il prodotto di questa tipologia di correnti. Nel modello di Sanders (1965) la deposizione delle torbiditi venne interpretata come il risultato della deposizione di un

flusso bipartito (Fig. 3.2A e B), costituito da un flusso granulare denso basale e da un flusso diluito turbolento sommitale.

Nel flusso denso basale i sedimenti grossolani sono trasportati essenzialmente attraverso una mistura ad alta densità di sedimenti e acqua sostenuta dalla sovrapressione e sottoposta allo sforzo al taglio impartito dal flusso turbolento sovrastante, dove i sedimenti fini vengono mantenuti in sospensione dalla turbolenza. Come mostrato in figura (3.2A), la parte più grossolana del carico sedimentario trasportato dal flusso denso tenderà a concentrarsi alla testa del flusso e tenderà inoltre a depositarsi all'interno delle depressioni topografiche incontrate lungo l'evoluzione sottocorrente del flusso.

La divisione "a" massiva della sequenza di Bouma rappresenta la deposizione in massa del flusso denso basale dovuta alle frizioni interne tra i sedimenti, mentre le divisioni laminate della sequenza (Tb-e) sono depositate dal flusso turbolento tramite processi di trazione più decantazione e decantazione.

Nel modello di Sanders (1965) quindi solo la parte laminata della sequenza di Bouma sarebbe stata depositata da una corrente di torbida in senso stretto. In seguito, anche Hampton (1972) dimostrò come un debris flow potesse mediante la trasformazione della testa generare delle correnti turbolente. Middleton e Hampton (1973,1976) furono tra i primi a occuparsi, tramite studi di laboratorio, della complessità delle facies e dei relativi processi deposizionali riguardanti i sedimenti di mare profondo associati alle torbiditi, introducendo il concetto di " flusso gravitativo di sedimento". Nel lavoro di Middleton e Hampton (1973) si ebbe la conferma di come gli strati gradati a base netta potevano essere generati da tipologie di flussi differenti rispetto alle correnti turbolente e venivano illustrati i principali meccanismi di sostentamento delle particelle all' interno di un flusso, che sono: turbolenza, pressione dispersiva intergranulare, sovrappressione interna, coesione della matrice (Fig. 3.3). Nello schema ad ogni meccanismo di sostentamento venne poi associato il relativo tipo di flusso, tra i quali rispettivamente si distinguono: correnti di torbida, flussi granulari, flussi fluidificati, colate di detrito. Con i lavori di Sanders (1965) e Middleton e Hampton (1973, 1976) si arrivò a considerare che con la sequenza di Bouma non era possibile descrivere interamente i depositi torbiditici e che quindi dovevano essere inclusi anche altri tipi di depositi tra quelli osservati nei sistemi torbiditici.

3.2 - SCHEMI DI FACIES E CONCETTO DI FACIES TRACT

Successivamente furono sviluppati i primi schemi di facies riguardanti le torbiditi, tra i quali è possibile eseguire una distinzione tra modelli maggiormente descrittivi come ad esempio gli schemi di Pickering et al. (1986) e Ghibaudo (1992), e modelli invece che prendono in esame il rapporto tra

i processi e le relative facies che essi generano. Questi ultimi si basano sul concetto di facies tract, definibile come l'insieme delle facies geneticamente legate tra loro che all'interno dei vari sistemi considerati registrano l'evoluzione sottocorrente di un flusso gravitativo di sedimento. Idealmente un facies tract rappresenta le facies depositate da un singolo flusso. Questi schemi sono di fondamentale importanza perché legano geneticamente tra loro facies con caratteristiche estremamente differenti. Uno dei primi modelli di facies tract fu quello sviluppato da Lowe (1982) in cui per la prima volta le classi granulometriche venivano legate alle facies e al tipo di flusso. Nel facies tract di Mutti (1992) sono invece messe in evidenza le facies indicanti bypass, caratterizzate da ortoconglomerati (F3) e da strutture trattive come megaripples (F6).

Negli anni successivi alla pubblicazione di questo schema sono state introdotte delle modifiche che coincidono con i lavori di Mutti et al. (1999 e 2003) e proprio il facies tract di Mutti et al. (2003) assieme agli schemi di facies di Tinterri e Tagliaferri (2015) sono stati utilizzati per l'analisi di facies dei sistemi torbiditici studiati in questo progetto di dottorato.

Nei facies tract di Mutti et al. (1999 e 2003), (vedasi anche Tinterri et al. 2003) viene ripreso il concetto di corrente bipartita introdotto da Sanders (1965) in cui un flusso denso basale spinto dalle forze inerziali sotto il controllo della sovrappressione interna inizia a muoversi a velocità maggiore rispetto al flusso turbolento diluito sovrastante generato dal processo di mescolamento che avviene alla testa del flusso denso basale, (Sanders, 1965; Ravenne e Beghin, 1983; Norem, Locat, e Schieldrop, 1990; Mutti et al. 1999; Mohrig e Marr, 2003; Tinterri et al., 2003). A causa della progressiva diluizione dovuta al mescolamento con l'acqua circostante e al processo di elutriazione che avviene al margine, il flusso denso basale tende a rallentare e viene "bypassato" dal flusso turbolento diluito sovrastante che prosegue la sua corsa. Nei facies tract sono messe in evidenza le variazioni di facies che possono essere presenti in uno stesso strato e che registrano l'evoluzione di un flusso gravitativo sottocorrente.

La segregazione del sedimento trasportato dal flusso è strettamente legata alle varie popolazioni granulometriche; nello schema di Mutti et al. (2003) ne vengono considerate quattro:

A) da blocchi (boulder) a piccoli ciottoli (small pebbles)

B) da piccoli ciottoli a sabbia grossolana

C) da sabbia media a sabbia fine

D) da sabbia fine a fango

Ogni facies quindi è il risultato della deposizione di una ben precisa parte di flusso la quale è in grado di trasportare una ben determinata classe granulometrica. I vari tipi di facies che compaiono all'interno del facies tract dipendono dall' efficienza del flusso cioè dalla sua capacità di trasportare

il proprio carico sedimentario e di selezionarlo in facies ben distinte ognuna delle quali caratterizzata da ben determinate strutture sedimentarie e ben determinate classi granulometriche. Nel caso dello schema di Mutti et al. (2003) le classi granulometriche più grossolane A e B vengono trasportate nel flusso basale denso mentre la classe granulometrica C può essere trasportata inizialmente all'interno del flusso denso basale e poi può venire incorporata dal flusso turbolento; la classe granulometrica D, invece, viene trasportata come carico in sospensione dal flusso turbolento. I depositi che risultano dalle correnti di torbida ad alta efficienza sono quelli meglio selezionati, in cui il carico sedimentario viene separato in un gran numero di facies (Mutti et al. 2003). Le facies che caratterizzano lo schema di Mutti et al. (2003) sono (Fig. 3.4):

Facies F2: è una facies prossimale depositata da flussi densi ghiaiosi. Il deposito risulta essere estremamente disorganizzato e mal classato con presenza di materiale molto grossolano che va dai cobbles ai pebbles immersi in una matrice sabbioso-fangosa. Questa facies può essere, quindi, descritta come una facies paraconglomeratica. In genere è il risultato della deposizione di un flusso denso iperconcentrato (Mutti 1992) o di un flusso denso in sovrappressione.

Facies F3: è una facies ortoconglomeratica caratterizzata esclusivamente da sedimenti molto grossolani appartenenti alla classe granulometrica (A), il deposito, quindi, può risultare ben classato. In generale, al di sopra degli ortoconglomerati si possono trovare sedimenti nettamente più fini, che sta a indicare un bypass da parte delle altre classi granulometriche come ad esempio le classi B e C. Generalmente la facies F3 così come la facies F2 sono il risultato della deposizione legata alla testa e al corpo dei flussi densi conglomeratici. Questi flussi hanno anche elevata capacità erosiva ed è per questo motivo che spesso nei depositi relativi a queste facies si trovano in abbondanza clasti pelitici.

Facies F5: questa facies è costituita da spessi strati di arenaria grossolana e molto grossolana generalmente mal classata o leggermente gradata. Questo tipo di facies è il risultato della deposizione di sedimento da parte di flussi densi sabbiosi che bypassano i depositi conglomeratici prossimali. Anche in questo caso sono presenti clasti pelitici all' interno degli strati che sono il risultato dell'azione erosiva esercitata dalla testa del flusso. La facies F5 è inoltre caratterizzata da strutture dovute a sfuggite d'acqua sia sin- che post-deposizionali, che mostrano come il trasporto e la deposizione del carico sedimentario in questi flussi avviene a causa della sovrappressione interna.

Facies F6: è costituita da arenaria grossolana e molto grossolana ben classata che nella parte sommitale passa bruscamente ad arenaria fine laminata (F9). Questo salto granulometrico è dovuto al bypass del flusso turbolento sommitale che conferisce a questi depositi grossolani la tipica geometria a megaripples. Questa facies è associata alla decelerazione subita dal flusso denso basale a cui fa seguito il bypass del flusso denso turbolento sommitale.

Facies F7: è costituita da arenaria grossolana caratterizzata da tappeti da trazione. Questa facies registra la deposizione di quella parte di flusso che in Mutti et al. (2003) è denominata "*near bed suspension*", cioè quella zona ad alta densità che si viene a formare alla base del flusso turbolento a causa della rapida deposizione delle arenarie grossolane e medie. Anche questa facies è legata al processo di bypass e probabilmente rispetto alla facies F6, il grado di decelerazione subito dal flusso risulta essere inferiore (Mutti et al. 2003 e Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011).
Facies F8: è una facies costituita prevalentemente da arenaria media massiva ed è il risultato della deposizione della parte basale del flusso turbolento, in cui gli elevati tassi di sedimentazione non consentono processi di decantazione e trazione efficienti.
Facies F9: è costituita da sedimenti fini principalmente arenaria fine e pelite che vengono depositati dal flusso turbolento nella parte più distale dell'area deposizionale. L'arenaria fine risulta essere ben laminata a causa di efficienti processi di decantazione più trazione.

3.3 - EFFICIENZA DI UNA CORRENTE DI TORBIDA

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 selezionarlo in facies distinte, ognuna delle quali è caratterizzata da specifiche strutture sedimentarie e popolazioni granulometriche. L'efficienza del flusso si riflette sulle tipologie di facies che costituiscono il facies tract relativo a una corrente di torbida (Fig. 3.5). Questo concetto è stato ripreso in diverse pubblicazioni tra le quali: Mutti e Johns (1978), Mutti (1979,1992), Pickering et al. (1989), Allen e Allen (1990), Mutti et al. (1994), Richards et al. (1998). L'efficienza di un flusso può dipendere dalla quantità di materiali fini trasportati (Mutti 1979, 1992), ma in generale dipende dalla capacità del flusso basale denso di trasformarsi e quindi di trasferire le varie classi granulometriche al flusso turbolento sovrastante. Il processo di trasformazione di un flusso avviene in corrispondenza della parte frontale come riportato nei lavori: Mutti et al. (1999 e 2003), Tinterri et al. (2003) e Mohrig e Marr, (2003). Una corrente di torbida può essere considerata come costituita da due principali componenti: 1) un flusso denso basale, 2) una zona di trasformazione in cui viene trasformato il flusso denso, e infine da un flusso turbolento che, a sua volta, è costituito da: a) una parte densa basale (near bed suspension) e b) una parte turbolenta sommitale (Fig.3.6). Nel lavoro di Mutti et al. (1999) i flussi torbiditici vengono classificati in base al loro grado di efficienza in tre tipologie differenti: flussi ad efficienza molto elevata, flussi ad alta efficienza e flussi poco efficienti. Quindi come mostrato in figura (3.5), questi flussi a diversa efficienza portano alla formazione di tre diversi facies tract, i quali presentano un grado di selezione delle classi granulometriche tanto più elevato quanto più è alta l'efficienza del flusso. I flussi a efficienza elevata e molto elevata hanno la capacità di trasformarsi e di segregare in

modo molto efficiente tutte le classi granulometriche e questo porta ad avere un numero maggiore di facies rispetto ai flussi a bassa efficienza.

Considerando sempre le correnti di torbida come flussi bipartiti, l'efficienza deve essere considerata separatamente per le due componenti del flusso. L'efficienza del flusso denso granulare basale dipende dal gradiente di velocità che controlla il tasso di sfuggita d'acqua e dalla quantità di fini contenuti nel flusso originario (parental flow), che ostacolano la sfuggita d'acqua. Nel flusso diluito turbolento l'efficienza dipende dall'energia turbolenta che si sviluppa dalla trasformazione dei margini del flusso denso e quindi dalla quantità di fini (popolazioni C e D) che vengono inglobati attraverso l'erosione che avviene alla testa del flusso.

Nei flussi ad efficienza molto elevata le popolazioni granulometriche grossolane vengono completamente segregate all'interno delle facies F3 e F6. I sedimenti fini vengono invece trasportati interamente in sospensione all'interno del flusso turbolento e depositati ad elevate distanze rispetto alle facies più prossimali.

Nei flussi ad alta efficienza invece solamente i sedimenti più grossolani (popolazione granulometrica (A) vengono segregati all'interno delle facies F3, mentre i sedimenti appartenenti alla popolazione granulometrica (B), piccoli pebbles-sabbia grossolana, caratterizzano depositi mal classati andando a costituire la base grossolana degli F5. Parte dei sedimenti grossolani depositati dal flusso denso basale vengono poi rielaborati dal flusso diluito turbolento sovrastante dando origine alla facies F6, caratterizzata da strutture a megaripples o alla facies F7 caratterizzata da tappeti di trazione. Queste ultime sono le facies di bypass per eccellenza che registrano il passaggio sottocorrente delle sabbie, medie, fini e delle peliti che andranno a formare le facies F8 ed F9. In particolare, la facies F8 è caratterizzata da una sabbia media massiva che è il risultato di un rapida decantazione che impedisce lo sviluppo di strutture laminate da decantazione più trazione. In Mutti et al. (1999) questo tipo di facies viene considerata paragonabile alla divisione "a" della sequenza di Bouma (1962).

Infine il trasporto ad alta efficienza dei sedimenti in una corrente di torbida si chiude con la facies più distale (F9), caratterizzata da sabbie fini e peliti depositate tramite processi di decantazione più trazione e decantazione. E' presumibile che i flussi ad alta efficienza siano generati da flussi iperpicnali legati a piene fluviali catastrofiche che entrano in mare (Mutti et al. 1999).

Nel caso dei flussi a bassa efficienza, invece, avviene soltanto una parziale segregazione delle differenti granulometrie presenti nel flusso, e questo porta ad avere depositi con un limitato numero di facies caratterizzate da una scarsa classazione. In questi casi viene a mancare la capacità del flusso denso basale di trasformarsi e di trasferire i sedimenti più fini al flusso turbolento sommitale e quindi i depositi risultanti hanno un'estensione areale inferiore a quella dei depositi torbiditici ad

alta efficienza. I facies tract relativi a questi flussi sono solitamente caratterizzati da facies grossolane come F2 e F5. Le facies più distali sono rappresentate dagli F9b, che sono degli F9 mal sviluppati poiché il flusso non ha l'energia sufficiente per erodere il fondo ed incorporare i sedimenti più fini e quindi formare flussi turbolenti efficienti di grande volume. I flussi a bassa efficienza solitamente possono essere generati da franamenti sottomarini di piccole dimensioni o da flussi iperpicnali densi come discusso da Mutti et al. (2003), (vedasi anche capitolo successivo).

3.4 - INNESCO DI UNA CORRENTE DI TORBIDA

Le correnti di torbida possono avere differenti meccanismi di innesco che causano la messa in movimento di grandi quantità di sedimento che viene successivamente trasportato e depositato a elevate profondità. Numerosi lavori sono stati incentrati sull'innesco delle correnti di torbida tra questi occorre sottolineare: Dott (1963), Pickering et al. (1989), Normark e Piper (1991), Kneller (1995), Piper e Normak (2001) e Mutti et al. (1999 e 2009). Le cause scatenanti di questi eventi catastrofici possono quindi essere: i franamenti sottomarini o gli slump a loro volta innescati da terremoti o da alti tassi di sedimentazione che possono verificarsi lungo i fronti deltizi, i flussi iperpicnali che si originano in presenza di sistemi fluvio-deltizi dominati da piene fluviali, ed infine anche da tempeste legate al moto ondoso. Nel lavoro di Mutti et al. (2009) viene sottolineata l'importanza dello studio dei meccanismi di innesco delle correnti di torbida per la comprensione delle facies torbiditiche e della loro distribuzione nei sistemi torbiditici sia moderni che fossili, anche se tutt'oggi la difficile integrazione tra i dati relativi a sistemi deltizi e i dati ottenuti nei sistemi torbiditici di mare profondo ne ostacola l'interpretazione. Come è possibile osservare dalla figura (3.7), nel lavoro di Mutti et al. (2009) si ritiene che i più frequenti meccanismi che portano alla formazione delle correnti di torbida siano principalmente i franamenti sottomarini ed i flussi iperpicnali.

Le frane sottomarine sono frequenti in corrispondenza dei margini continentali e sono responsabili dei grandi accumuli di sedimento che si verificano nei bacini di mare profondo. La conferma del legame tra grandi frane sottomarine e correnti di torbida può essere testimoniata dalla presenza all'interno dei sistemi torbiditici di unità caotiche di rilevanti dimensioni. Le modalità con cui le frane e gli slump sottomarini tendono a trasformarsi in flussi di sedimento e correnti di torbida, che presentano una certa organizzazione nel trasporto dei sedimenti, non sono ancora del tutto chiare ma secondo Hampton et al. (1996) e Canals et al. (2004) il passaggio dalle frane sottomarine alle correnti di torbida sono legate al grado di disintegrazione del materiale coinvolto e quindi alla quantità di sforzo al taglio che viene perso dal movimento franoso (vedasi anche Mutti et al. 1999).

La possibilità che le correnti di torbida possano derivare da flussi iperpicnali generati da piene fluviali, nasce dalle osservazioni effettuate da Forel (1885, 1887) in merito ai canali sub-lacustri formati dalle piene del fiume Rodano che si immette all'interno del lago di Ginevra. Da queste osservazioni si è intuito di come le piene fluviali possono essere considerate come sorgenti di flussi con un minore carico di sedimenti che si gettano in mare, tali correnti prendono il nome di flussi iperpicnali. Nei lavori di Milliman e Syvitski (1992) e Mulder e Syvitski (1995) vengono presi in esame i flussi di sedimento generati dalle piene fluviali di piccoli corsi d'acqua che agiscono nei margini continentali attivi. Questi corsi d'acqua a causa della loro ripidità e delle brevi zone di trasferimento, sono soggetti a periodiche inondazioni attraverso le quali viene incrementata la quantità di sedimenti trasportati nelle aree di mare profondo, poiché i flussi carichi di sedimento a causa della loro elevata energia riescono a superare le aree di foce.

3.5 - I SISTEMI TORBIDITICI

Agli inizi degli anni 70' parallelamente agli schemi di facies vengono sviluppati i primi schemi illustranti l'ambiente deposizionale delle torbiditi ed in particolare i primi modelli di conoide sottomarina. Tramite lo sviluppo di questi modelli si cercò di ottenere uno schema deposizionale che potesse essere valido per i diversi tipi di depositi torbiditici. Attraverso gli studi di Normark (1970) riguardanti i depositi attuali del margine continentale californiano e di Mutti e Ricci Lucchi (1972) e Mutti e Ghibaudo (1972) effettuati nei depositi sottomarini fossili dell'Appennino settentrionale e dei Pirenei centro-meridionali furono introdotti i primi modelli di conoide sottomarina. Negli anni successivi si assiste alla pubblicazione di numerosi modelli riguardanti le associazioni di facies tipiche di ambiente di conoide sottomarina sia attuale che fossile, tra questi vanno sicuramente menzionati i modelli di Mutti e Ricci Lucchi (1975), quello di Walker (1978), e anche Chan e Dott (1983), Heller e Dickson (1985) e Mutti (1985) che propose tre modelli di conoide in base all'efficienza del sistema.

Tuttavia le difficoltà nel mettere a confronto conoidi fossili a quelle attuali presenti sui fondali marini (CONFAN I e II del 1982 e del 1988) ha portato al declino nell'utilizzo dei modelli di conoide e all'introduzione del concetto di sistema torbiditico, applicabile sia ai sistemi fossili che agli attuali. Da questo momento in poi gran parte degli studi furono portati avanti attraverso il riconoscimento gerarchico delle varie unità stratigrafico deposizionali: a) facies, b) associazioni di facies c) elementi deposizionali e d) sistemi deposizionali (Mutti e Normark, 1987 e 1991). In particolare un sistema torbiditico è caratterizzato da un ben determinato numero di elementi deposizionali ognuno caratterizzato da una ben precisa associazione di facies.

Secondo Mutti e Normark (1987, 1991), vedasi anche Mutti et al. (1999; 2003; 2009), Normark et al. (1993) e Piper e Normark (2001) i principali elementi deposizionali di un sistema torbiditico sono (Fig. 3.8):
1) erosioni sottomarine a grande scala, 2) canali, 3) depositi di overbank, 4) depositi di transizione lobo canale, 5) lobi, 6) basin plain. Questi elementi deposizionali possono essere comuni sia ai sistemi attuali che a quelli fossili. Recentemente in Mutti et al. (2009) viene suggerito che anche i depositi caotici e le megatorbiditi possono essere incluse negli elementi deposizionali di un sistema torbiditico dal momento che possono rappresentare porzioni volumetriche importanti di questi sistemi.

I sistemi torbiditici possono, infine, essere paragonati a un sistema fluviale (Fig.3.9) nel senso di Schumm (1981), infatti proprio come nei sistemi fluviali sono costituiti da una zona di alimentazione, una zona di trasporto e una di deposizione. La zona di alimentazione nei sistemi torbiditici è caratterizzata dalla presenza di grandi erosioni sottomarine, dalle quali deriva il materiale trasportato dal flusso torbiditico.

Le zone di trasferimento sono invece le zone in cui il flusso trasporta il materiale raccolto e presentano il canale come elemento deposizionale distintivo. I canali possono essere caratterizzati dalla presenza di facies grossolane tipo F2 e F3 (Mutti, 1992) nel caso in cui il canale svolga la funzione di trasferimento vero e proprio, mentre sono costituiti da facies che si avvicinano maggiormente alle caratteristiche dei lobi deposizionali (F7-F8) nel caso in cui il canale registri la disattivazione del sistema; in questo caso si parla di canali deposizionali (Mutti e Normark, 1991).

Tra la zona di trasferimento e la zona deposizionale si trova la zona di transizione canale-lobo che mette in comunicazione i canali con le aree deposizionali in cui si trovano i lobi e i depositi di piana bacinale. Nella zona di transizione canale-lobo si assiste al passaggio del flusso da aree confinate ad aree non confinate che coincidono con una netta diminuzione della pendenza e costituite in prevalenza da facies tipo F5 e F6. La zona deposizionale è invece caratterizzata da lobi e depositi di piana bacinale. I lobi presentano solitamente un elevato rapporto arenaria-pelite e sono costituiti da facies tipo F7 e F8. Nei depositi di piana bacinale invece il rapporto arenaria-pelite è inferiore rispetto a quello riscontrato nei lobi e rappresentano le aree più distali del deposito torbiditico. Questi elementi deposizionali sono costituiti essenzialmente da facies F9 di sedimenti fini laminati, dove comunque, risultano molto comuni strutture che indicano fenomeni di ponding (vedasi capitolo successivo).

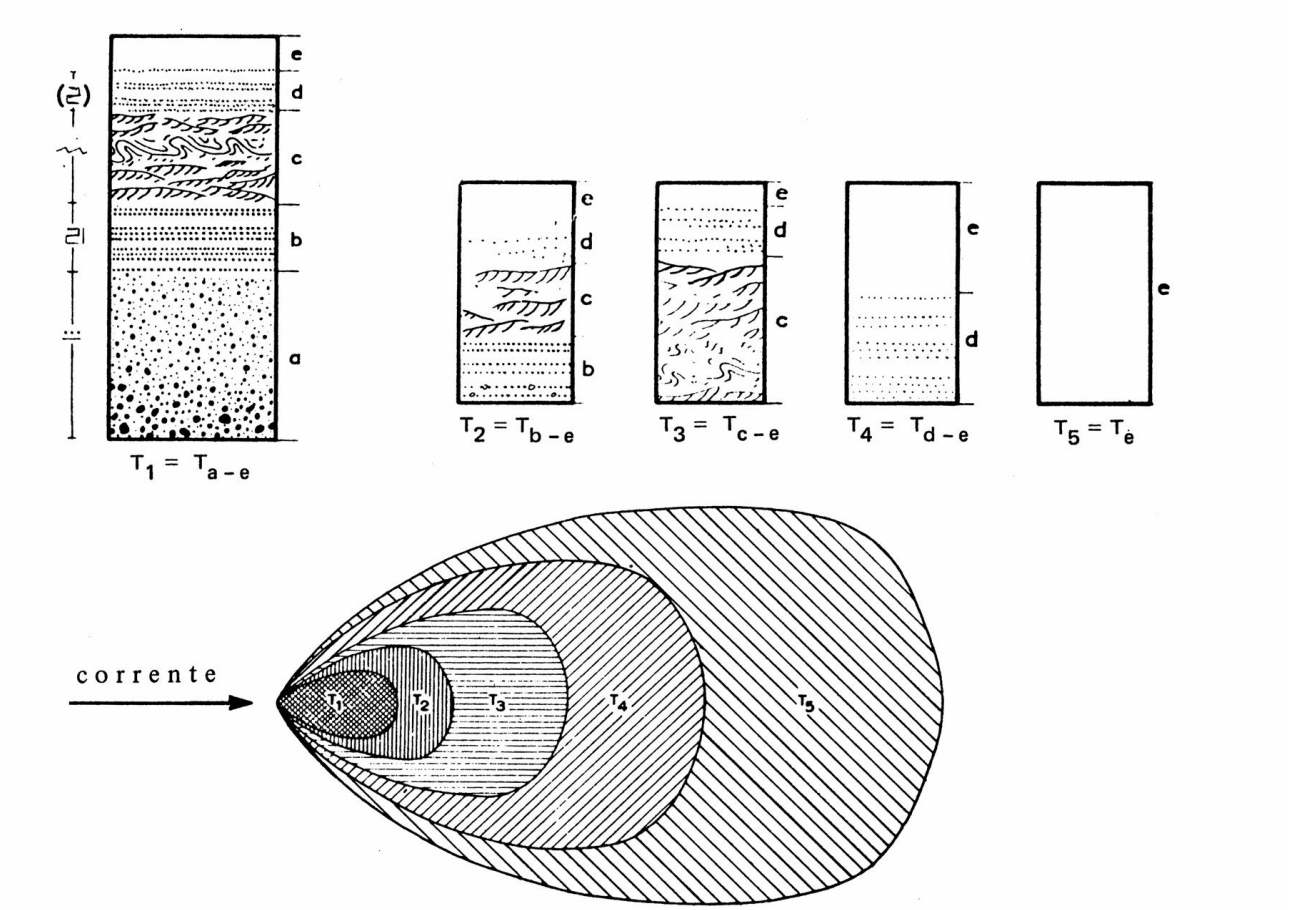


Fig.3.1: La sequenza di Bouma ed il suo sviluppo sottocorrente (Bouma, 1962)

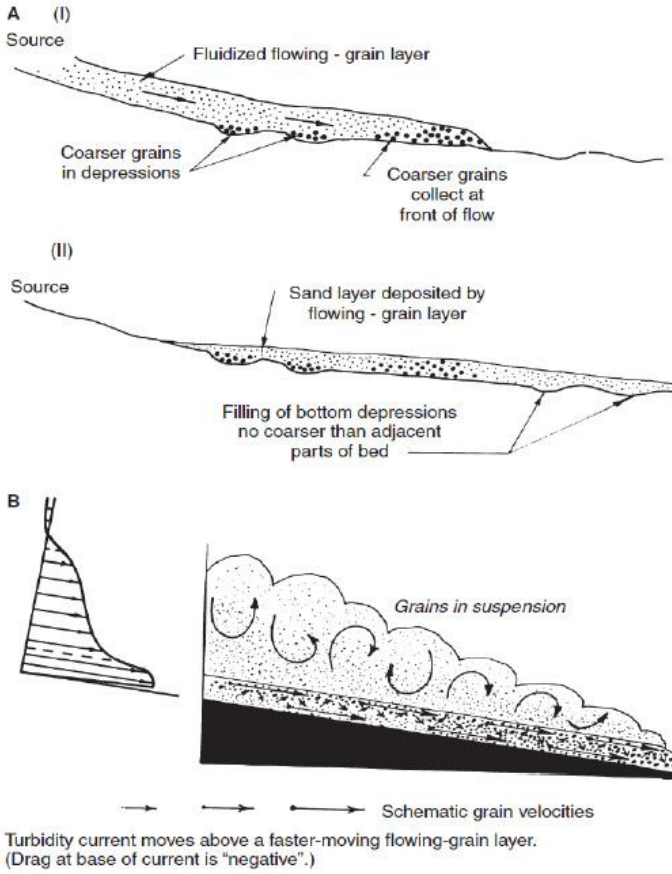


Fig. 3.2: (A) Flusso fluidificato denso granulare, (B) Profilo di velocità di una corrente di torbida (Sanders,1965)

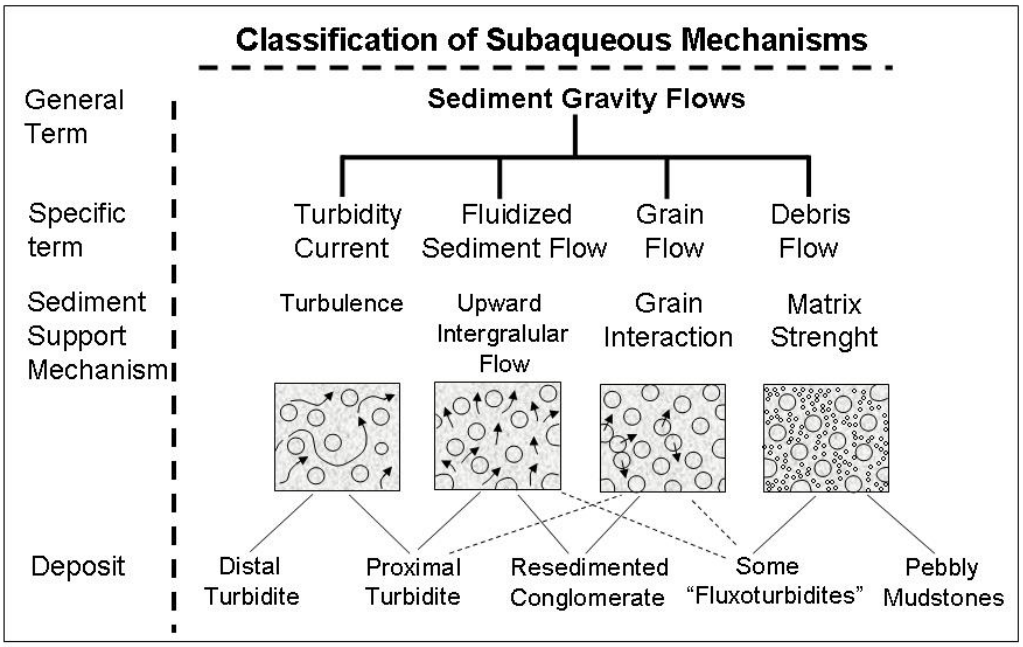


Fig. 3.3: Classificazione dei flussi gravitativi di sedimento e dei relativi meccanismi di sostentamento delle particelle (Middleton and Hampton, 1973)

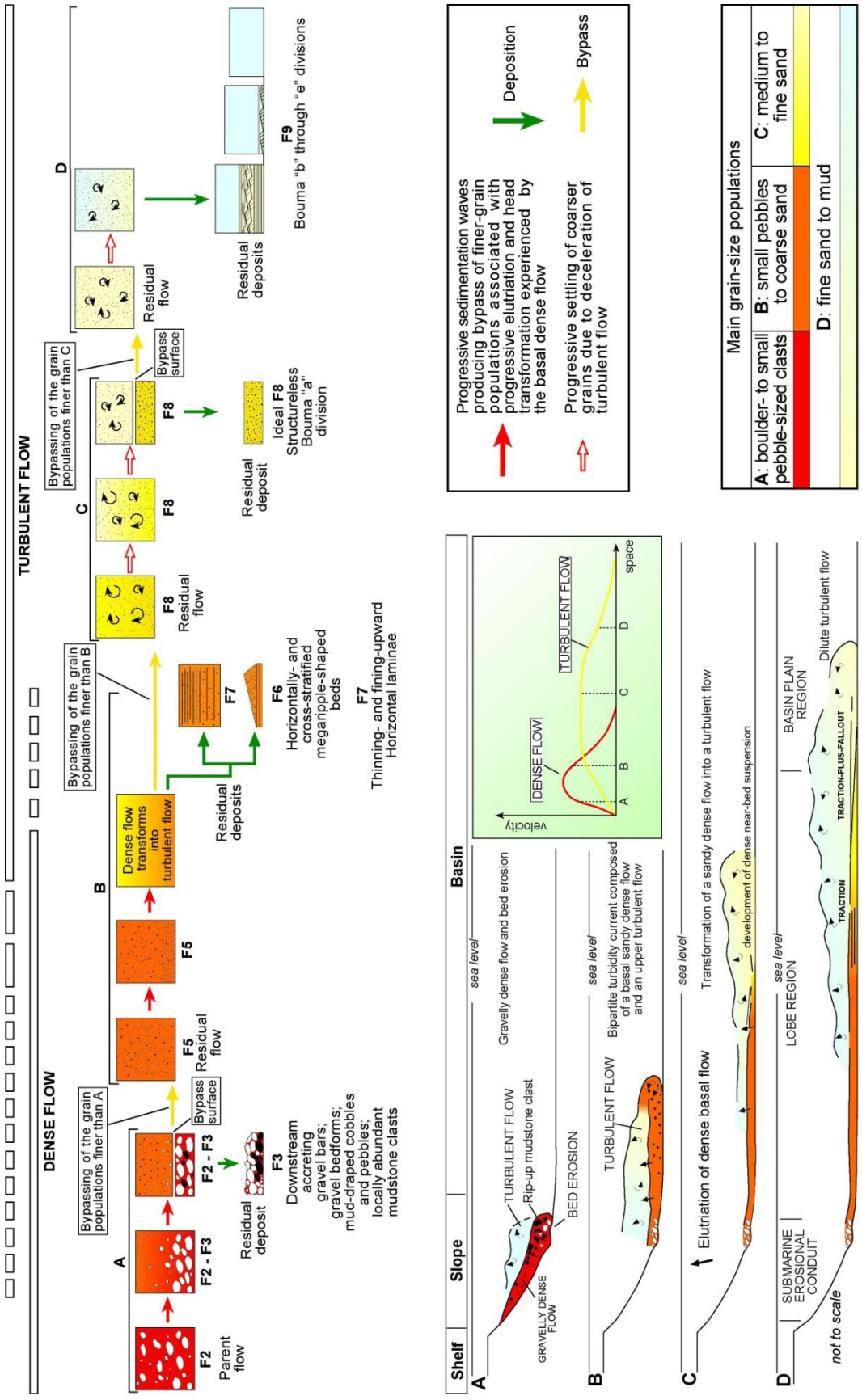


Fig. 3.4: Facies e processi relativi ad un flusso ad elevata efficienza (Mutti et al., 2003)

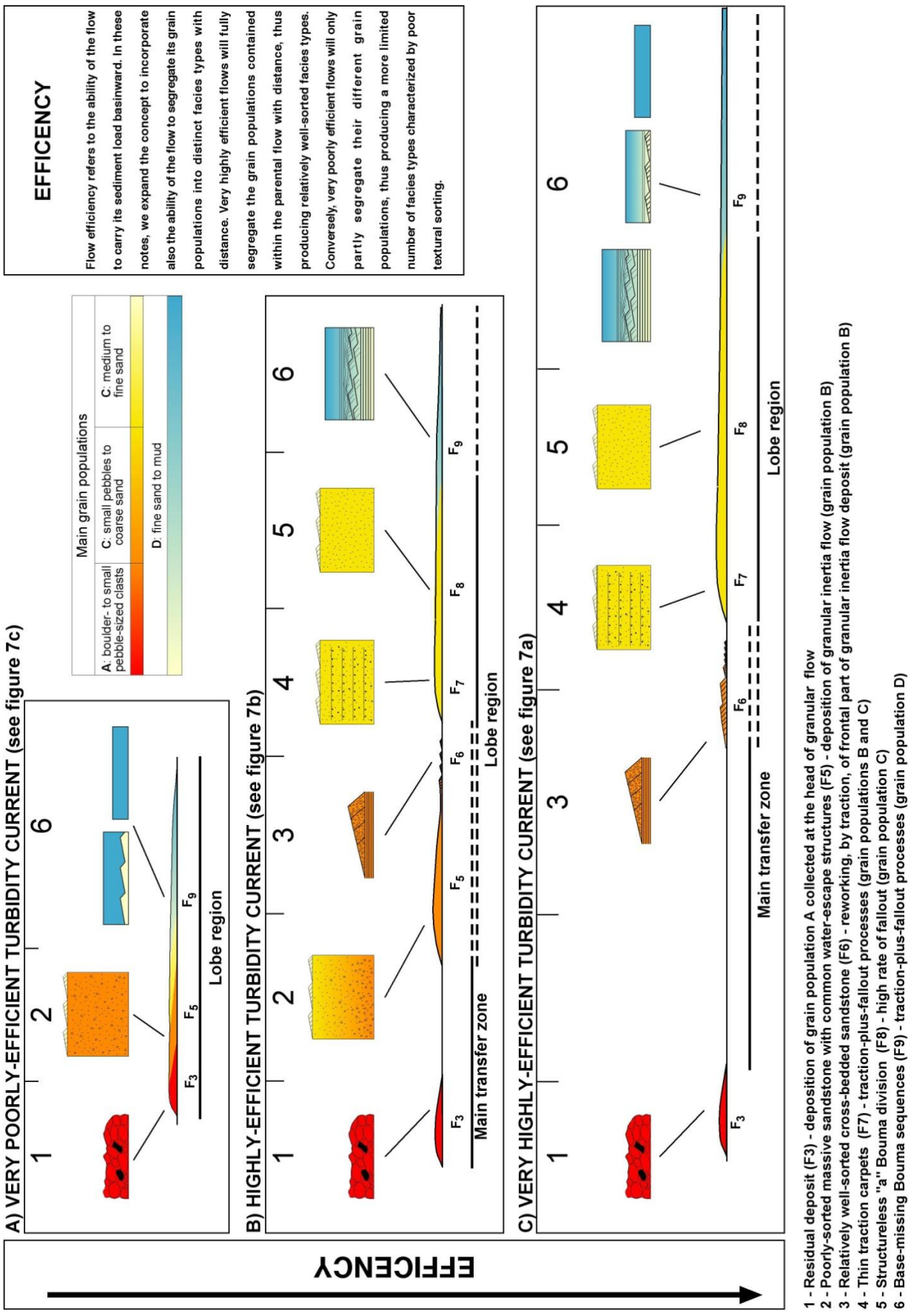


Fig. 3.5: Facies tract relativi a una corrente di torbida a efficienza bassa (A), ad efficienza elevata (B), altamente efficiente (C), (Mutti et al.,1999)

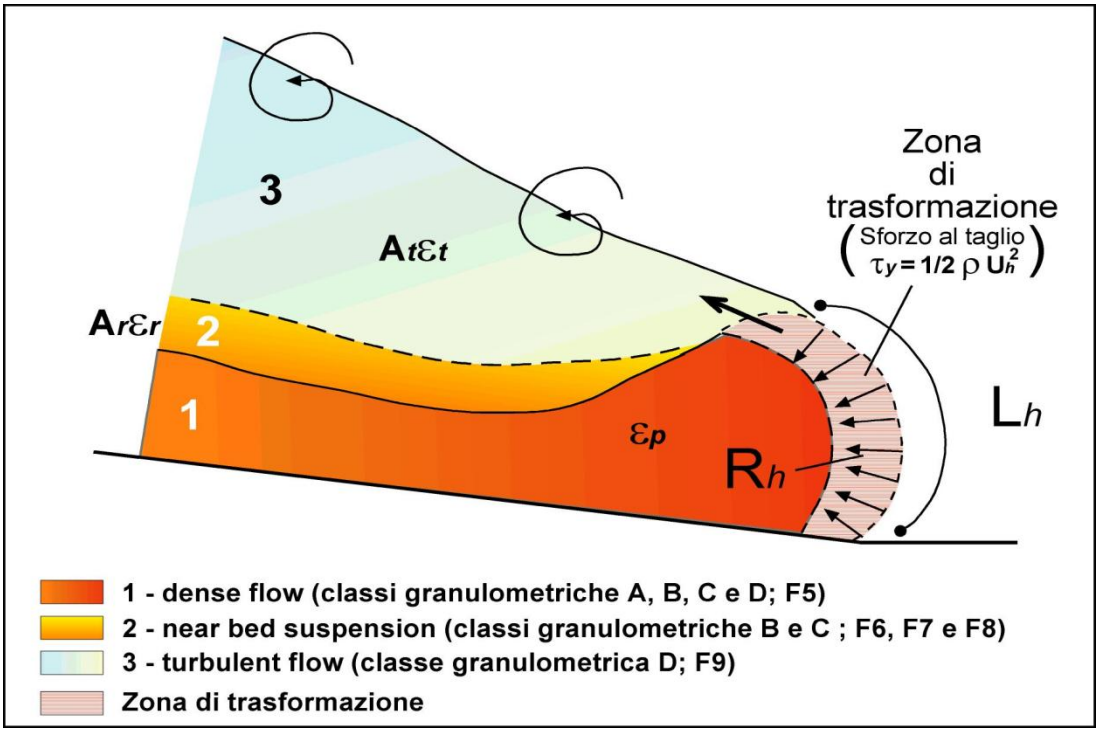


Fig. 3.6: Componenti di una corrente bipartita riprodotta in laboratorio (modificato da Mohrig& Marr, 2003).

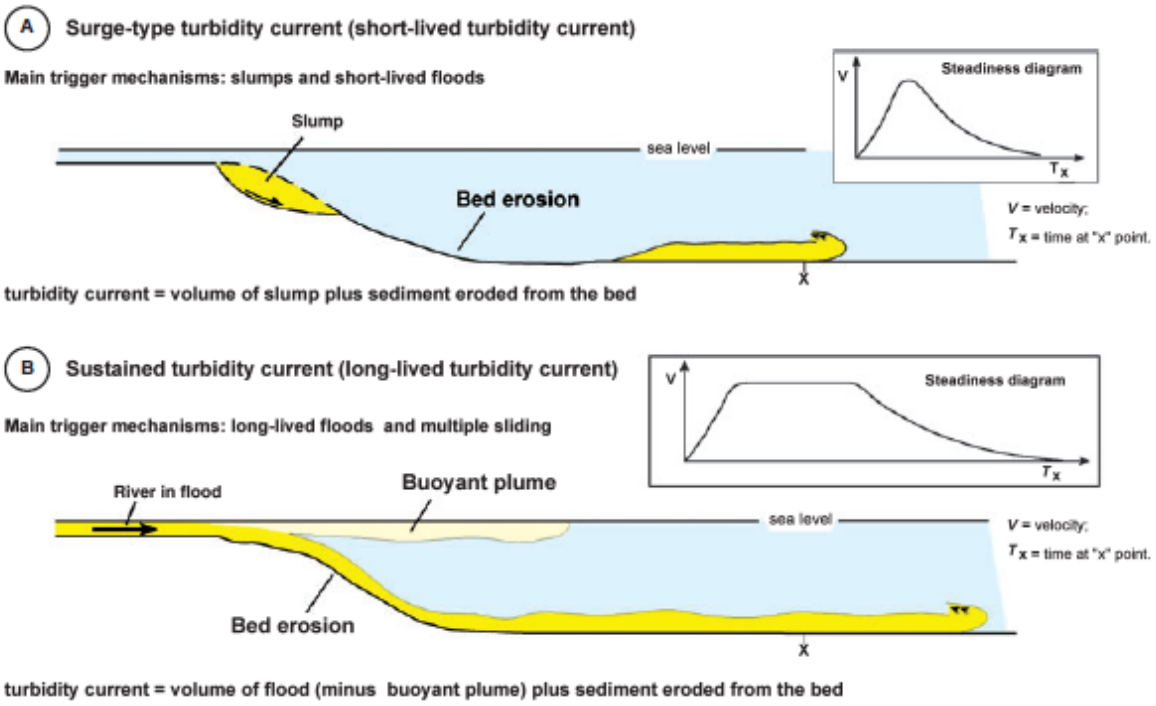


Fig. 3.7: Meccanismi principali di innesco di una corrente di torbida, (A) Slump e frane sottomarine, (B) Flussi iperpicnali (Mutti et al.,1999)

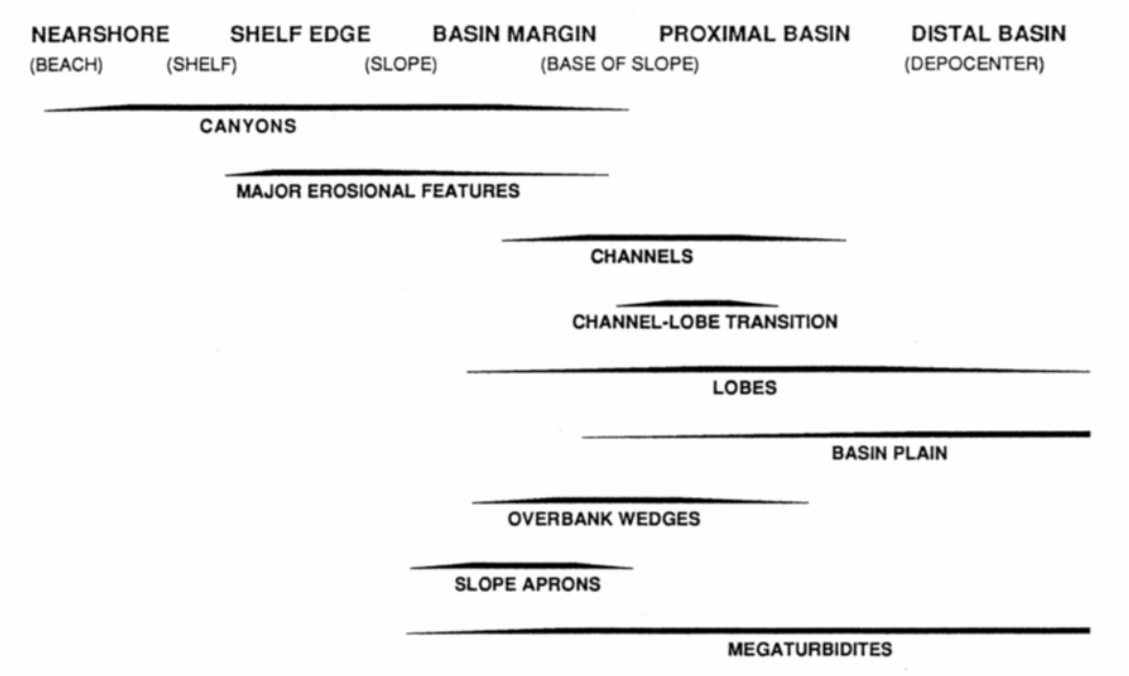


Fig.3.8: Elementi deposizionali di un sistema torbiditico (Mutti e Normark 1991 e Mutti et al. 2009)

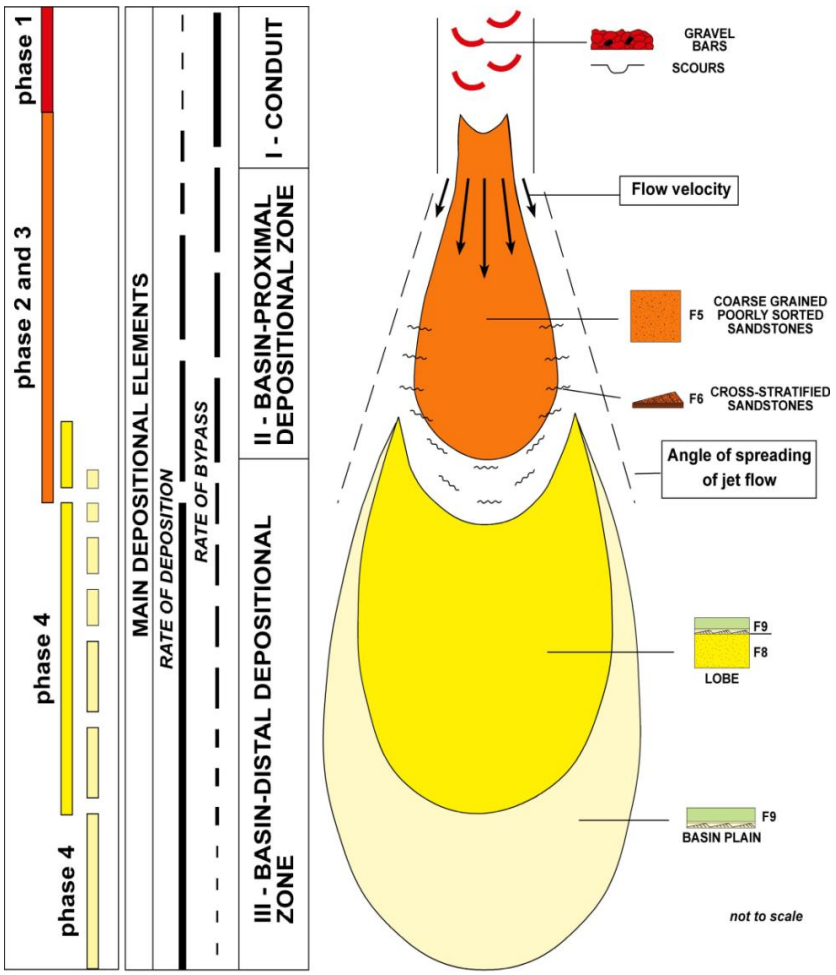


Fig. 3.9: Schema deposizionale ideale di una corrente di torbida ad alta efficienza (modificato da Mutti et al. 1999)

4 - IL CONTROLLO MORFOLOGICO NELLE CORRENTI DI TORBIDA

Il termine torbidite introdotto da Kuenen (1957) si riferiva in origine a depositi di acque profonde caratterizzati da strati gradati di arenaria depositati da correnti di torbida e riferibili ai flysch terziari dell'Appennino Settentrionale (Kuenen e Migliorini, 1950). Successivamente il significato del termine venne ampliato includendo i sistemi deposizionali di acque profonde sia moderni che fossili, in cui correnti di torbida canalizzate depositano il loro carico sedimentario sottoforma di lobi deposizionali e depositi di basin plain (Mutti e Normark 1991).

4.1 - DIFFERENTI TIPOLOGIE DI BACINI TORBIDITICI

Il contesto geologico locale, la presenza di strati arenacei gradati alternati a peliti e fanghi emipelagici e la mancanza di strutture tipiche di acque basse prodotte da moto ondoso e dalle maree, sono le conferme dell'origine di mare profondo dei depositi torbiditici (Mutti et al. 2009 cum biblio). Tra i maggiori esempi di questi depositi vi sono sicuramente le torbiditi di avanfossa degli Appennini Settentrionali e del gruppo Eocenico di Hecho (Pirenei centro-meridionali, Spagna). Le torbiditi possono comunque essere depositate in tipologie di bacino che differiscono per contesto tettonico (collisionale o divergente) o anche per la profondità dell'ambiente di deposizione.

La configurazione geomorfologica e tettonica del bacino incide fortemente sulla tipologia e sulla distribuzione delle facies, modificando talvolta in maniera importante il facies tract di un flusso torbiditico ideale precedentemente descritto (Mutti et al. 2003, vedasi Fig. 3.4). Nell'ambito di un contesto geodinamico di tipo collisionale è possibile riconoscere varie tipologie di bacini, tra le quali vi sono: piggy back, thrust-top, wedge-top, epi e perisuturali (Bally e Snelson, 1980; Boccaletti et al. 1980; Ori e Friend, 1984; Ricci Lucchi e Ori, 1985; Ricci Lucchi, 1986; Elter e Marroni, 1991).

In generale i bacini di avampaese (legati all'orogenesi) si formano al fronte di prismi di accrezione, dove lo spazio di accomodamento per la sedimentazione viene generato dalla subsidenza flessurale della placca esterna dovuta al carico operato dal prisma (Mutti et al 2003). Dalla sezione di un bacino di avampaese ispirato agli Appennini Settentrionali e ai Pirenei (Fig.4.1), è possibile notare come la sedimentazione dei depositi torbiditici possa avvenire all'interno di varie tipologie di bacini coevi tra loro:

1) Bacini di wedge-top: generalmente collocati in discordanza al di sopra di prismi di accrezione, vengono riempiti da sistemi tipo misto (vedi paragrafo 4.2) in cui le caratteristiche dei depositi torbiditici sono fortemente influenzate dalla vicinanza dei sistemi fluvio deltizi (Mutti et al. 2003b). I sistemi deposizionali che riempiono i bacini di wedge-top sono caratteristici di acque relativamente poco profonde. Generalmente questi depositi sono costituiti da lobi arenacei ad ampia

estensione laterale depositati da flussi iperpicnali prodotti da piene fluviali. Se si esclude la presenza degli HCS e di un abbondante componente fossilifera questi depositi hanno caratteristiche perfettamente comparabili con le successioni sedimentarie depositate dalle correnti di torbida tradizionali.

2) Bacini di avanfossa: sviluppati all'interno di depressioni asimmetriche prodotte dal carico che il prisma di accrezione esercita sulla placca esterna, vengono riempiti in genere da depositi torbiditici di mare profondo. Sulla base delle associazioni di facies è possibile distinguere: A) una parte **interna** di avanfossa confinata, legata alla presenza di bacini di tipo piggy-back generati dell'avanzamento dei thrust che caratterizzano i fronti di accavallamento del prisma orogenico. A causa del confinamento si verifica la deposizione di strati molto spessi di arenaria massiva, amalgamati tra loro e contenenti clasti pelitici. Questi depositi hanno generalmente una geometria lenticolare determinata dalla morfologia confinata del bacino, spesso sono associati a depositi caotici e a tipologie di strati che si differenziano da quelle che sono le sequenze di facies ideali di uno strato torbiditico. B) Una parte **assiale** che rappresenta l'area di maggior deposizione dell'avanfossa, caratterizzata dalla presenza ciclica di lobi arenacei con una geometria pressoché tabulare. C) Una parte **esterna** in cui si verifica l'onlap stratigrafico dei lobi arenacei della parte assiale contro la zona di rampa esterna (Mutti et al. 2013).

Anche se i bacini di avampaese possono avere differenti sviluppi geodinamici, configurazioni di bacino, tassi di sedimentazione, stili di deformazione e deposizione, e disposizione delle aree di provenienza del sedimento (Allen e Homewood, 1986; Covey, 1986; Ricci Lucchi, 1986), la loro evoluzione avviene generalmente secondo tre fasi:

Durante la prima fase si registra l'inizio dell'accavallamento relativo al prisma di accrezione e la conseguente subsidenza flessurale della placca in subduzione che porta al progressivo annegamento del bacino di avanfossa. Nella seconda fase si registra il riempimento del bacino ad opera di depositi torbiditici e la migrazione del depocentro dell'avanfossa dovuto all'avanzamento del prisma di accrezione. Nella fase finale si assiste in genere a una progressiva diminuzione della deposizione torbiditica che viene rimpiazzata dalla sedimentazione fluvio-deltizia e alluvionale (Covey 1986).

Recentemente si è sviluppato un filone di ricerca che ha messo in evidenza come in corrispondenza di alcune catene collisionali (ad esempio, Pirenei centro-meridionali, Spagna; Neuquen Basin, Argentina; Bacino Terziario Piemontese, Italia nord-occidentale) siano presenti bacini sedimentari riempiti da grandi quantità di sedimenti con alternanza di arenarie e peliti, definibili sempre come depositi torbiditici, che però si sono sviluppati a profondità decisamente più ridotte, prevalentemente di piattaforma e fronte deltizio (Mutti et al.1999; 2007; 2009). Depositi torbiditici sono stati individuati anche a profondità intermedie all'interno di piccoli bacini confinati

tettonicamente collocati all'interno delle zone di scarpata continentale (Fig. 4.2), definibili come bacini di intra-slope (Prather 2000; Prather et al.1998; Mutti et al. 2003; Smith, 2004). Le relazioni stratigrafiche sia laterali che verticali mettono in evidenza come depositi torbiditici collocati in ambienti di mare relativamente poco profondo siano legati all'influenza di sistemi fluvio-deltizi. Generalmente questi depositi sono costituiti da lobi arenacei ad ampia estensione laterale depositati da flussi iperpicnali prodotti da piene fluviali.

4.2 - CARATTERISTICHE SEDIMENTARIE LEGATE AL CONFINAMENTO MORFOLOGICO

L'influenza della tettonica sulla sedimentazione è stata discussa da diversi autori (Rupke, 1976; De Jager, 1979; Ricchi 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 e McCaffrey, 1999; Mutti et al., 2003; Lucente, 2004; Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010; Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri e Tagliaferri, 2015) i quali mostrano come le variazioni nelle caratteristiche del flusso indotte dalla topografia producano vistosi effetti sulla tipologia degli strati e delle facies che vengono depositate.

L'influenza della morfologia del bacino sulla deposizione si manifesta attraverso le strutture sedimentarie che caratterizzano gli strati. In particolare i depositi torbiditici confinati presentano sequenze e associazioni di facies ben determinate che si discostano dai facies tract ideali di una corrente di torbida, precedentemente illustrati. Le principali caratteristiche sedimentarie che possono testimoniare un certo legame tra controllo topografico e deposizione dei flussi sono:

a) variazioni nell'andamento di paleocorrenti riscontrabili all'interno di uno strato, legate a fenomeni di riflessione della parte turbolenta del flusso (riflessione, deflessione e ponding);

b) presenza di particolari tipologie di strati con unità a slurry (nel senso di Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010; vedasi anche Amy e Talling, 2006 e Haughton et al. 2009) non descritti nel facies tract ideale di una corrente di torbida.

c) associazioni e sequenze di facies che indicano un controllo topografico nella deposizione dei flussi torbiditici.

4.2.1 - Processi di riflessione, deflessione e ponding

I fenomeni di riflessione di un flusso torbiditico divengono noti soprattutto grazie al modello proposto da Pickering e Hiscott (1985) (Fig. 4.3) i quali, utilizzando il concetto di ponded basin introdotto da Van Andel e Komar (1969), propongono, per la prima volta, un modello ideale per gli

strati deposti in bacini confinati. Questo modello nasce dall'osservazione, all'interno di singoli strati torbititici, di diverse direzioni del flusso nella porzione arenacea (paleocorrenti con direzioni opposte o comunque discordanti) ed uno spessore anomalo di pelite nella porzione sommitale. La porzione arenacea risulta caratterizzata da un'alternanza di strutture molto complesse: laminazioni oblique, climbing ripples, lamine convolute e diversi livelli a pseudonoduli nella porzione superiore. Questa serie di alternanze viene messa in relazione da Pickering e Hiscott (1985) al fenomeno di ponding, cioè il continuo rimbalzo, in diverse direzioni, della parte turbolenta del flusso all'interno di un bacino confinato. Il prodotto finale, denominato dagli autori contained and reflected bed (strato riflesso), è uno strato generalmente molto spesso a causa dell'impossibilità del flusso di ridistribuire il proprio carico sedimentario in un'area più estesa. Gli intervalli di pelite molto spessi al tetto degli strati, associati ai continui cambi di paleocorrenti delle strutture sedimentarie presenti nella porzione di arenaria fine (facies F9), sono tra le caratteristiche più diagnostiche dei fenomeni di ponding. Tutte le caratteristiche sedimentarie tipiche degli strati "contained and reflected", associate alla rispettiva letteratura, sono state descritte e riassunte da Tinterri et al. (2016) in Tabella 1. Questi strati saranno abbondantemente descritti anche nei capitoli successivi (Capitoli 7 e 8) poiché sono molto frequenti nei sistemi torbiditici di Castagnola e di Annot (Onlap di Braux), studiati in questo Dottorato.

Il processo di ponding, per la prerogativa di agire sulla parte turbolenta del flusso, risulta generalmente ben sviluppato nelle porzioni più distali (basin plain) dei sistemi torbiditici (Remacha et al. 2005), tuttavia, processi di ponding sono stati descritti anche in posizioni più prossimali dei bacini torbiditici (Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011) in condizioni di elevato confinamento tettonico.

Il fenomeno del ponding, inteso come la continua riflessione del flusso in più direzioni in un bacino confinato su più lati, è la situazione più estrema a cui un flusso turbolento può andare incontro. Nei casi invece dove il confinamento è meno marcato il flusso può essere soggetto ad una sola riflessione laterale (deflessione; vedasi Kneller, 1995) prodotta, ad esempio, da un alto morfologico che controlla un margine del bacino (Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri et al. 2016), (Fig. 4.4). Gli strati torbiditici che derivano dalla deposizione di flussi che hanno subito processi di deflessione appaiono caratterizzati da spessori più normali ma da strutture sedimentarie, sviluppate soprattutto nella facies F9, con direzioni delle paleocorrenti deviate rispetto alla direzione generale di apporto. Questa deviazione delle paleocorrenti, generalmente, mette in evidenza gli allineamenti tettonici che hanno provocato la riflessione. In alcuni casi, i differenti fenomeni di riflessione del flusso turbolento, possono portare allo sviluppo di un flusso combinato (componente unidirezionale

+ componente oscillatoria) ed al conseguente sviluppo, nello strato torbiditico, di strutture tipo hummocky tipiche di ambienti dominato da flussi oscillatori (Tinterri 2011 e Tinterri et al 2016).

4.2.2 - Strati tripartiti con unità intermedia tipo Slurry

Si tratta, come sopra accennato, di tipologie di strato con facies che non trovano rientrano nel facies tract di Mutti et al. (2003) sopra.

La facies denominata slurry è stata descritta da lungo tempo in letteratura (Wood e Smith, 1958; Van Vliet, 1978; Ricci Lucchi e Valmori, 1980; Talling et al. 2004, 2012; Lowe & Guy, 2000; Haughton et al. 2009; Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010), ed in generale indica un'arenaria mal classata ricca in fango con strutture da liquefazione e clasti pelitici. Nei depositi di avanfossa dell'Appennino settentrionale, questo tipo di facies è stato individuato nella Marnoso-arenacea come parte intermedia di strati tripartiti costituiti da: una parte basale di arenaria massiva o con lamine mal sviluppate, una intermedia tipo slurry ed una sommitale caratterizzata da arenaria molto fine laminata (Ricci Lucchi e Valmori, 1980; Amy e Talling, 2006; Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011 e Tinterri e Tagliaferri 2015). Questa tipologia di strato, frequentemente osservata in zone distali di piana bacinale, viene relazionata alla trasformazione del flusso torbiditico precedentemente arricchito in materiale fine tramite processi erosivi (Lowe e Guy, 2000; Haughton et al. 2003, 2009; Talling et al. 2004; Amy e Talling, 2006; Sumner et al. 2009). Secondo Tinterri e Tagliaferri (2015) la presenza di questi strati tenderebbe ad aumentare alla base delle unità stratigrafiche tettonicamente controllate dove la morfologia accidentata del bacino favorisce i fenomeni di impatto delle correnti di torbida e conseguentemente i fenomeni erosivi. Non a caso questi strati caratterizzano spesso le sequenze di facies relative agli onlap stratigrafici, dove in genere gli strati torbiditici si chiudono bruscamente contro i margini dei bacini o comunque contro alti morfologici prevalentemente costituiti da sedimenti fini.

Un'altra tipologia di strato strettamente collegata alla facies a slurry sono gli strati tripartiti tipo sandwich, caratterizzati da un'unità intermedia, liquefatta, con clasti pelitici generalmente allineati. Il termine sandwich è stato introdotto da Ricci Lucchi (1978) e Ricci Lucchi e Valmori (1980) essenzialmente per identificare gli strati costituiti da una base ed un tetto ben classati ed una porzione intermedia caratterizzata da un grado di classazione molto inferiore o caotica. Attualmente questo termine viene utilizzato per indicare strati arenacei caratterizzati, nella parte intermedia, da un allineamento ben definito di clasti pelitici strappati dal substrato. Anche questi strati, comunque, testimoniano fenomeni di impatto del flusso e conseguente erosione dovuta alla complessa morfologia del bacino.

4.2.3 - Associazioni di facies che mostrano un controllo topografico nelle dinamiche del flusso

Recentemente Tinterri e Muzzi Magalhaes (2011) (vedasi anche Tinterri et al. 2012 e Tinterri e Tagliaferri 2015) hanno messo in evidenza come l'elevata presenza di facies di bypass caratterizzate da strutture tipo megaripples (F6) o tappeti da trazione (F7), testimonia il fatto che questi depositi sono tipici di una deposizione avvenuta all'interno di bacini confinati, tipo bacini di intraslope, in cui le rapide decelerazioni subite dalle parti dense delle correnti di torbida favoriscono i fenomeni di bypass. Queste sequenze di facies sono strettamente legate al concetto di "sistemi misto" introdotto da Mutti et al. 2003, per definire sistemi deposizionali prevalentemente arenacei di dimensioni relativamente ridotte che presentano caratteristiche paragonabili ai sistemi torbiditici tradizionali, ma che differiscono da questi ultimi per lo sviluppo di facies immature e per la stretta associazione stratigrafica sia verticale che laterale con i sistemi deltizi. I sistemi misti possono avere caratteristiche, soprattutto in termini di facies, estremamente variabili a seconda delle condizioni di profondità. Nel lavoro di Mutti et al. (2003) vengono descritte due distinte sequenze di facies che rappresentano i termini estremi delle possibili tipologie di strato riscontrabili in un sistema misto (Fig. 4.5).

- *Sistemi misti di tipo A*

La sequenza di facies tipica dei sistemi misti di tipo A, è caratterizzata da depositi relativamente grossolani ed immaturi. Questi strati presentano una parte basale massiva o debolmente gradata di arenaria da conglomeratica a molto grossolana con frequenti strutture da sfuggite d'acqua (A1), mentre la parte superiore è caratterizzata da arenaria da media a fine debolmente laminata con frustoli vegetali (A2-4). Questo tipo di sequenza registra la deposizione della parte densa del flusso che contiene una ridotta quantità di sedimenti fini e non ha l'energia sufficiente per inglobarne attraverso l'erosione del substrato. Di conseguenza il flusso turbolento avrà un'estensione limitata. Tali flussi sono interpretati come il risultato di fenomeni di destabilizzazione di fronti deltizi o flussi iperpicnali densi che vanno a riempire bacini tettonicamente confinati di piccole dimensioni (Mutti et al. 2003).

- *Sistemi misti di tipo B*

La sequenza di facies relativa ai sistemi misti di tipo B è caratterizzata da depositi più evoluti rispetto ai quelli dei sistemi di tipo B. Gli strati di questi sistemi sono generalmente costituiti da una parte basale di arenaria da molto grossolana a media prevalentemente massiva alternata a una

laminazione mal sviluppata e strutture dovute a sfuggite d'acqua tipo dish (divisione B1 di figura 4.5). La divisione B1 è comparabile alla facies F5 Mutti et al. (1999 e 2003) (vedasi Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011). La parte intermedia dello strato (B2) consiste in un livello relativamente ben classato di arenaria grossolana che può essere caratterizzato da laminazione ondulata a basso angolo (tipo HCS), seguita da laminazione piano parallela o obliqua. La deposizione di questa divisione è quindi dovuta a processi prevalentemente trattivi legati al bypass del flusso turbolento ed è paragonabile alla facies F7 Mutti et al. (1999 e 2003); (vedasi Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011). La parte sommitale della sequenza di facies (B3-5) è invece costituita da arenaria fine e silt, con lamine piano parallele, climbing ripples e pelite ricca in materia organica al tetto. Questa sequenza di facies è caratteristica di sistemi torbiditici confinati ad efficienza relativamente bassa, come nel caso delle Arenarie di Ranzano (ampiamente discusso in seguito), Arenarie di Annot (Bacino di Peira Cava) e parte Tortoniana della Marnoso-Arenacea dove registrano la progressiva chiusura del bacino di avanfossa dovuta al sollevamento tettonico (Tinterri et al. 2012 e Tinterri e Tagliaferri 2015). In particolare gli strati Tipo 4C di Tinterri et al. (2012) e Tinterri e Tagliaferri (2015), che caratterizzano la parte Tortoniana della Formazione Marnoso-Arenacea (Fig. 4.7) presentano una sequenza di facies del tutto simile a quella dei sistemi misti tipo B. Questi strati tendono a registrare la decelerazione delle parti dense delle correnti di torbida tramite la deposizione della facies F5 (arenaria massiva amalgamata) e il bypass del flusso turbolento che determina la deposizione dei sedimenti più fini nelle zone più distali. Le facies F6 (geometrie a megaripples) ed F7 (tappeti da trazione) che si depongono al di sopra delle facies F5 rappresentano le tipiche facies di bypass. Il fatto che le facies F6 e F7 siano collocate al tetto della facies F5 significa che il flusso turbolento che bypassa è in grado di rimaneggiare il tetto della facies F5 portando alla formazione di facies costituite da arenaria grossolana caratterizzate rispettivamente da tappeti di trazione (F7) o da megaripples (F6). La deposizione preferenziale di F6 o F7 dipende essenzialmente dal grado di decelerazione subito dalla corrente di torbida (Fig. 4.6); La facies F6 indica in genere un elevata decelerazione subita dal flusso, mentre la facies F7 indica una decelerazione di grado inferiore (Mutti et al. 2003; Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri et al. 2012) .

4.3 - MODELLI DI RIEMPIMENTO DI UN BACINO CONFINATO

Il riempimento dei bacini di intra-slope ad opera delle correnti torbiditiche può essere descritto mediante vari modelli tra cui Prather et al. (1998) e Sinclair e Tomasso (2002). Nei lavori di Prather et al, (1998) e Prather (2000) viene presa in esame la deposizione sedimentaria all'interno dei bacini

di intra-slope nel margine passivo del Golfo del Messico, confinati dalla presenza di depositi salini, il cui movimento genera lo spazio di accomodamento in cui avviene la deposizione delle torbiditi. Nel modello proposto da Sinclair e Tomasso (2002, Fig.4.8), rifacendosi ai modelli di Prather si cerca di semplificare le dinamiche di deposizione dei sistemi torbiditici all'interno di bacini confinati. Il modello prende in esame due bacini adiacenti tra loro separati da un alto morfologico che svolge la funzione di barriera nei confronti della deposizione operata dai flussi torbiditici. Il modello deposizionale è stato realizzato studiando le differenti tipologie di "ponded basin" generati tettonicamente, collocati sia all'interno dei margini divergenti attuali (Golfo del Messico), sia all'interno di catene collisionali (Arenarie di Annot, Alpi Francesi; Arenarie di Taveyannaz, Alpi Svizzere). Il progressivo riempimento di questi bacini si realizza attraverso fasi deposizionali ben distinte: ponding, stripping, e bypass dei flussi torbiditici. I bacini di intra-slope rappresentano degli importanti obiettivi per la ricerca e l'estrazione di idrocarburi, proprio perché a causa del loro controllo tettonico sono spesso caratterizzati dalla deposizione di grandi volumi di sabbie.

a) Fase di ponding

Il fenomeno del ponding di un flusso di sedimento è stato riconosciuto per la prima volta nei bacini impostati tettonicamente nella dorsale Medio-Oceanica dell'Atlantico (Van Andel e Komar,1969). Questo processo è già stato illustrato nel paragrafo precedente in cui sono strati descritti i relativi depositi. Nel modello proposto da Sinclair e Tomasso (2002), il ponding si verifica durante la fase iniziale di riempimento dei bacini di intra-slope (Fig. 4.8A), dove l'estremo confinamento del bacino, causa la decelerazione e immediata deposizione della parte basale densa del flusso torbiditico, mentre la parte diluita turbolenta subisce continui processi di riflessione causati dai margini del bacino. Questo porta alla deposizione di strati caratterizzati da una parte basale massiva di arenaria relativamente grossolana, seguita da un notevole spessore di arenaria fine con alternanze di ripple, lamine piano parallele, ondulate e convolute.

b) Fase di stripping

Nel corso della fase di stripping, la parte turbolenta della corrente di torbida tende ad avere la capacità di scavalcare gli alti topografici, andando a depositare i sedimenti fini trasportati nel bacino adiacente (Fig.4.8B). Il processo di stripping è similare a quello dei canali sottomarini meandriformi, dove parte del flusso può scavalcare gli argini del canale (Piper and Normark,1993).
La fase di stripping, viene facilitata dal progressivo riempimento del bacino superiore, che riduce l'effettiva altezza della barriera che lo separa dal bacino sottostante. A causa di questo processo, si

verifica una selezione granulometrica dei sedimenti depositi, infatti nella parte alta del bacino superiore si ha la deposizione preferenziale di arenaria grossolana, mentre nella parte bassa del bacino sottostante prevale l'arenaria fine depositata dai flussi turbolenti in grado di scavalcare la barriera topografica.

c) *Fase di bypass*

Quando il bacino superiore viene quasi totalmente riempito, l'alto morfologico che lo separa dal bacino adiacente viene progressivamente colmato dalla deposizione. A causa della mancanza di una barriera topografica che intrappola il flusso denso all'interno del bacino, la parte più grossolana dei sedimenti trasportati dal flusso tenderà a bypassare il depocentro e verrà depositata nei bacini successivi (Fig. 4.8C). Il bypass può avvenire per incisione dei sedimenti presenti nel bacino oppure attraverso una variazione del percorso compiuto dalla corrente di torbida. Nel primo caso in seguito al riempimento del bacino superiore, il passaggio dei flussi torbiditici può portare all'erosione della barriera inter-bacinale con relativa formazione di canyon inter-bacinali. Nel secondo caso invece la diminuzione dello spazio di accomodamento che si verifica nel corso della fase di stripping, provoca una variazione nel percorso dei sedimenti che culmina con l'abbandono del bacino registrato dalla deposizione di livelli fini condensati (Sinclair e Tomasso, 2002).

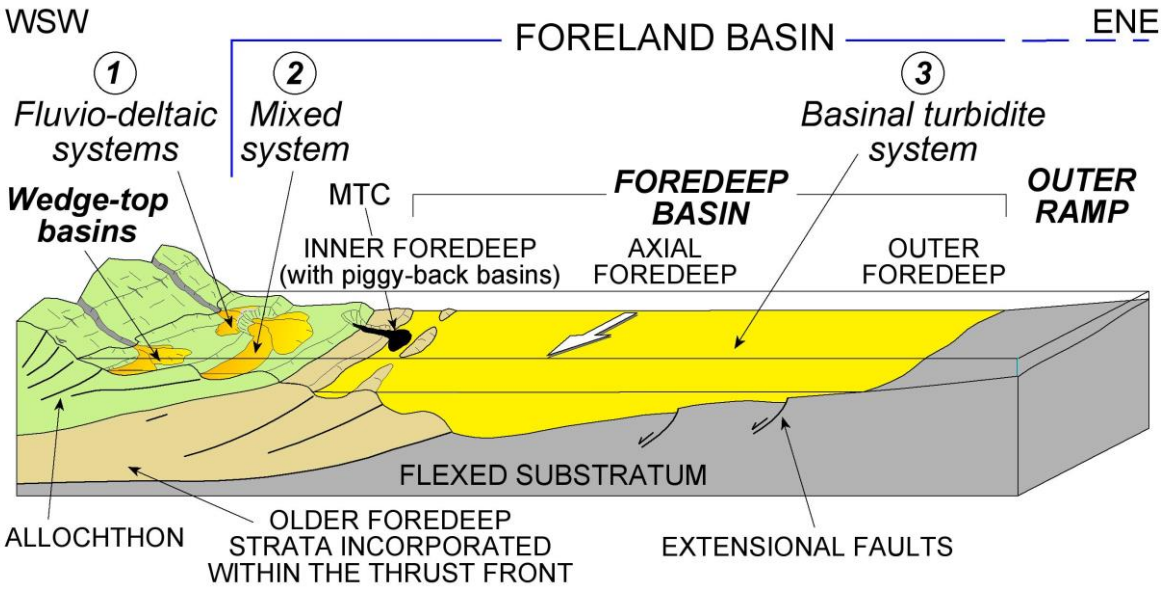


Fig.4.1: Schema mostrante i differenti elementi strutturali e deposizionali di un bacino di avampaese di tipo alpino (mediterraneo), (Mutti et al. 2003b)

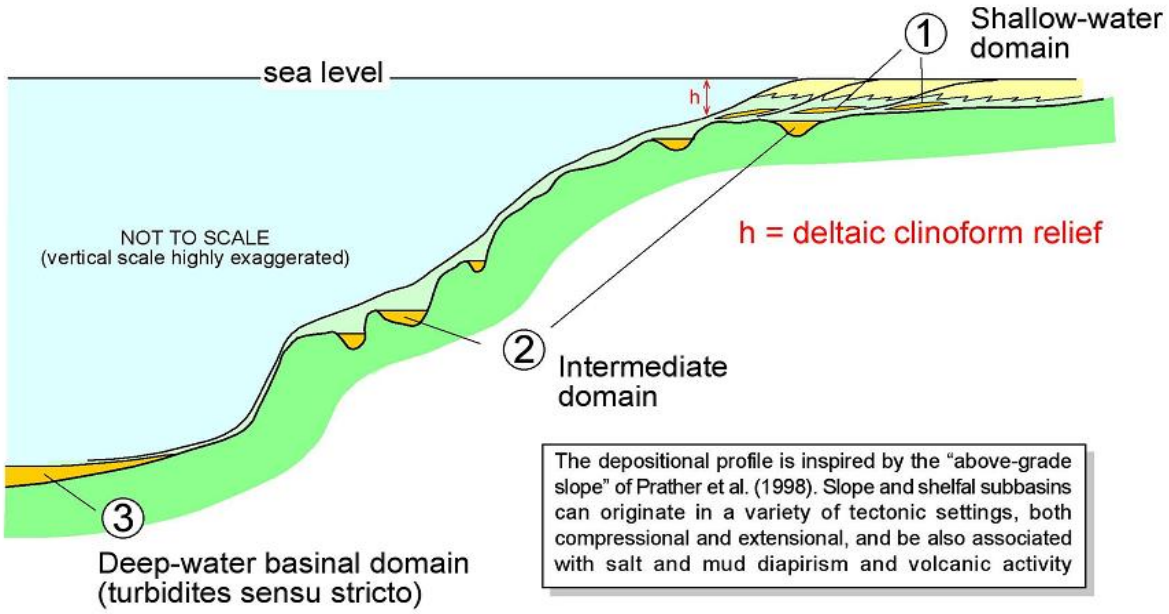


Fig.4.2: Diagramma mostrante i tre principali domini deposizionali di ambiente marino in cui possono essere presenti depositi prevalentemente arenacei classificabili come torbiditi (Mutti et al. 2012, modificato da Prather et al. 1998).

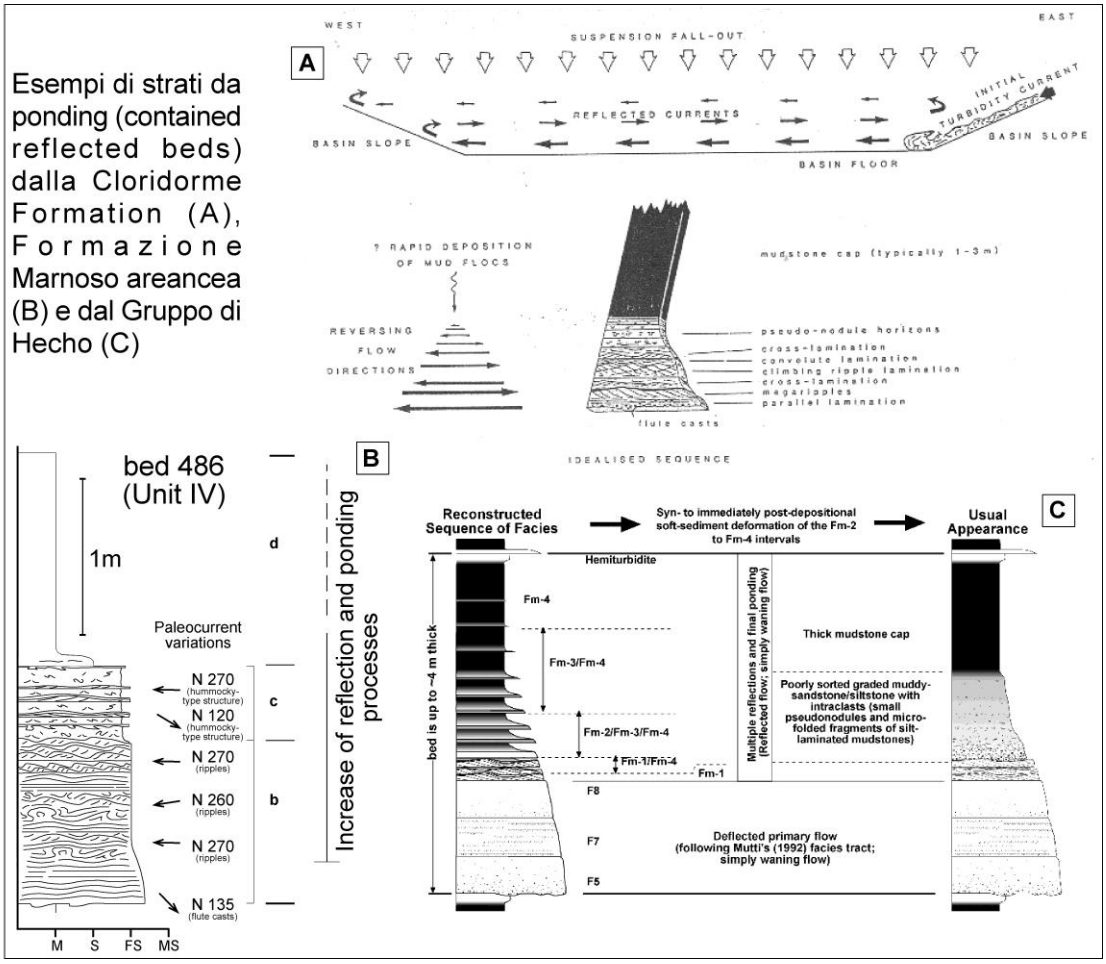


Fig. 4.3: Esempi di depositi sedimentari legati a fenomeni di ponding dovuti alla riflessione subita dalle correnti di torbida all'interno di un bacino confinato; sopra esempio dalla Cloridorme Formation (Pickering e Hiscott, 1985), sotto esempi dalla Formazione Marnoso-arenacea (Tinterri et al. 2016) e dal sistema torbiditico di Banaston nel Gruppo di Hecho (Remacha et a. 2005).

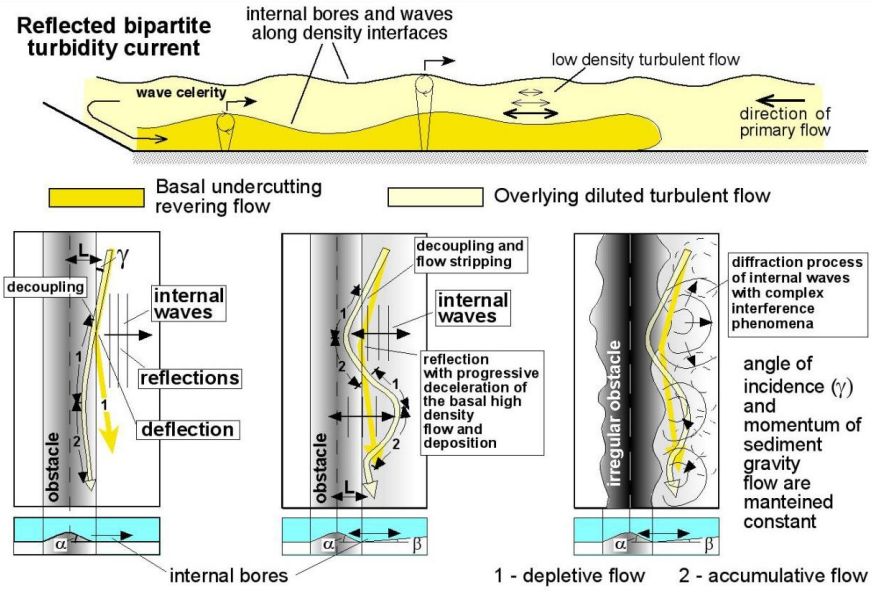


Fig. 4.4: Processi di riflessione a cui può essere soggetta la porzione turbolenta di un flusso torbiditico bipartito (da Tinterri et al. 2016).

Table 1
Description and interpretation of the main diagnostic sedimentary structures characterizing contained-reflected beds. Some main references are also reported.

Sedimentary structures characterizing contained-reflected beds			
	Description	Interpretation	References
1	Beds deposited in distal areas can be very thick and sometimes can be ticker than those deposited in more proximal regions mainly due to a very thick mudstone unit.	The deposition in distal areas is restricted to a well determined zone due to the basin confinement and consequently the flows are not able to evolve downcurrent favouring reflection and ponding processes.	Pickering and Hiscott (1985), Remacha et al. (2005), Muzzi Magalhaes and Tinterri (2010).
2	Contained reflected beds can be composed of a basal massive medium-grained sandstone (F8) and an upper laminated fine grained sandstone (F9) where the facies variations listed below can be observed. These beds are usually characterized by a difference between palaeocurrents indicated by sole casts and those indicated by the sedimentary structures within F9 facies (ripples, megaripples hummocky-type structures and vergent convolute, see points 3).	Reflection processes can deviate the basal high-density flows able to deposits the F8 facies. Nevertheless, in general, sole casts tend to indicate palaeocurrents related to the normal downcurrent evolution of the flows while the sedimentary structures in F9 record very well the palaeocurrents changes related to flow reflections. This evidence depends on the fact that the low density turbulent flows feel much more the effects of the topography. The discrepancies between these palaeocurrents depend upon the incidence angle of the flows and morphologic characteristics of the obstacle. A good data set describing these palaeocurrents changes can indicate location, orientation and size of the obstacle.	Pickering and Hiscott (1985), Remacha et al. (2005), Muzzi Magalhaes and Tinterri (2010), Kneller et al. (1991), Tinterri and Muzzi Magalhaes (2011), Tinterri and Tagliaferri (2015).
3a	Alternation of several laminasets with different sedimentary structures such as plane or wavy and parallel laminae with ripples, megaripples and convolute laminae. These structures can present different palaeocurrents in comparison with those indicated by the sole casts, and can often have variations of as much as 180° between each other (see point 2).	Flow velocity variations produced by rebound phenomena basin confinement and/or to flow type changes related to the interference between the unidirectional turbidity currents and the oscillatory component derived from rebound processes. An interaction with supercritical structures in re-accelerating reversing flows cannot be ruled out.	Pickering and Hiscott (1985), Marjanac, 1990; Haughton, 1994; Remacha et al. (2005), Muzzi Magalhaes and Tinterri (2010), Tinterri and Muzzi Magalhaes (2011). See also Cartigny et al. (2014) and Tinterri (2011) for the interaction with supercritical structures.
3b	Alternation of poorly-sorted liquefied units and well-sorted laminasets that usually occur in the upper part of the sandstone unit of contained-reflected beds recording the vertical passage into upper mudstone unit. The liquefied units tend to be finer than the well-developed laminasets and to be characterized by load structures deriving from the upper laminated units. This facies, can be completely liquefied and in this case it is characterized by a poorly sorted fine grained unit with a diffuse occurrence of sandy pseudonodules.	Liquefied poorly sorted units with pseudonodules can derive from the destruction of the well-sorted laminated sandstone units. In some cases, the pressure fluctuations associated with reflected bores can completely liquefy the upper part of the sandstone division, obliterating the primary structures. The alternation of liquefied and well-laminated units can also be related to constructive and destructive interferences of combined turbidity currents. Bioturbation processes, however, can also contribute to the formation of this liquefied facies.	
4	Diffuse occurrence of biconvex ripples and megaripples with cross-sigmoidal laminae and small-scale hummocky-type structures with different degrees of anisotropy. These structures can have quite different palaeocurrents from those indicated by the sole casts and can also have variations of as much as 180° between each other (see points 2 and 3).	These structures can be interpreted as combined flow structures. They are evidence of the existence of an interaction between unidirectional turbidity currents and an oscillatory component. In a deep-water environment, the latter can be associated with the internal waves produced by reflection processes (see also point 3a).	Tinterri, 2011; see also Kneller et al., 1997, Remacha et al., 2005; Muzzi Magalhaes and Tinterri, 2010; Tinterri and Muzzi Magalhaes, 2011.
5	Diffuse occurrence of soft sediment deformations represented especially by convolute laminae and load casts such as pseudonodules or ball and pillows. The former, commonly associated with Tc Bouma divisions, tend to occur within fine-grained sandstone unit of F9 facies and in general are alternated with other structures (see points 3a and 4). The latter tend to characterize especially the upper fine grained facies described to the point 3b.	Liquefaction processes associated with the cyclic pressure fluctuations related to trains of reflected bores and internal waves (see text for more details).	This work; Muzzi Magalhaes and Tinterri, 2010; Tinterri and Muzzi Magalhaes, 2011; for the load casts at the base of the beds see Postma et al., 2009, 2014.
6	Occurrence within the beds of one or more very fine grained and very thin layers usually made of poorly-developed and poorly-sorted laminae, often rich in organic material that usually separate different laminasets with different structures and palaeocurrents. These fine-grained levels can be well observed especially in megaturbidites such the Contessa key bed (see Fig. 10C). These levels usually separate the lower portions of the bed where the rebound processes are not well developed from the upper portions of the beds where the reflections and ponded processes are very clear.	These layers can be related to delayed ponded turbulent flows or bores associated with reflection processes that tend to characterize especially the upper more turbulent and diluted parts of the flows. The presence of carbonaceous matter could be related to the deposition of the tails of bypassing bores where this very light material can concentrate. In very thick beds this fine grained layer can record the developed of an internal density surface which separates a basal more dense part from an upper more diluted part in which ponded processes and the arrival of the reflected bores dominate.	These structures, although only briefly mentioned by Pickering and Hiscott (1985), are a typical and very common structure in contained-reflected beds that make it a very diagnostic structure for these bed types as highlighted by Tinterri and Muzzi Magalhaes (2011), and Tinterri et al. (2012).

Tabella 1: Elenco delle principali strutture diagnostiche degli strati da ponding (da Tinterri et al. 2016).

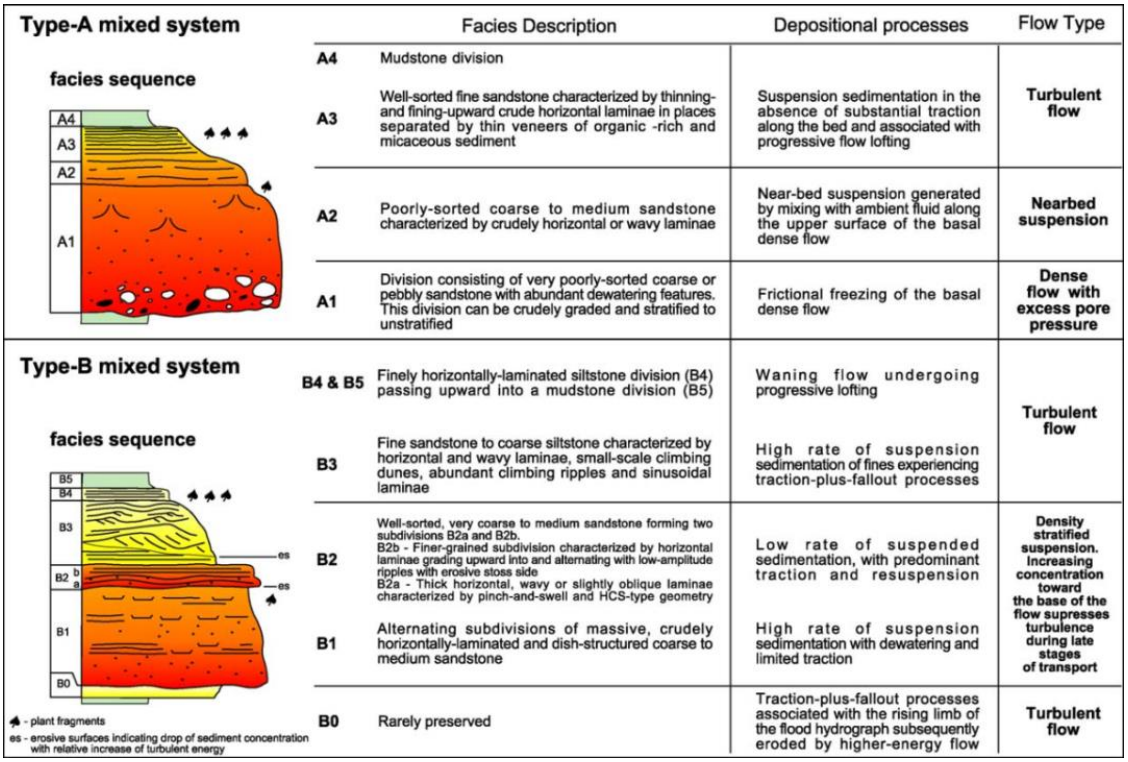


Fig.4.5: Sequenze di facies ideali di tipo A e B illustranti i sistemi torbiditici misti legati al controllo topografico esercitato dal bacino (Mutti et al. 2003).

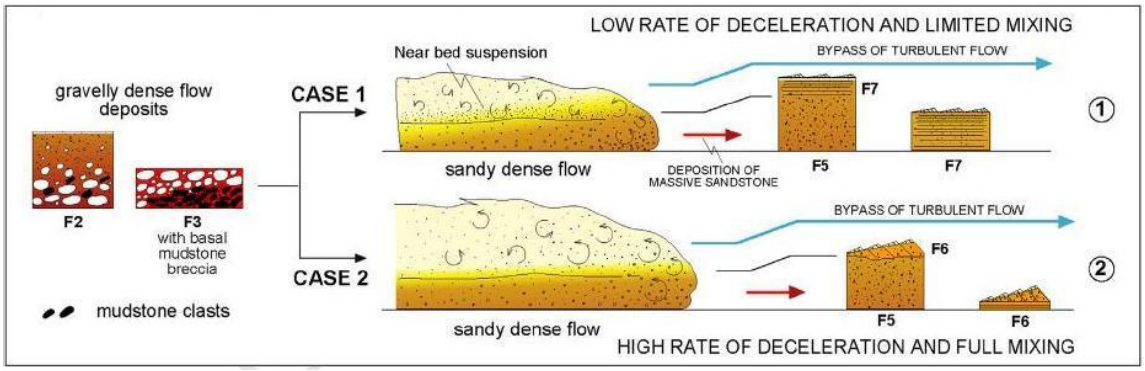


Fig.4.6: In figura sono illustrate due differenti tipologie di sequenze di facies di tipo B (nel senso di Mutti et al,2003) relative ai sistemi misti e legate al differente grado di decelerazione subita dalla corrente di torbida. In A, la deposizone della facies di bypass F7 al tetto della facies F5 è dovuta ad un ridotto grado di decelerazione. In B, la deposizone della facies di bypass F6 al tetto della facies F5 è dovuta ad un elevato grado di decelerazione (da Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011).

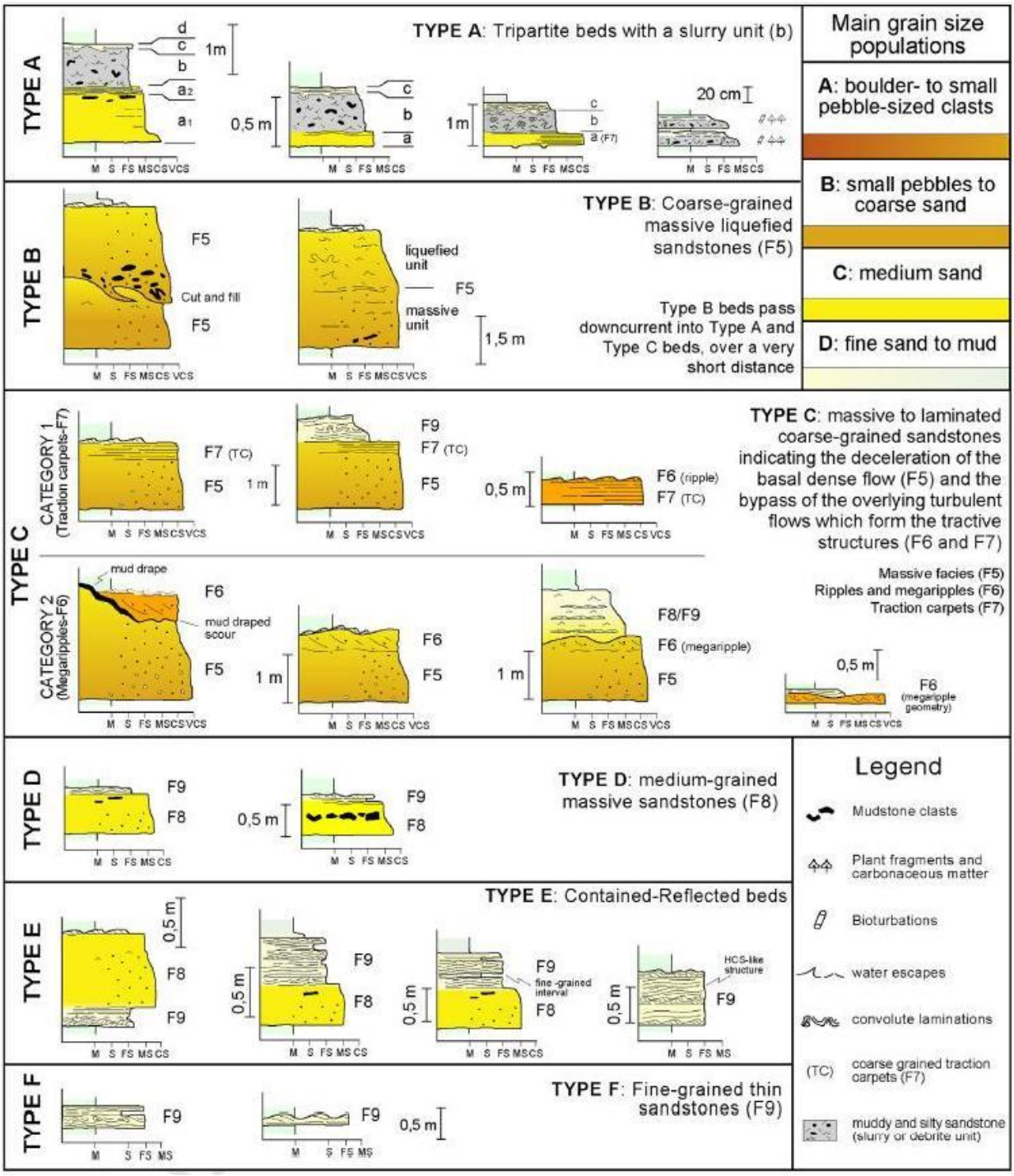


Fig.4.7: In figura sono illustrati gli strati di tipo 4C (Tinterri et al. 2012) che caratterizzano i depositi torbiditici del Serravalliano superiore-Tortoniano della Formazione Marnosa arenacea, perfettamente comparabili alle sequenze di facies tipo B (Mutti et al. 2003) dei sistemi torbiditici misti, (da Tinterri et al. 2012).

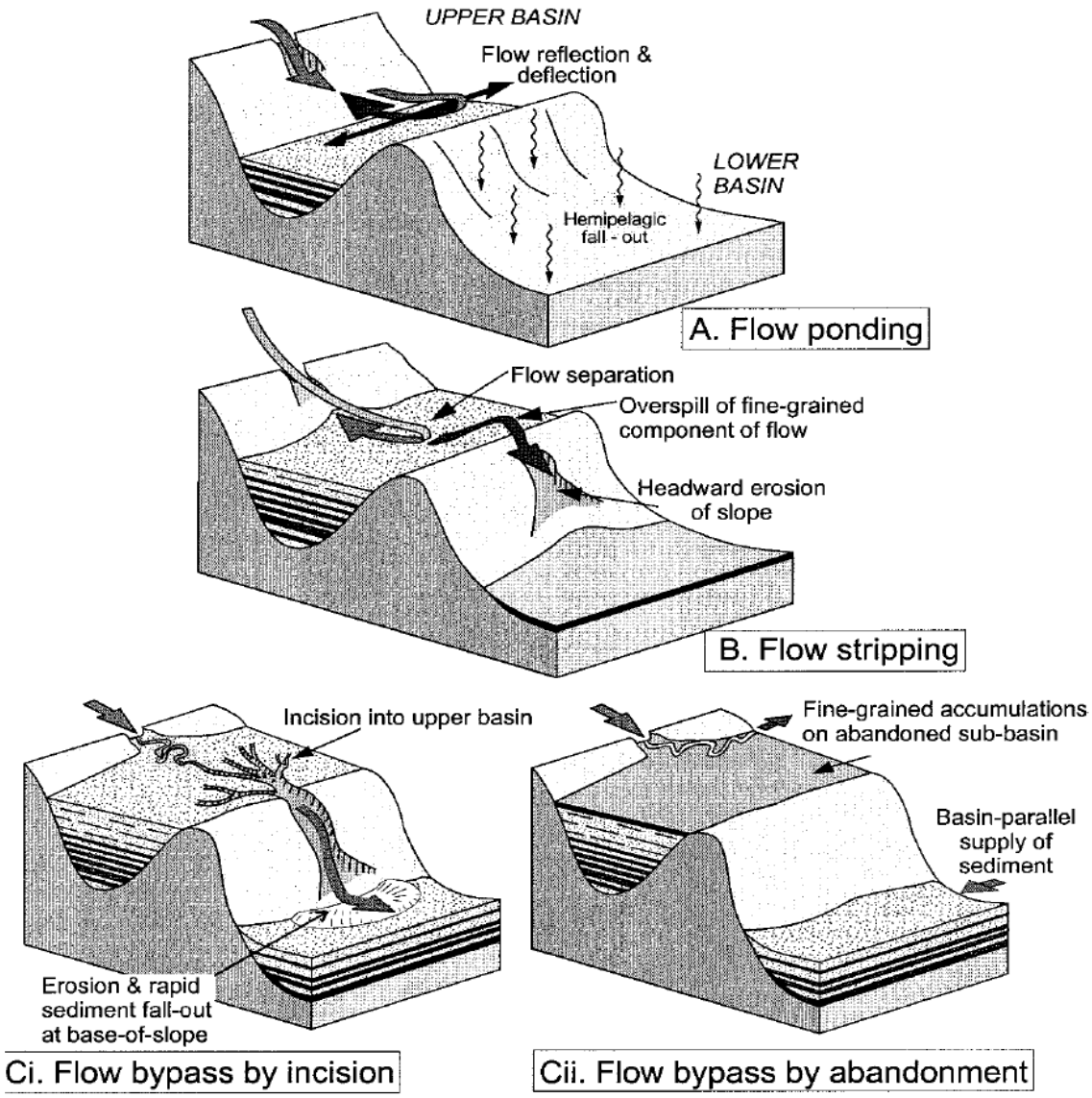


Fig. 4.8: Modello deposizionale relativo al progressivo riempimento di un bacino torbiditico confinato, in cui vengono illustrate le differenti fasi di riempimento legate al controllo morfologico separato tramite (Sinclair e Tomasso,2002).

5 - METODOLOGIA

Come già anticipato nel capitolo 1, in questo Dottorato di ricerca è stato svolto uno studio stratigrafico e sedimentologico di differenti sistemi torbiditici caratterizzati da un grado di efficienza relativamente basso (nel senso di Mutti et al. 1999) in bacini confinati tettonicamente. Il principale obiettivo del progetto ha riguardato le relazioni che intercorrono tra distribuzione di facies e morfologia del bacino. Nel corso dei tre anni di Dottorato sono stati presi in esame, dal punto di vista della stratigrafia e dell' analisi di facies, tre differenti sistemi torbiditici confinati: la formazione delle Arenarie di Ranzano (Eocene sup-Oligocene inf.), nella placca della Val Pessola (Appennino Settentrionale); la formazione delle Arenarie di Annot (Eocene sup.-Oligocene inf.) all' interno dell'omonimo bacino di Annot (Alpi Francesi Meridionali) e la formazione di Castagnola nel settore orientale del Bacino Terziario Piemontese (Italia Nord-Occidentale). I sistemi torbiditici presi in esame rappresentano in termini di facies degli ottimi analoghi dei bacini di intraslope presenti nei margini continentali passivi, dove oggi è incentrata gran parte dell'esplorazione petrolifera attuale (Prather 2000; Prather et al.1998, 2016; Mutti et al. 2003; Smith, 2004).

L'attività svolta per ciascuno dei tre bacini studiati è stata similare, ed è consistita in una prima fase svolta in campagna basata soprattutto su dettagliate analisi di terreno che comprendono: 1) la misura di sezioni stratigrafiche di dettaglio legate all'individuazione di strati-guida facilmente riconoscibili e tracciabili da una sezione all'altra; 2) l'analisi di dettaglio delle varie litologie e dei loro rapporti; 3) l'analisi delle strutture deposizionali e dei loro rapporti con la granulometria; 4) studio delle paleocorrenti (groove casts, flute casts, ecc.).

La misurazione strato a strato delle sezioni stratigrafiche è stata realizzata tramite l'utilizzo dell'asta Jacob, soffermandosi inoltre sulla descrizione di ogni singolo strato e concentrandosi in particolare su alcuni aspetti che sono: gerarchie stratali, geometrie stratali esterne, strutture sedimentarie, granulometrie, grado di classazione delle varie facies. In particolare per gerarchia stratale si intende quella proposta da Campbell (1967), in cui le unità stratali osservate all'interno delle rocce sedimentarie sono: lamine, pacchi di lamine, strati e pacchi di strati (Fig. 5.1). Nella gerarchia stratale di Campbell (1967) le lamine rappresentano le più piccole unità stratali osservabili all'interno dello strato, il quale invece è un'unità sedimentaria che può essere costituita da uno o più laminaset ed è il risultato di un certo evento sedimentario.

In ogni bacino preso in esame il lavoro si è svolto all'interno di unità torbiditiche ben definite:

- La Formazione delle Arenarie di Ranzano è stata studiata nella placca della Val Pessola (Appennino Settentrionale) all'interno delle unità di Pizzo d'Oca e Val Pessola, andando ad integrare il lavoro precedentemente svolto nella tesi magistrale (Laporta 2013), complessivamente sono state misurate 6 sezioni stratigrafiche per un totale di 1500 metri misurati.
- La Formazione di Castagnola, localizzata nel settore orientale del Bacino Terziario Piemontese (Val Curone), è stata studiata principalmente all' interno dell'Unità Inferiore, e sono state misurate 5 sezioni stratigrafiche per un totale di circa 2500 metri misurati.
- La Formazione delle Arenarie di Annot, affiorante nella Alpi francesi sud-orientali, è stata studiata nell' area di Braux (Bacino di Annot), dove sono state misurate 3 sezioni stratigrafiche per un totale di circa 500 metri misurati.

Complessivamente sono stati misurati circa 4500 metri di sezioni stratigrafiche.

Successivamente è stato eseguita l'analisi di facies sulla base delle Unità stratigrafico deposizionali proposte da Bosellini et al. 1989 (Fig.5.2) e mediante i facies tract di Mutti et al. (2003) e Tinterri e Tagliaferri (2015); (vedasi anche Tinterri et al. 2012), relativi ai sistemi torbiditici confinati tettonicamente (vedasi capitolo 4). In seguito è stata effettuata la correlazione stratigrafica di dettaglio delle sezioni stratigrafiche misurate seguendo l'ordine gerarchico proposto da Remacha e Fernandez (2003) per il Gruppo di Hecho (Pirenei centro-meridionali, Fig.5.3) e da Ricci Lucchi e Valmori (1980) e Muzzi Magalhaes e Tinterri (2010) per la Formazione Marnoso-Arenacea, utilizzando in primo luogo gli strati guida, generalmente megastrati, che per spessore e composizione, rappresentano un'anomalia rispetto alla stratigrafia generale dei sistemi torbiditici presi in esame. Gli strati guida sono unità stratigrafiche che hanno caratteristiche peculiari tali da poter essere individuate nelle diverse sezioni e permetterne il confronto. In seguito vengono poi correlati gli strati di ordine gerarchico inferiore fino ad avere una correlazione strato a strato che, insieme alle variazioni latero-verticali delle facies, permette di eseguire una dettagliata ricostruzione della morfologia del bacino. Per correlazione stratigrafica si intende confrontare e stabilire un'equivalenza tra due successioni sedimentarie e quindi stabilire la corrispondenza tra unità stratigrafiche tempo equivalenti.

Una volta individuati e correlati i singoli strati, si procede con il riconoscimento di eventuali variazioni laterali e verticali di facies. Per fare ciò è necessario analizzare le "facies torbidiche" e i loro "facies tract". Il facies tract è un'associazione di facies geneticamente legate tra loro, le quali registrano, all'interno di ogni sistema considerato, l'evoluzione sottocorrente dei flussi gravitativi

(Lowe, 1982; Mutti, 1992; Tinterri et al., 2003). Il facies tract ideale è registrato da uno strato depositato da un singolo flusso gravitativo di sedimento, che subisce varie trasformazioni durante il suo percorso lungo il bacino. In questi termini il concetto di facies di un flusso gravitativo può essere applicato ad una specifica divisione deposizionale interna allo strato (lamina, laminasets). Una facies torbiditica rappresenta perciò il deposito di un flusso gravitativo in una specifica posizione, lungo il percorso del flusso stesso, mentre un facies tract rappresenta la totalità delle facies depositate da un singolo flusso gravitativo. Da questi concetti si deduce che, all'interno di uno strato, la sequenza di facies verticale rappresenta come le condizioni del flusso cambino nel tempo in una posizione fissa. L'associazione di facies registra, invece, come le condizioni del flusso cambino nello spazio attraverso successive trasformazioni (Tinterri et al. 2003). Attraverso quest'ultimo tipo di analisi è quindi possibile capire l'evoluzione delle singole correnti di torbida durante il loro percorso ed individuare i fenomeni ai quali sono comunemente soggette (trasformazioni, passaggio flusso denso/flusso turbolento, riflessioni, ponding, ecc.). Lo schema di facies di riferimento utilizzato per l'analisi di facies in questo lavoro è quello di Mutti et al. 2003, nel quale vengono introdotte 9 tipologie di facies (da F1 a F9) che permettono di descrivere l'evoluzione sottocorrente di una corrente di torbida durante il suo processo di decelerazione. Avendo preso in esame nel corso del dottorato bacini torbiditici particolari, soggetti a evidenti condizioni di confinamento, è stato necessario utilizzare, come anticipato in precedenza, anche altre tipologie di schemi di facies in particolare Tinterri e Tagliaferri (2015); (vedasi anche Tinterri et al. 2012). In questo schema di facies sono introdotte 6 tipologie di strati con caratteristiche tipiche dei flussi torbiditici modificati a causa della morfologia del bacino controllata tettonicamente.

Il risultato finale è quindi quello di arrivare ad ottenere pannelli stratigrafici, costituiti da sezioni misurate a distanze relativamente ridotte, con varie orientazioni rispetto alle direzioni delle paleocorrenti, in modo da poter analizzare al meglio le eventuali variazioni laterali e verticali di facies presenti. Il fine ultimo è stato quello di ipotizzare un modello di sedimentazione ed uno schema di facies che possa essere valido per i bacini studiati, tenendo in considerazione anche i modelli evolutivi relativi al riempimento di bacini di intraslope proposti da Prather et al. (1998 e 2000) per i bacini confinati del Golfo del Messico, e da Sinclair e Tomasso (2002) per i bacini confinati alpini.

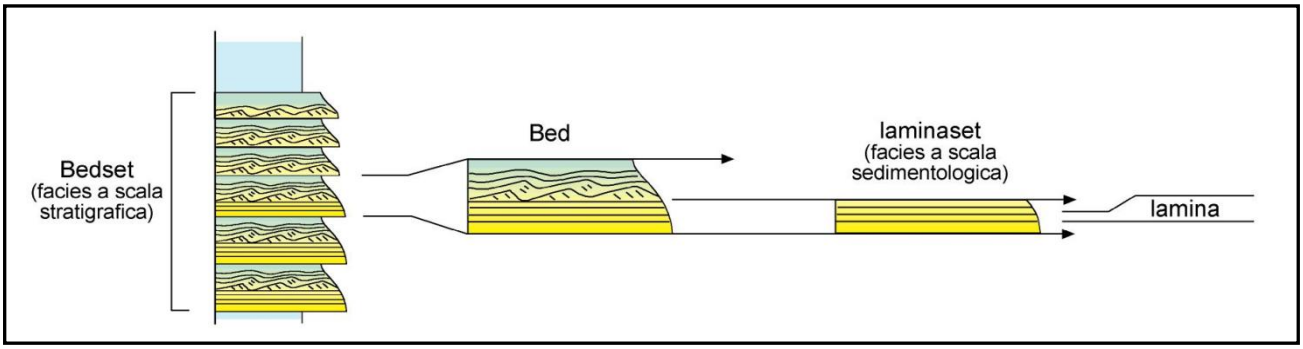


Fig.5.1: Gerarchia stratale nel senso di Campbell (1967)

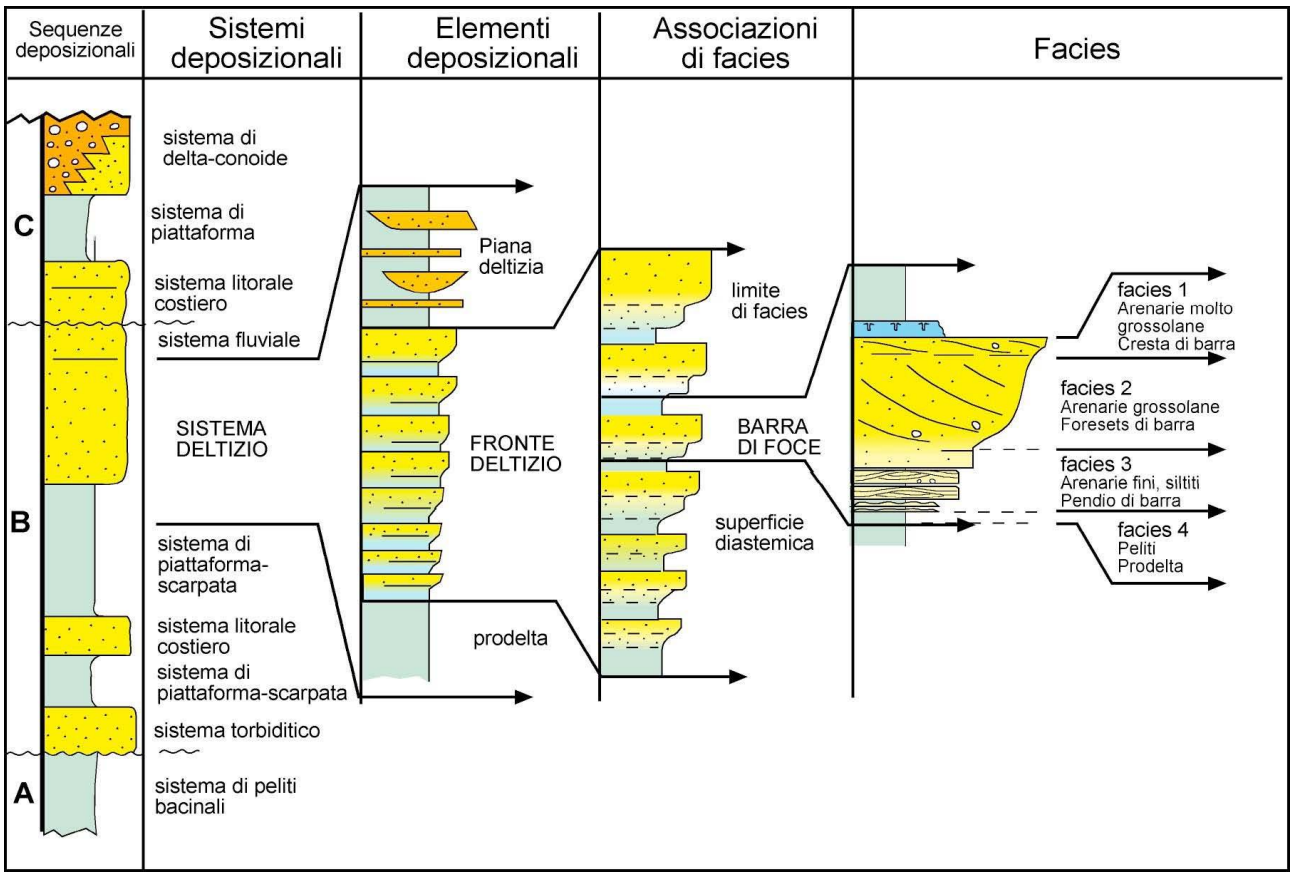


Fig.5.2: unità stratigrafico deposizionali proposte da Bosellini et al. (1989)

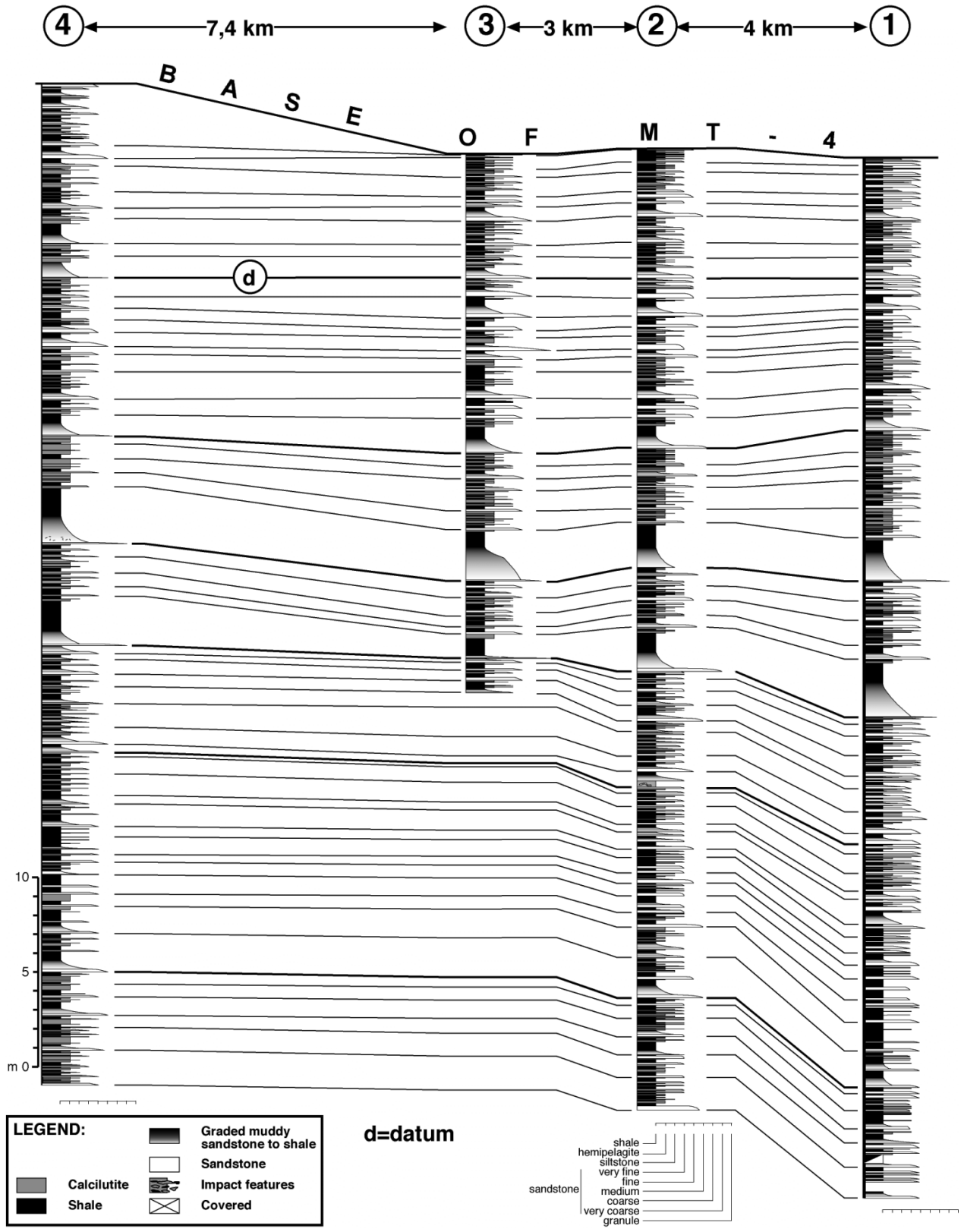


Fig.5.3: Esempio di correlazione strato a strato all'interno del sistema torbiditico di Broto prendendo come riferimeto la base della megatorbidite MT4 (Eocene inf. Pirenei centro meridionali, da Remacha e Fernandez, 2003).

6 - STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES DELLE ARENARIE DI RANZANO NEL BACINO CONFINATO DELLA VAL PESSOLA (APPENNINO SETTENTRIONALE)

6.1 - INQUADRAMENTO DELLA VAL PESSOLA

Il primo dei tre bacini confinati, studiati nel corso del dottorato, ad essere illustrato dal punto di vista della stratigrafia e dell'analisi di facies è quello della Val Pessola (Appennino settentrionale) in cui affiorano le Arenarie di Ranzano (Dominio Epiligure).

La Val Pessola è situata nell'Appennino Settentrionale, in Provincia di Parma tra la Val Ceno e la Val Taro dove il Torrente Pessola ha scavato il proprio corso all'interno di una sinclinale (con asse E-W) in cui affiora l'intera successione epiligure (Fig.6.1A). In quest'area la parte basale del Dominio Epiligure (Epimesoalpino), costituita dalle Marne di M.Piano e dalle Arenarie Ranzano, raggiunge uno spessore di circa 800 m e poggia su di un substrato costituito dal complesso caotico calcareo/ofiolitico che caratterizza la parte inferiore delle Unità Liguri Esterne (Complesso di base di Cassio e Flysch ad elmintoidi cretacici). Le Unità Liguri sono state sottoposte ad un intensa deformazione legata alla tettonica alpina-appenninica (Ogata Phd tesi 2010).

I contenuti e le figure di questo capitolo sono in via di stampa in un articolo su Sedimentary Geology (vedasi Tinterri, Laporta e Ogata, in stampa).

6.1.1 - Inquadramento stratigrafico

La deposizione delle Unità Epiliguri, all'interno del bacino della Val Pessola ha avuto inizio a partire dall'Eocene medio sopra i depositi deformati dei complessi di base relativi al Flysch del Monte Cassio. La successione ha inizio dopo la fase meso-alpina con la deposizione dell'unità caotica prevalentemente marnosa delle Brecce di Baiso derivanti dalla disgregazione delle sottostanti Unità Liguri. Le Brecce di Baiso presentano contatto eteropico con le marne emipelagiche della Formazione di M.Piano, il cui spessore in Val Pessola è compreso tra i 40-70 metri (Ogata, 2010). Attraverso la presenza di una discordanza riconoscibile su scala regionale, la deposizione delle Arenarie di Ranzano ha inizio con l'Unità torbiditica prevalentemente marnosa di Pizzo d'Oca, affiorante sopra le Marne di M.Piano, e che rappresenta l'inizio degli apporti silicoclastici all'interno del bacino della Val Pessola. Il passaggio tra l'Unità di Pizzo d'Oca (marne con intercalati sottili strati torbiditici) e l'Unità Val Pessola (depositi torbiditici amalgamati con ridotta percentuale pelitica) avviene attraverso una netta discordanza angolare, che registra l'assenza

dell'Unità Val Chiarone, presente in altre placche epiliguri. L'Unità di Pizzo d'Oca così come la soprastante Unità Val Pessola (R1, prevalentemente arenacea) sono state oggetto dello studio di stratigrafia fisica e analisi di facies relativamente al progetto di dottorato. L'Unità Val Pessola, negli affioramenti studiati, presenta uno spessore di circa 350 metri e al tetto viene troncata bruscamente dai depositi caotici dell'Unità di Specchio (R2), le cui caratteristiche sono state illustrate precedentemente. La successione delle Arenarie di Ranzano, in Val Pessola, si chiude con l'Unità di Monte Roccone (R3), in cui si assiste ad una normalizzazione della deposizione torbiditica (Fig. 6.1B).

6.1.2 - Studi precedenti

I primi studi di rilevamento e cartografia riguardanti la successione epiligure affiorante in Val Pessola risalgono agli anni '60 (I.G.G.P Parma, 1965; Ghelardoni et al. 1965). Il primo studio di stratigrafia fisica di dettaglio delle Arenarie di Ranzano in Val Pessola venne realizzato da Ghibaudo e Mutti (1973), in cui la successione sedimentaria presa in esame veniva interpretata come il riempimento di una valle sottomarina scavata all'interno delle Marne di Monte Piano. Altri studi, a livello locale, di litostratigrafia, sedimentologia, biostratigrafia e petrografia furono realizzati da: Gazzi e Zuffa, 1970; Iaccarino et al. 1974; Barbieri, 1978; Masini e Pecchioli, 1988). Tra gli studi che invece si proponevano di fornire una caratterizzazione a livello regionale delle Arenarie di Ranzano, coinvolgendo gli affioramenti della Val Pessola, vanno menzionati (Cibin, 1993; Catanzariti et al. 1997; Martelli et al. 1998; Cibin et al. 2001, 2003).

Precedentemente al presente lavoro, il più recente studio stratigrafico sedimentologico riguardante le Arenarie di Ranzano, affioranti in Val Pessola è quello di Mora (1992), la cui stratigrafia è poi stata ripresa in Mutti et al. 1995, in cui sono state correlate a scala regionale i depositi delle Arenarie di Ranzano affioranti nell'Appennino Emiliano con le corrispettive unità situate nel Bacino Terziario Piemontese.

Nello studio stratigrafico e sedimentologico realizzato da Mutti et al. 1994 viene messa in evidenza, all'interno della successione della Val Pessola (Arenarie di Ranzano), la presenza di cicli deposizionali ad alta frequenza.

Più recentemente sono stati realizzati studi riguardanti l'Unità caotica di Specchio (R2), in cui attraverso un approccio integrato tra cartografia, stratigrafia e analisi strutturale si è cercato di comprendere l'influenza che la deposizione dei Mass transport complex hanno nei confronti dell'evoluzione dei bacini di wedge-top (Ogata, 2010, Ogata 2012a e 2012b).

6.2 - STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES

La Formazione delle Arenarie di Ranzano (Eocene sup.-Oligocene inf.) è stata studiata all'interno della placca della Val Pessola (Appennino Settentrionale) nelle unità basali di Pizzo d'Oca e Val Pessola (Mutti et al. 1995), andando ad integrare il lavoro precedentemente svolto nella tesi magistrale (Laporta 2013); complessivamente sono state realizzate 6 sezioni stratigrafiche per un totale di 1500 metri misurati (Fig.6.1B). Lo spaccato stratigrafico si estende da est verso ovest per circa 2000 metri (sezioni 1-5), con orientamento pressoché perpendicolare alla direzione delle paleocorrenti, e per circa 2500 da sud verso nord (sezioni 5-6), con un orientamento che segue la direzione delle paleocorrenti (Fig.6.2). Lo spessore verticale massimo misurato è di circa 250 metri. Inoltre sono stati realizzati anche due piccoli spaccati stratigrafici nei pressi delle località di Marena e di Fosio (poste rispettivamente nei settori nord-occidentale e sud-orientale dell'area di studio), in corrispondenza della chiusura stratigrafica ad onlap delle Arenarie di Ranzano contro le Marne di Monte Piano.

Lo spaccato stratigrafico sul quale si è incentrato il lavoro, è compreso tra le sezioni 1 e 5, orientato est-ovest perpendicolarmente alla direzione delle paleocorrenti dirette verso sud-sudovest. A causa dell'elevato grado di amalgamazione tra gli strati e delle variazioni laterali di facies, la correlazione fisica di dettaglio realizzata è stata resa possibile tramite l'utilizzo di due intervalli stratigrafici caratterizzati da unità caotiche (1 e 2), e da due strati guida (strati 3 e 4) che possono essere tracciati per quasi tutta l'estensione dello spaccato stratigrafico considerato.

6.2.1 - Strati Guida

Più in dettaglio, i livelli guida osservati dalla base al tetto della successione, sono:

1) L'Unità caotica 1 è collocata nella parte basale della successione, raggiunge uno spessore massimo di 15 metri (sezione 4), ed è costituita da brecce da impatto a composizione prevalentemente pelitica, con all'interno ciottoli e arenaria molto grossolana iniettata e fluidizzata. Si nota anche la presenza di strati torbiditici arenacei ripetutamente piegati. Per le caratteristiche osservate, quest'unità caotica basale potrebbe essere legata all'impatto di flussi torbiditici ad alta energia e tende inoltre ad assumere una geometria lenticolare con una evidente diminuzione di spessore verso la parte orientale del bacino dove in corrispondenza della sezione 2 si verifica la chiusura completa dell'Unità (Fig.6.5B). L'intervallo stratigrafico in questione permette di separare l'Unità II in due sotto-unità IIa e IIb.

2) L'Unità caotica 2, è posta nella parte basale dell'Unità IIB, presenta uno spessore ridotto (inferiore al metro) rispetto a quello dell'unità caotica 1 e probabilmente a causa dell'erosione è

osservabile solamente nel settore orientale dello spaccato stratigrafico (sezioni 1 e 2). Come l'unità precedente è costituita prevalentemente da sedimenti pelitici con all'interno uno strato da medio a fine di arenaria fine ben laminata.

3) Lo Strato guida 3, è uno strato molto spesso (superiore ai 5 metri) di arenaria massiva gradata lievemente laminata al tetto, costituito principalmente da ciottoli e arenaria molto grossolana. Nella parte basale è caratterizzato dalla presenza di clasti pelitici, legati all'erosione operata dal flusso torbiditico. Delimita la base dell'Unità III.

4) Lo Strato guida 4, utilizzato come strato di riferimento per lo spianamento del pannello stratigrafico, è situato alla base dell'unità stratigrafica 4, e rispetto agli altri livelli guida utilizzati si distingue sia per composizione che per estensione laterale. Questo strato venne individuato e descritto per la prima volta da Ghibaudo e Mutti (1973), e può essere suddiviso in 4 facies principali: 1) Una parte basale costituita da arenaria grossolana massiva, interpretabile come F5 (nel senso di Mutti et al.1992); 2) Livello di arenaria grossolana caratterizzato da tappeti di trazione; 3) Un livello di arenaria fine laminata con ripples che indicano la direzione delle paleocorrenti verso nord-est, 4) Una parte sommitale costituita da pelite con una componente calcarea piuttosto marcata. Il fatto che nello strato guida sia presente una facies con composizione nettamente differente rispetto alle altre facies presenti nell'intera successione sedimentaria, fa pensare che in questo caso i sedimenti potessero arrivare da un'area sorgente diversa. La particolarità di questo strato guida è data anche dal fatto che nella parte superiore è caratterizzato da uno spessore anomalo di sedimenti fini con alternanze di lamine ondulate, piano parallele e ripples (interpretabili come F9), che richiamano le strutture tipiche dei fenomeni di ponding (relativi alla parte turbolenta dei flussi), mentre tutti gli altri strati presi in esame nel bacino della Val Pessola sono legati principalmente alla deposizione di flussi densi gravitativi.

L'utilizzo dei livelli guida ha permesso in fase di correlazione stratigrafica, di poter suddividere la successione sedimentaria studiata in 4 differenti unità stratigrafiche (Fig. 6.2 e 6.3). Questa suddivisione è stata effettuata tenendo conto anche una serie di elementi come la presenza di discordanze angolari, unità caotiche, variazioni nel rapporto arenaria/pelite e nella distribuzione e tipologia di facies. Queste caratteristiche legate al riempimento del bacino hanno permesso anche di valutare un eventuale interazione tra tettonica e sedimentazione. Per queste motivazioni si è deciso di analizzare e interpretare separatamente l'Unità I (Pizzo d'Oca) dalle unità stratigrafiche successive II, III, IV, appartenenti invece all'Unità Val Pessola (Mutti et al. 1995).

6.3 - UNITA' I (Unità Pizzo d'Oca)

Come introdotto in precedenza, le unità stratigrafiche basali delle Arenarie di Ranzano (Pizzo d'Oca e Val Pessola) sono caratterizzate tra loro da una netta distinzione in termini di facies. L'Unità I (Unità Pizzo d'Oca) si differenzia notevolmente dalle Unità II, III, IV (Unità Val Pessola), essendo caratterizzata principalmente da facies fini, con strati massivi di arenaria media (F8) e strati sottili di arenaria fine laminata (F9), che comportano un rapporto arenaria/pelite decisamente basso (16%). Quest'unità si distingue nettamente dalle successive, anche dal punto di vista composizionale essendo costituita da arenaria quarzo feldspatica mentre le Unità II, III e IV sono costituite prevalentemente da arenaria litica.

In dettaglio, l'Unità I è compresa stratigraficamente tra il tetto della Formazione delle Marne di Monte Piano e la base dell'Unità II (Arenarie di Ranzano). Il passaggio tra le Unità I e II è evidenziato sia da un marcato contrasto in termini di facies che da un evidente superficie di discordanza stratigrafica presente tra le due Unità. L'Unità I, come anticipato in precedenza, è caratterizzata da una netta prevalenza di depositi pelitici intervallati da sottili strati lenticolari di arenaria principalmente fine che tendono ad assecondare le probabili morfologie irregolari del bacino (Fig.6.4). Da sottolineare anche le frequenti bioturbazioni ad ophiomorpha. Le principali tipologie di strato che compaiono nell'Unità I sono:

1) Strati da spessi a medi costituiti da una parte basale di arenaria medio-grossolana massiva, con intraclasti pelitici alla base e bioturbazioni ad ophiomorpha (interpretabile come una facies intermedia tra F5-F8) seguita da un livello di arenaria grossolana caratterizzato da tappeti da trazione (F7) con al tetto un sottile livello di arenaria fine (inferiore ai 5 cm). Questa sequenza di facies è riconducibile alle tipologie di strato legate al controllo tettonico, come verrà descritto anche per le unità stratigrafiche successive (II-IV); dove il flusso denso inferiore deposita la parte basale massiva (F5-F8), che a causa della decelerazione legata probabilmente alla morfologia, viene bypassata e rimaneggiata dal flusso turbolento superiore portando alla formazione dei tappeti di trazione (F7).

2) Strati da medi a sottili di arenaria media massiva con base erosiva associata alla presenza di clasti pelitici e frequenti bioturbazioni ad ophiomorpha. Al tetto sono caratterizzati da sottili livelli pelitici. Questi strati possono essere interpretati come una facies F8 (Mutti et al. 2003) in cui l'arenaria media massiva viene depositata dalla parte densa basale del flusso turbolento (near bed suspension, Mohrig e Marr. 2003) in modo rapido, impedendo in questo modo che vi sia una certa organizzazione interna nello strato.

3) Strati lenticolari da medi a sottili di arenaria da medio-fine a fine, costituiti da una parte basale massiva o debolmente laminata (F8/F9) a cui fa seguito un aumento nell' organizzazione interna stratale in cui si alternano lamine ondulate, piano parallele e ripples (F9 o F9a Mutti et al. 1992). In questi strati si è osservato come i ripples indichino direzioni opposte tra loro nel verso delle paleocorrenti che sono dirette sia a est (N80) che ovest (N280). Le paleocorrenti individuate nelle forme di fondo (flute e crescent cast), indicano invece flussi diretti verso sud (N190). Dal punto di vista interpretativo come verrà anche rimarcato in seguito, la parte basale di arenaria media viene depositata dalla parte più densa del flusso diretto verso sud, mentre la parte laminata superiore viene depositata dalla parte turbolenta del flusso che come testimoniato dalle direzioni opposte delle paleocorrenti subisce la riflessione ad opera della morfologia del bacino. Questi strati possono essere visti come il tipico risultato legato al processo di ponding.

4) Strati lenticolari da sottili a molto sottili di arenaria fine massiva interpretabili come una sorta di transizione tra la Facies F8 di cui possiedono l'aspetto massivo e la facies F9 in senso stretto a cui sono accomunati dalla medesima granulometria fine. Possono essere descritti quindi con una facies F9b (Mutti et al. 1999) che si differenzia dagli F9 classici (F9a di Mutti 1992) per l'assenza di laminazione. Geneticamente sono facies deposte da flussi turbolenti legati alla deposizione di sistemi torbiditici a bassa efficienza (Mutti et al. 1999). In particolare queste facies, che sono dominanti per numero all'interno dell'Unità I, possono essere interpretate come deposte dalla coda turbolenta del flusso turbolento che bypassa la zona di deposizione degli F5 e F6.

6.3.1 - Descrizione ed interpretazione

L'Unità I risulta, quindi, essere dominata prevalentemente da facies fini (F9 e F9b e F8) separate tra loro da considerevoli spessori di pelite. Con frequenza minore compaiono anche facies più grossolane (F5-F8 con al tetto F7) soprattutto in corrispondenza del pacco di strati intermedio (utilizzato come livello di spianamento per il pannello stratigrafico relativo all'Unità Ia) che caratterizza l'Unità I in tutta la sua estensione laterale. In base allo spianamento progressivo effettuato prendendo come riferimento il tetto dell'Unità I si nota come l'andamento dell'Unità sia decisamente irregolare con gli strati che tendono a chiudersi verso est (sezione II) e con la presenza di due distinte aree depocentrali separate da un alto morfologico localizzato in corrispondenza della sezione 4 dove l'unità si chiude completamente (Fig. 6.4). La geometria irregolare del bacino al momento della deposizione potrebbe quindi essere spiegata attraverso la presenza due alti morfologici controllati tettonicamente posti rispettivamente in prossimità della sezione 4 (dove l'Unità I scompare) e l'altro verso il settore orientale del bacino nei pressi della sezione 1 dove si ha

un evidente onlap stratigrafico. In corrispondenza della sezione 4, l'Unità I risulta essere assente, determinando il contatto discordante tra Marne di Monte Piano e Unità II (Unità Val Pessola).
Negli strati di arenaria fine laminata (F9) è stata osservata la presenza di forme di fondo indicanti una direzione delle paleocorrenti verso sud, mentre nei ripples le paleocorrenti indicano una direzione dei flussi sia verso est che ovest, dovuta ai processi di riflessione. Il particolare andamento delle paleocorrenti, sommato alla chiusura stratigrafica verso est e alla discordanza angolare presente al passaggio tra Unità I e II, implica un controllo tettonico della parte orientale dovuta alla presenza di un alto morfologico, come verrà dimostrato anche in seguito prendendo in esame le unità stratigrafiche successive. Ulteriori evidenze del controllo tettonico sono date dalla presenza dell'Unità caotica 1 che in corrispondenza delle sezioni 3 e 2C è situata al passaggio tra Unità I e II e anche dalla presenza di faglie normali sin-sedimentarie (Fig.6.5 B). La distribuzione laterale di facies dell'Unità I è stata rappresentata in questo lavoro tramite il facies tract di figura (6.4), in cui si assiste alla prevalenza delle facies più fini verso est nella stessa direzione in cui avviene la chiusura stratigrafica dell'Unità. Nella sezione 5 posta al margine occidentale del bacino prevalgono le facies relativamente più grossolane (F8 e F5-F8 con al tetto F7) mentre verso il margine orientale si nota un aumento delle facies più fini (F9 e F9b).
Nei due spianamenti progressivi, è possibile ricostruire quella che è stata la probabile evoluzione tettonico sin-sedimentaria nel corso della deposizione dell'Unità I. Utilizzando come prima superficie di spianamento la base del pacco di strati, è stato possibile suddividere l'Unità I in due sotto-unità (Ia e Ib). Risulta evidente come passando dall'Unità Ia all'Unità Ib vi sia uno spostamento verso ovest dell'area di depocentro che passa dalla sezione 2b alla sezione 2c.
Da ciò che si evince in figura si può quindi ipotizzare la presenza di morfologie blande costituite da depocentri, in cui si hanno le concentrazioni più elevate in termini di numero di strati, intervallati da alti morfologici in cui invece la stratigrafia tende a chiudersi. Solamente i flussi diluiti turbolenti sono in grado di superare gli alti morfologici andando così a depositare le facies più fini all'interno dei depocentri collocati verso il margine orientale; si viene a verificare in questo modo una sorta di fill-and-spill (nel senso di Sinclair e Tomasso 2002) alla piccola scala, in cui parte dei flussi torbiditici è in grado di bypassare l'alto morfologico posto nei pressi della sezione 4 e depositare il proprio carico di sedimenti nei depocentri individuati nelle sezioni 2 e 3. Seppur blande, le morfologie dislocate all'interno del bacino permettono lo sviluppo di processi come ad esempio il ponding, in cui il flusso turbolento viene continuamente riflesso a causa del confinamento, come confermato dall'andamento opposto nei versi delle paleocorrenti indicate dai ripples. In corrispondenza della sezione 5 all'interno dell'Unità I sono state rinvenute alcune faglie normali

sin-sedimentarie che non fanno altro che confermare di come il controllo morfologico legato alla tettonica abbia agito nel corso della deposizione dell'Unità I.

6.4 - UNITA' II-IV (Unità Val Pessola)

Il passaggio tra Unità I e le successive Unità II, III, IV avviene attraverso una superficie di discordanza angolare, collocata alla base dell'Unità II, che segna un netto cambio nelle caratteristiche sedimentarie delle Arenarie di Ranzano (Fig. 6.5A e C). Le Unità II, III e IV, che rappresentano la quasi totalità dell'intervallo stratigrafico preso in esame, si differenziano drasticamente rispetto all'Unità I sia in termini di tipologia e distribuzione di facies che per un notevole aumento della concentrazione di arenaria (rapporto arenaria/pelite) che in queste unità presenta un valore medio dell'85% (a fronte del 16% registrato nell'Unità I). Come verrà messo in evidenza anche in seguito, si può notare dallo spaccato stratigrafico una netta chiusura stratigrafica verso est; tale chiusura tende ad essere più drastica nell'Unità II, mentre nelle Unità III e IV, seppur sempre presente tende ad essere più blanda. Le Unità III e IV sono dominate per l'appunto da facies grossolane e sia la distribuzione verticale che laterale di facies è costituita principalmente da tre differenti tipologie di strati:

Tipo I – Strati di arenaria massiva depositati da un flusso denso (F5)

Gli strati di tipo I, sono strati da spessi a molto spessi, amalgamati, di arenaria massiva da conglomeratica a grossolana, debolmente laminata al tetto, che possono essere considerati come una facies F5 (nel senso di Mutti et al. 2003b, Fig.6.6). Questi strati possono essere interpretati come il risultato della deposizione da parte del flusso denso basale che opera la segregazione orizzontale del carico sedimentario trasportato. In base alla capacità del flusso di segregare classi granulometriche differenti, è stato possibile distinguere due diverse tipologie di facies massive (F5): a) F5a, costituita da arenaria conglomeratica e molto grossolana, la cui deposizione dipende dalla decelerazione della testa del flusso denso, dove si concentrano le granulometrie più grossolane (Fig.6.6 A, B, C, E); b) F5b, costituita da arenaria grossolana legata alla deposizione del corpo e della coda del flusso denso, dove invece si concentrano le popolazioni granulometriche relativamente più fini. La parte basale di questi strati, in particolare per la facies F5a, è generalmente irregolare con frequenti superfici di amalgamazione (Fig.6.6C), strutture da erosione e iniezione di sabbie; accompagnate a queste strutture sono spesso presenti clasti pelitici che testimoniano l'impatto o comunque l'improvvisa decelerazione della parte frontale del flusso denso, generalmente associata ad un salto idraulico. Da quanto osservato mediante l'analisi di facies si è

visto come gli strati massivi ricchi in clasti pelitici si concentrino in modo prevalente nella parte orientale del bacino, dove quindi i tassi di decelerazione risulterebbero più elevati, facendo presupporre la presenza di una morfologia pronunciata. Quest'ipotesi, come poi verrà descritto meglio in seguito, viene confermata anche dalla chiusura degli strati che caratterizzano la parte basale della successione sedimentaria. Infine questa tipologia di strati è interessata anche dalla presenza di strutture da sfuggita d'acqua e da carico, legate in genere ad elevati tassi di sedimentazione prodotti dall'improvvisa decelerazione dei flussi densi basali e alle variazioni di pressione interne dovute ai salti idraulici (Tinterri et al, 2016). Questi strati corrispondono con gli strati tipo B di Tinterri e Tagliaferri (2015).

Tipo II – Strati di arenaria massiva (F5) con strutture da bypass al tetto (F6 e F7)

Questi strati sono caratterizzati da una parte basale di arenaria massiva da molto grossolana a grossolana (F5), seguita al tetto arenaria grossolana con strutture da trazione come megaripples (F6) o tappeti da trazione (F7). Questa sequenza di facies (Fig. 6.7), tende a registrare la decelerazione e deposizione del flusso denso basale e il bypass del flusso turbolento sommitale che caratterizzano la corrente di torbida. Il disaccoppiamento (decoupling) del flusso bipartito comporta il bypass della parte turbolenta superiore con il conseguente rimaneggiamento dell'arenaria massiva sottostante (F5) depositata dal flusso denso basale, generando in questo modo strutture trattive tipiche del processo di bypass. Le strutture da bypass possono variare a seconda del differente grado di decelerazione subito dal flusso; in genere la presenza di megaripples (F6) è legata ad alti tassi di decelerazione mentre i tappeti di trazione (F7) comportano un grado di decelerazione inferiore (Mutti et al. 2003; Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri e Tagliaferri 2015). La formazione di strutture da trazione come i tappeti e in alcuni casi anche lamine troncate a basso angolo, interpretabili come antidune) testimonierebbe come il flusso diluito turbolento sia in grado di raggiungere anche condizioni supercritiche. Come evidenziato anche in Tinterri e Muzzi Magalhaes (2011), in questi casi il flusso turbolento può incrementare la propria energia (Hiscott 1994) in seguito alla deposizione dell'arenaria grossolana del flusso denso basale che determina un salto idraulico. Questa sequenza di facies è caratteristica di sistemi misti tipo B (Mutti et al. 2003b, vedasi capitolo 4) o comunque sistemi torbiditici confinati ad efficienza relativamente bassa, come nel caso delle Arenarie di Ranzano (ampiamente discusso in seguito), Arenarie di Annot (Bacino di Peira Cava) e parte Tortoniana della Marnoso-arenacea dove registrano la progressiva chiusura del bacino di avanfossa dovuta al sollevamento tettonico (Tinterri et al. 2012 e Tinterri e Tagliaferri 2015). In particolare gli strati tipo II corrispondono con gli strati Tipo C di Tinterri et al. (2012),

(vedasi anche Tinterri e Tagliaferri, 2015) che caratterizzano la parte Tortoniana della Formazione Marnoso-Arenacea; questi strati presentano una sequenza di facies del tutto simile a quella dei sistemi misti tipo B. Questi strati, anche se meno frequenti rispetto alle tipologie I e III, hanno grande importanza poiché sono legati a processi di bypass e generalmente la loro presenza tende ad aumentare nei bacini confinati controllati tettonicamente, dove l'elevato confinamento morfologico comporta elevati gradi di decelerazione nelle correnti di torbida. Possono essere quindi considerati come tipi di strato altamente diagnostici per determinate tipologie di bacino.

Tipo III – Strati con strutture da trazione tipo megaripples indicanti bypass (F6)

Gli strati di Tipo III (Fig. 6.8) sono costituiti alla base da arenaria da molto grossolana a grossolana relativamente ben classata, caratterizzata da strutture da trazione tipo megaripples, seguita nella parte superiore dalla presenza di sottili livelli di arenaria fine laminata (spessore inferiore ai 5 cm) e pelite (spessore inferiore ai 10 cm). In questi strati vi è quindi un netto salto di granulometria tra la parte basale e la parte sommitale, che può essere considerato come una superficie di bypass (Mutti, 1992). Nel sistema torbiditico della Val Pessola sono state osservate tipologie differenti di facies F6, che si differenziano tra loro sia per spessore (da molto spessi a molto sottili) sia per granulometria (da ciottoli ad arenaria grossolana). Questa facies può essere ricondotta alle Facies E di Mutti e Ricci Lucchi (1972), e di Mutti e Normark, 1987 e rappresenta l'evoluzione sottocorrente e laterale degli strati Tipo II. Questa tipologia di facies viene interpretata come il risultato della deposizione operata dal flusso denso basale e dal rimaneggiamento legato al bypass del flusso turbolento superiore, che a causa dello sforzo al taglio esercitato, ne conferisce la tipica struttura lenticolare con geometrie a megaripples. Gli strati più sottili (spessore inferiore ai 5 cm) sono caratterizzati da una lamina molto sottile di arenaria grossolana seguita da arenaria fine massiva lenticolare (Fig.6.8C, D), e sono interpretabili come la deposizione della coda del flusso denso bypassata dal flusso diluito turbolento; possono quindi essere considerati come una transizione tra la facies F6 e F9b (Mutti et al. 1999). Gli strati tipo III, che corrispondono agli strati Tipo C di Tinterri e Tagliaferri (2015), tendono inoltre ad essere prevalenti nel settore occidentale della Val Pessola e nella parte superiore della successione sedimentaria studiata.

Dall'analisi di facies è stato possibile osservare come l'intervallo stratigrafico preso in esame (Unità II, III e IV) sia dominato principalmente da strati di tipo I e III, mentre altre tipologie di facies, come ad esempio strati massivi di arenaria media (F8) e strati sottili di arenaria fine laminati (F9), prevalenti nell' Unità I, sono state osservate anche se con una percentuale nettamente inferiore. Strati tipicamente caratteristici di sistemi torbiditici confinati tettonicamente, come ad esempio

slurry o strati ibridi (Haughton et al. 2009 e Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010) non sono invece presenti, mentre anche se raramente sono osservabili fossili di acque basse come ostriche e echinodermi.

Le associazioni di facies individuate sembrano riconducibili ad elementi deposizionali in cui si verifica un forte bypass delle granulometrie più fini (da sabbie medie ad argille), come nel caso della transizione lobo-canale (nel significato di Mutti e Normark, 1987, 1991). Tuttavia i depositi descritti presentano anche una forte similitudine con le associazioni di facies proposte da Tinterri e Tagliaferri (2015), legate alla deposizione dei flussi all'interno di bacini altamente confinati in grado di sviluppare processi di decelerazione (salti idraulici), strutture da impatto e separazione di flussi. Per le loro caratteristiche i depositi torbiditici in questione possono essere interpretati come sistemi a bassa efficienza o sistemi misti nel senso di Mutti et al. (2003b), che si differenziano dalle torbiditi bacinali per la presenza di facies più immature e meno organizzate. La scarsa organizzazione interna è dovuta all'elevato confinamento tettonico che ostacola la segregazione del carico sedimentario e favorisce la bipartizione dei flussi, con la deposizione di depositi grossolani mal classati ad opera del flusso denso basale e il bypass del flusso turbolento sommitale (Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011).

6.4.1 - Descrizione delle unità stratigrafiche II, III e IV

Le Unità stratigrafiche II, III, IV, rispetto all'Unità I, possono essere interpretate come legate a un incremento nell'apporto di sedimenti.

L'Unità II è compresa tra il contatto stratigrafico discordante con la sottostante Unità I e la base dello Strato guida 3 (Fig. 6.2, 6.4A e C). L'unica eccezione si ha nella sezione 4 dove a causa dell'assenza dell'Unità I, il contatto stratigrafico avviene direttamente sulla sottostante Formazione delle Marne di Monte Piano. All'interno dell'unità sono state individuate le Unità caotiche 1 e 2, la prima delle quali può essere seguita pressoché per tutta l'estensione del bacino (est-ovest) e ha consentito di suddividere l'Unità II nelle sotto-unità IIa e IIb. L'intervallo stratigrafico in questione è caratterizzato verticalmente da una certa alternanza tra pacchi di strati costituiti rispettivamente da strati amalgamati molto spessi di arenaria massiva grossolana (strati tipo I, interpretabili con la facies F5) e strati lenticolari con strutture a megaripples legate al bypass (strati tipo III, interpretabili con la facies F6). L'intera Unità II è coinvolta in una drastica chiusura stratigrafica verso est, che porta ad avere la completa scomparsa della parte basale (Unità IIa) dello spessore di circa 60 metri in corrispondenza della sezione 4, e una chiusura equivalente della parte superiore (Unità IIb) che subisce una notevole diminuzione di spessore tra le sezioni 2 ed 1 (settore orientale).

Per quanto riguarda le caratteristiche sedimentarie è possibile notare attraverso i diagrammi realizzati una particolare distribuzione laterale di facies (Fig.6.9), in cui da est verso ovest si assiste ad un incremento nella percentuale di strati di arenaria grossolana caratterizzati da geometrie a megaripples (facies F6) e a una contemporanea diminuzione degli strati amalgamati di arenaria grossolana massiva (facies F5), (Fig.6.9A). Occorre sottolineare come nell'Unità IIb le sezioni 1 e 5, poste alle due estremità dello spaccato stratigrafico orientato est-ovest, siano dominate rispettivamente dalla presenza di facies F5 (100% nella sezione 1) e facies F6 (90% nella sezione 5). All'aumento nella percentuale di facies F6 che si verifica verso ovest è strettamente legato anche l'aumento generale del numero di strati, come verrà ampiamente descritto in fase interpretativa. Prendendo ulteriormente in considerazione la facies F5 si può constatare anche una diminuzione nello spessore degli strati sempre verso ovest (Fig.6.9A), dove prevalgono gli spessori inferiori al metro, come è possibile notare in entrambe le Unità (IIa e IIb). Altri elementi di grande importanza che caratterizzano l'Unità II (IIa e IIb) e che variano nello spaccato stratigrafico perpendicolarmente alla direzione delle paleocorrenti sono: la diminuzione verso ovest nel valore del rapporto arenaria/pelite supportata anche da una conseguente diminuzione delle granulometrie più grossolane e dall'aumento delle classi granulometriche più fini (Fig.6.9B, C e D). Verso est si assiste invece all'aumento nel numero di strati caratterizzati da brecce da impatto, clasti pelitici e superfici di amalgamazione. In particolare all'interno dell'Unità IIb in corrispondenza delle sezioni 1 e 2 si verificano percentuali relative al numero di brecce da impatto e superfici di amalgamazione che sono in assoluto le più elevate dell'intero spaccato stratigrafico preso in esame. Dai diagrammi delle paleocorrenti, ricavate dai megaripples, è possibile osservare come vi sia una progressiva deviazione verso ovest (Fig.6.9A). Occorre ricordare come nel caso delle Arenarie di Ranzano le correnti di torbida hanno provenienza dai settori Nord-orientali (direzioni indicate dai flute e groove cast).

L'Unità III è compresa stratigraficamente tra gli Strati guida 3 e 4 (Fig.6.2 e 6.3), e presenta indubbiamente un andamento della stratigrafia più regolare rispetto alle unità sottostanti caratterizzate invece da evidenti chiusure stratigrafiche verso il margine orientale del bacino. Va anche ricordato come nel caso dell'Unità III non sia stato possibile estendere lo spaccato stratigrafico anche alla sezione 1 a causa della mancanza di affioramenti. Sia la tipologia di facies presenti (F5 e F6) che la loro distribuzione confermano gli andamenti descritti per l'Unità II. In particolare da est verso ovest si assiste nella distribuzione di facies ad un aumento della percentuale di strati tipo III (Facies F6) e a una contemporanea diminuzione degli strati tipo I (facies F5) che invece continuano ad essere prevalenti verso il margine orientale del bacino (Fig.6.10A). In accordo

con la distribuzione di facies, sempre in corrispondenza del settore orientale, si nota un aumento nello spessore degli strati tipo I (F5), una generale prevalenza delle popolazioni granulometriche più grossolane, e un minor numero di strati rispetto al settore occidentale (Fig.6.10B). Il numero di strati caratterizzati da brecce da impatto con clasti pelitici e da superfici di amalgamazione tende ad essere più elevato sempre verso ovest anche se le percentuali sono decisamente inferiori rispetto a quelle riscontrate nella sottostante Unità II (6.12D). Anche nell'Unità III si assiste a una progressiva deviazione verso ovest delle paleocorrenti indicate dai megaripples (F6), che tendono a divergere verso il settore occidentale del bacino (6.10A). Inoltre le misure delle paleocorrenti misurate in corrispondenza di flute e groove cast indicano una direzione dei flussi verso SSW (N190°) che si discostano considerevolmente dalle misure effettuate nei megaripples (N260°/270°).

L'Unità IV, posta sopra lo Strato guida 4, rappresenta la parte superiore dell'intervallo stratigrafico studiato ed è stata misurata nelle sezioni 2, 3 e 4 (Fig.6.2 e 6.3). Rispetto alle altre unità descritte in precedenza che appartenenti all'Unità Val Pessola, l'Unità IV si distingue per una netta predominanza degli strati con superfici da bypass e geometrie a megaripples (facies F6) che riguarda l'intera estensione Est-Ovest del bacino. Gli strati massivi di Tipo I appartenenti nel caso dell'Unità IV alla facies F5b, anche se con percentuali piuttosto basse, sono comunque ancora presenti e continuano a mostrare una diminuzione verso Ovest (6.11A). Sono invece essenzialmente assenti gli strati molto spessi massivi e amalgamati (F5a). Complice la netta prevalenza di strati tipo III interpretabili come F6 relativamente sottili, nell'Unità IV si assiste ad una rilevante diminuzione nel rapporto arenaria/pelite (65% di arenaria) oltre che ad un evidente incremento del numero di strati rispetto alle unità stratigrafiche descritte in precedenza (6.11C). A causa del ridotto numero di strati Tipo I (F5), risultano in diminuzione il numero di strati con brecce da impatto e superfici di amalgamazione. Le paleocorrenti misurate in corispondenza delle facies a megaripples (F6) anche nell'Unità IV indicano una direzione dei flussi verso SSE (N250°).

In precedenza, analizzando l'Unità I, era stato messo in evidenza come la distribuzione laterale delle facies (concentrazione delle facies più grossolane verso ovest) unita all'andamento delle paleocorrenti, alla chiusura stratigrafica verso est e alla discordanza angolare al passaggio tra Unità I e II, potesse implicare un controllo tettonico della parte orientale dovuta ad un alto morfologico maggiormente pronunciato rispetto al margine occidentale. La relazione tra controllo tettonico e distribuzione delle facies a cui si fa riferimento nell'Unità I, risulta ancor più evidente e determinante nelle unità stratigrafiche successive (in particolare IIa e IIb) caratterizzate da un evidente chiusura stratigrafica verso il margine orientale e dalla presenza di due Unità caotiche (1 e 2) che tendono ugualmente a diminuire di spessore sempre verso est. L'Unità IIa tende a chiudersi

completamente in corrispondenza delle sezioni 4 e 3, mentre l'Unità IIb si chiude drasticamente nei pressi della Sezione 1.

6.4.2 - Interpretazione delle Unità stratigrafiche II, III e IV (Unità Val Pessola)

Osservando lo spaccato stratigrafico orientato est-ovest (compreso tra le sezioni 1 e 5) e i pannelli relativi agli spianamenti progressivi (Fig.6.2 e 6.3), realizzati per ogni singola unità, si notano alcune importanti variazioni laterali:

1) chiusure stratigrafiche verso est dove gli strati massivi si chiudono stratigraficamente contro il margine orientale del bacino (Fig.6.2, 6.3, 6.5);

2) aumento progressivo verso est del rapporto arenaria/pelite (6.9D, 6.10C e 6.11C);

3) gran parte delle granulometrie più grossolane tendono a concentrarsi verso il margine orientale del bacino, a cui corrisponde una progressiva diminuzione verso ovest (da arenaria conglomeratica a arenaria grossolana), (Fig. 6.9B,C; Fig.6.10B e 6.11B);

4) progressiva transizione di facies da est verso ovest, in cui si passa rispettivamente da strati massivi amalgamati e molto spessi di arenaria molto grossolana (Facies F5) a strati caratterizzati da strutture trattive tipo megaripples (F6), (Fig.6.13, 6.14A, 6.15A);

5) progressiva diminuzione verso ovest nello spessore degli strati costituiti dalla facies F5; gli spessori massimi della facies F5 si registrano nei pressi dell'alto strutturale del margine orientale (Fig.6.9A, 6.10A e 6.11A);

6) progressiva deviazione verso ovest delle paleocorrenti indicate dai megaripples (F6), che tendono a divergere verso il settore occidentale del bacino (Fig.6.9A, 6.10A, 6.11A, 6.15A);

7) diminuzione progressiva verso ovest nella percentuale delle superfici di amalgamazione e di strati costituiti da brecce da impatto, strutture da iniezioni e clasti pelitici (Fig.6.12D);

8) concentrazione di strutture da soft-sediment deformations in corrispondenza del margine orientale del bacino (Fig.6.12E);

9) aumento progressivo verso ovest nel numero di strati costituiti dalla facies a megaripples F6 (Fig.6.9A e B, 6.10A, 6.11A, 6.12F, 6.16);

Le osservazioni qui sopra elencate valgono in particolar modo per le Unità IIa e IIb, possono però essere effettuate, anche se con minore enfasi, anche per le Unità III e IV. Le variazioni laterali riguardanti le caratteristiche sedimentarie delle unità stratigrafiche oggetto di studio sono tutte riconducibili all'interazione dei flussi torbiditici bipartiti con la morfologia del bacino. In particolare tutte le variazioni laterali descritte permettono di ipotizzare la presenza di una morfologia relativamente più ripida in corrispondenza del margine orientale del bacino, legata probabilmente al controllo tettonico che ha interessato il bacino della Val Pessola durante la deposizione delle unità basali (I-IV) delle Arenarie di Ranzano. I flussi infatti impattando contro l'alto topografico subiscono una sorta di separazione tra la parte densa basale e la parte turbolenta superiore che bypassa verso il margine occidentale dove la morfologia sarebbe meno pronunciata (Fig.6.14A, 15A). Tutte le osservazioni fino a qui effettuate avvalorano l'idea che la deposizione della successione stratigrafica studiata, sia stata influenzata dalla geometria asimmetrica del bacino legato alla presenza di un alto morfologico controllato tettonicamente nel margine orientale; questo viene confermato dalla evidente chiusura stratigrafica verso est e dalla discordanza angolare tra le Unità I e IIa. L'alto morfologico posto nella parte orientale del bacino avrebbe quindi agito da ostacolo provocando l'improvvisa decelerazione dei flussi bipartiti dando origine ad un ben determinato facies tract laterale caratteristico del riempimento di bacini torbiditici asimmetrici (Fig.6.14A, 6.15A, B).

Gli elementi su cui ci si intende maggiormente soffermare, tra quelli forniti dall'analisi di facies e dalla stratigrafia fisica, riguardano la variazione laterale di facies e l'enorme discrepanza che si ha nel numero di strati presenti rispettivamente nei margini est (più inclinato) e ovest (più blando) del bacino. L'obiettivo è stato quello di comprendere come la struttura asimmetrica del bacino vada ad influenzare i processi deposizionali relativi ai flussi torbiditici.

Innanzitutto risulta utile ricapitolare come le Unità II, III e IV (Unità Val Pessola) siano quasi esclusivamente dominate da due tipologie di facies, F5 e F6, legate all'evoluzione sottocorrente del flusso denso basale e dal processo di rimaneggiamento causato dal flusso turbolento sommitale. La differente distribuzione laterale di facies tra i margini orientale e occidentale, nonché l'enorme diversità nel numero di strati, può essere spiegata con il bypass parziale operato anche dalla parte basale densa del flusso in corrispondenza del margine orientale. La distribuzione laterale di facies nelle unità II, III, IV viene descritta dal facies tract di Figura 6.13, realizzato perpendicolarmente al verso delle paleocorrenti dirette verso sud-ovest, in cui si ipotizza la presenza di due distinti salti idraulici; il primo legato al flusso denso mentre il secondo è relativo al flusso diluito turbolento che lo bypassa. Analizzando più in dettaglio si nota come da est verso ovest si assiste ad una transizione

tra gli strati massivi amalgamati di tipo I (F5) e gli strati con geometrie a megaripples di tipo III (F6). Questa variazione laterale di facies determina quindi anche una diminuzione sia in termini di spessore degli strati che di granulometrie, passando dal margine orientale al margine occidentale del bacino (Fig.6.15A). La facies F5 (strati tipo I) che caratterizza in modo pressoché esclusivo il settore orientale del bacino (sezione 1), è legata alla deposizione del flusso denso basale non in grado di bypassare l'area deposizionale posta a ridosso dell'alto morfologico. Il mancato bypass del flusso denso basale potrebbe essere dovuto ad una diminuzione del grado di efficienza della corrente di torbida o a un aumento del grado di decelerazione indotto dal margine del bacino. A causa di queste condizioni legate al confinamento morfologico si ha la deposizione di strati massivi da molto spessi a spessi di arenaria da conglomeratica a grossolana, con base erosiva, frequenti superfici di amalgamazione, brecce da impatto con abbondanti clasti pelitici, interpretabile come facies F5a. Nel caso della facies F5a il processo deposizionale coinvolge la testa del flusso denso basale, dove si concentrano le granulometrie più grossolane. Il corpo e la coda del flusso denso basale, in cui la concentrazione delle classi granulometriche più grossolane è inferiore rispetto alla parte centrale (assiale) del flusso, bypassa la morfologia costituita dai depositi della facies F5a nel (margine orientale) subendo una sorta di deflessione verso ovest che porta alla deposizione di strati via via sempre meno spessi e grossolani (F5b). Osservando lo spaccato stratigrafico e il relativo facies tract (6.13, 6.15A) si può osservare come si venga a creare da est verso ovest, grossomodo perpendicolarmente alla direzione delle paleocorrenti, una sorta di accrezione laterale a basso angolo (vedasi Tinterri e Civa 2014), legata alla deposizione differenziale delle varie componenti interne che costituiscono la corrente di torbida. Questa distinzione tra facies F5a e F5b è essenzialmente legata ad un primo salto idraulico che si viene a creare a causa dell'impatto del flusso denso basale contro l'alto morfologico (Fig.6.15B). Il salto idraulico consiste in una variazione repentina della velocità del flusso, che passa da condizioni supercritiche a sub-critiche, nonché dalla sua capacità di trasporto del carico sedimentario generata da una brusca diminuzione del gradiente morfologico (Komar, 1971; Cartigny et al. 2014). In seguito all'impatto e al rallentamento che ne consegue, il flusso denso tende ad espandersi aumentando anche la propria capacità di erodere il substrato inglobando al suo interno clasti pelitici, che contraddistinguono le superfici di amalgamazione presenti negli strati tipo I (facies F5). La brusca decelerazione subita porta il flusso denso basale a depositare il proprio carico di sedimenti in tempi brevi, determinando la formazione di strutture da sfuggita d'acqua e da carico che caratterizzano in particolare la facies F5a. Risulta molto importante ricordare come i depositi di arenaria molto grossolana e grossolana che costituiscono il facies tract, siano legati esclusivamente alla deposizione e all'evoluzione della

parte densa basale del flusso torbiditico. I tassi di deposizione relativi al flusso denso sono massimi in corrispondenza del margine orientale del bacino, dove il gradiente morfologico è più accentuato e di conseguenza il grado di decelerazione subito dal flusso sarà massimo. Allontanandosi dal settore orientale e di conseguenza dall'area di deposizione degli F5, il flusso denso tende tenderà a depositare strati via via sempre meno spessi.

La parte superiore delle correnti di torbida è costituita invece da un flusso turbolento in cui vengono trasportate le classi granulometriche più fini, da arenaria media a molto fine, e che si muove separatamente dal flusso denso inferiore (6.14A, 6.15B). Il flusso turbolento infatti essendo caratterizzato da una velocità e da un meccanismo di sostentamento delle particelle differente, tende a bypassare e a rimaneggiare l'arenaria grossolana depositata in seguito all'impatto del flusso denso contro il margine orientale. La firma esercitata dal bypass del flusso turbolento, si manifesta sottoforma di strati con geometria a megaripples e lamine oblique caratteristiche della facies F6 (Strati Tipo III). Le paleocorrenti misurate in corrispondenza dei megaripples indicano una progressiva deviazione verso ovest, probabilmente legata alla deflessione che i flussi diluiti turbolenti subiscono a causa della morfologia del margine orientale. In questo modo vengono generate sequenze di facies costituite alla base dalla facies massiva F5 e al tetto dalla facies a megaripples F6 (Strati di Tipo II) o più raramente dalla facies F7 caratterizzata da tappeti da trazione (Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011). E' evidente come il rimaneggiamento operato dal flusso turbolento dipenda dall'interazione tra velocità del flusso turbolento e dal tempo del bypass. Queste due variabili determinano l'intensità dello sforzo al taglio e di conseguenza la trazione che porta alla formazione delle strutture a megaripples con laminazione incrociata (Tinterri et al. in stampa).

Dal facies tract è intuibile come negli strati che costituiscono le Unità II, III e IV, solamente la parte di arenaria fine situata al tetto (F9) sia legata alla deposizione del flusso turbolento mentre tutte le altre classi granulometriche bypassano andando probabilmente a depositarsi in un bacino adiacente (vedasi Tinterri et al. in stampa per maggiori dettagli). La superficie in cui si verifica il brusco passaggio dall'arenaria grossolana (unità inferiore) all'arenaria fine (unità superiore) rappresenta la superficie di bypass. Nel caso del bypass del flusso turbolento sommitale, è probabile che inizialmente si verifichi una fase di ri-accelerazione legata ad un aumento nella capacità di trasporto (deposizione della facies F5 e deflessione laterale), a cui potrebbe far seguito una seconda decelerazione in grado di generare un secondo salto idraulico (Fig. 6.15). La formazione di un secondo salto idraulico verrebbe confermata dalla presenza di scour e superfici di amalgamazione che si osservano nelle facies a megaripples (F6). L'evoluzione dei flussi torbiditici mediante la

formazione di due distinti salti idraulici coincide con quanto affermato da Mutti, (1992) e Postma (2011).

Oltre alla caratteristica distribuzione laterale di facies descritta tramite l'apposito facies tract, occorre sottolineare anche il forte contrasto presente tra il numero di strati depositati nella parte orientale del bacino, in cui domina la presenza degli strati Tipo I (Facies F5) e quello relativo alla parte occidentale, dominata invece dalla presenza degli strati Tipo III (Facies F6). Come si può osservare nell'intervallo tempo equivalente di figura 16, la sezione 1 posta in corrispondenza del margine orientale del bacino è costituita da 10 strati interpretabili prevalentemente come facies F5a mentre la sezione 5 posta nel margine occidentale è costituita da 95 strati appartenenti alla facies F6 (Fig.6.16). Questo significa che circa il 90% degli strati e di conseguenza delle correnti di torbida depositate nel margine occidentale non vengono invece registrate nel margine orientale. La spiegazione potrebbe essere dovuta al fatto, come accennato in precedenza, che nei pressi del margine orientale, dove il margine risulterebbe più ripido, la parte assiale densa dei flussi bipartiti riesce a mantenere una certa capacità di trasporto e di conseguenza è in grado di bypassare l'area lasciando alle proprie spalle la parte marginale del flusso dove si concentra l'arenaria grossolana (Mutti e Tinterri, 2004; Amy et al. 2004, Labourdette et al.2008, Jobe e al. 2010 e Stevenson et al. 2012). Questi depositi vengono successivamente rimaneggiati dal passaggio dei flussi turbolenti deflessi verso ovest, attraverso processi di trazione, e tendono inoltre ad assumere geometrie lenticolari diminuendo di spessore sempre verso ovest. Il bypass dei flussi turbolenti viene registrato nella parte occidentale del bacino dalla presenza dominante di facies a megaripples (F6) che potrebbero essere interpretate come una sorta di argine laterale. Il settore orientale del bacino essendo invece maggiormente confinato e interessato dal bypass dei flussi densi, può essere invece interpretato come un canale riempito da pochi strati di arenaria massiva da conglomeratica a molto grossolana che decelera contro il pendio del margine.

Queste osservazioni riguardanti la parte basale delle Arenarie di Ranzano (Unità I-IV), consentono di ipotizzare che le Unità I e IIa potrebbero essere state coinvolte in una prima fase tettonica che avrebbe determinato la formazione dell'alto morfologico nella parte orientale del bacino e la deposizione dell'Unità caotica 1 attraverso l'impatto di un flusso ad alta energia. Anche se non è lo scopo del lavoro, è comunque ipotizzabile che questa prima fase tettonica potrebbe essere dovuta in qualche modo alla fase tettonica distensiva descritta da Piazza et al. (2016) nelle Arenarie di Ranzano (placca della Val d'Enza) e anche nella Formazione del Molare nel Bacino Terziario Piemontese (Mutti et al. 1995). La fase tettonica distensiva verrebbe anche confermata dal rinvenimento di alcune faglie normali sin-sedimentarie nell'Unità I. Tuttavia, la fase di

sollevamento evidenziata dalla discordanza angolare presente al contatto tra le Unità I e IIb, farebbe pensare a una più corretta alternanza tra fasi di distensione e compressione tettonica. L'ipotesi di controllo della deposizione delle Arenarie di Ranzano mediante faglie trascorrenti venne già introdotta da Di Biase (1994) e sostenuta anche da Piazza et al. (2016). La tettonica sin-sedimentaria sembrerebbe aver coinvolto in particolare la parte basale della successione sedimentaria. L'Unità III e IV infatti sono caratterizzate da un andamento della stratigrafia più regolare, e anche la variazione laterale di facies risulta essere molto più attenuata rispetto all'Unità II. Probabilmente la deposizione dell'Unità II potrebbe aver determinato una sorta di compensazione della morfologia legata al sollevamento tettonico del settore orientale. Inoltre il fatto che l'Unità IV sia costituita quasi esclusivamente da strati tipo II e III (Facies F6), porta a pensare ad un intensa fase di bypass avvenuta durante la deposizione dell'unità medesima, forse determinata dal progressivo riempimento del bacino. I trend relativi alla variazione laterale di facies che confermano la presenza di un alto morfologico nel settore orientale, anche se attenuati, continuano ad essere evidenti anche per le Unità III e IV.

6.5 - CONCLUSIONI RELATIVE AL BACINO DELLA VAL PESSOLA

Le associazioni di facies individuate e descritte appartengono ad elementi deposizionali in cui si verifica un forte bypass delle granulometrie più fini (da sabbie medie ad argille), come nel caso della transizione lobo-canale (nel significato di Mutti e Normark, 1987, 1991). Tuttavia i depositi descritti presentano una marcata similitudine con le associazioni di facies proposte da Tinterri e Tagliaferri (2015), legate alla deposizione dei flussi all'interno di bacini altamente confinati in grado di sviluppare processi di decelerazione (salti idraulici), strutture da impatto e separazione di flussi. Per le loro caratteristiche i depositi torbiditici in questione possono essere interpretati come sistemi a bassa efficienza o sistemi misti nel senso di Mutti et al. (2003b), che si differenziano dalle torbiditi bacinali per la presenza di facies più immature e meno organizzate. I dati raccolti mostrano come il confinamento morfologico del bacino sembrerebbe aver influenzato soprattutto la deposizione delle Unità basali I e II, dove vengono registrate drastiche chiusure della stratigrafia verso il settore orientale del bacino. Attraverso le variazioni laterali di facies illustrate mediante la realizzazione dell'apposito facies tract, è stata messa in evidenza la geometria asimmetrica del bacino, influenzata dal controllo tettonico, caratterizzata dalla presenza di un alto morfologico piuttosto accentuato in corrispondenza del margine orientale del bacino e da una morfologia più blanda in corrispondenza del margine occidentale (Fig.6.15A). I risultati di questo lavoro che, come accennato sopra, sono in via di stampa in un articolo su Sedimentary Geology (Tinterri, Laporta e

Ogata, in stampa; vedasi anche Tinterri et al. 2015) non solo forniscono uno schema di facies che può essere considerato tipico di bacini asimmetrici, ma mettono anche in evidenza una tipica successione sedimentaria che caratterizza i bacini di intraslope tettonicamente controllati come proposto da Sinclair e Tomasso (2002) e Prather et al. (1998). Questi bacini, infatti, sono generalmente caratterizzati da tre fasi: 1) fase di ponding dove i flussi sono completamente confinati; 2) fase di flow stripping, dove le parti turbolente possono bypassare e sfuggire dai margini del bacino facendo così aumentare il rapporto arenaria-pelite dei depositi e 3) fase di bypass dove a causa del completo riempimento del bacino abbiamo lo spostamento della deposizione in un bacino adiacente. Da questo punto di vista le Arenarie di Ranzano rappresentano bene questa evoluzione con l'unità I che può rappresentare la fase a ponding e le Unità II, III e IV la fase di flow stripping.

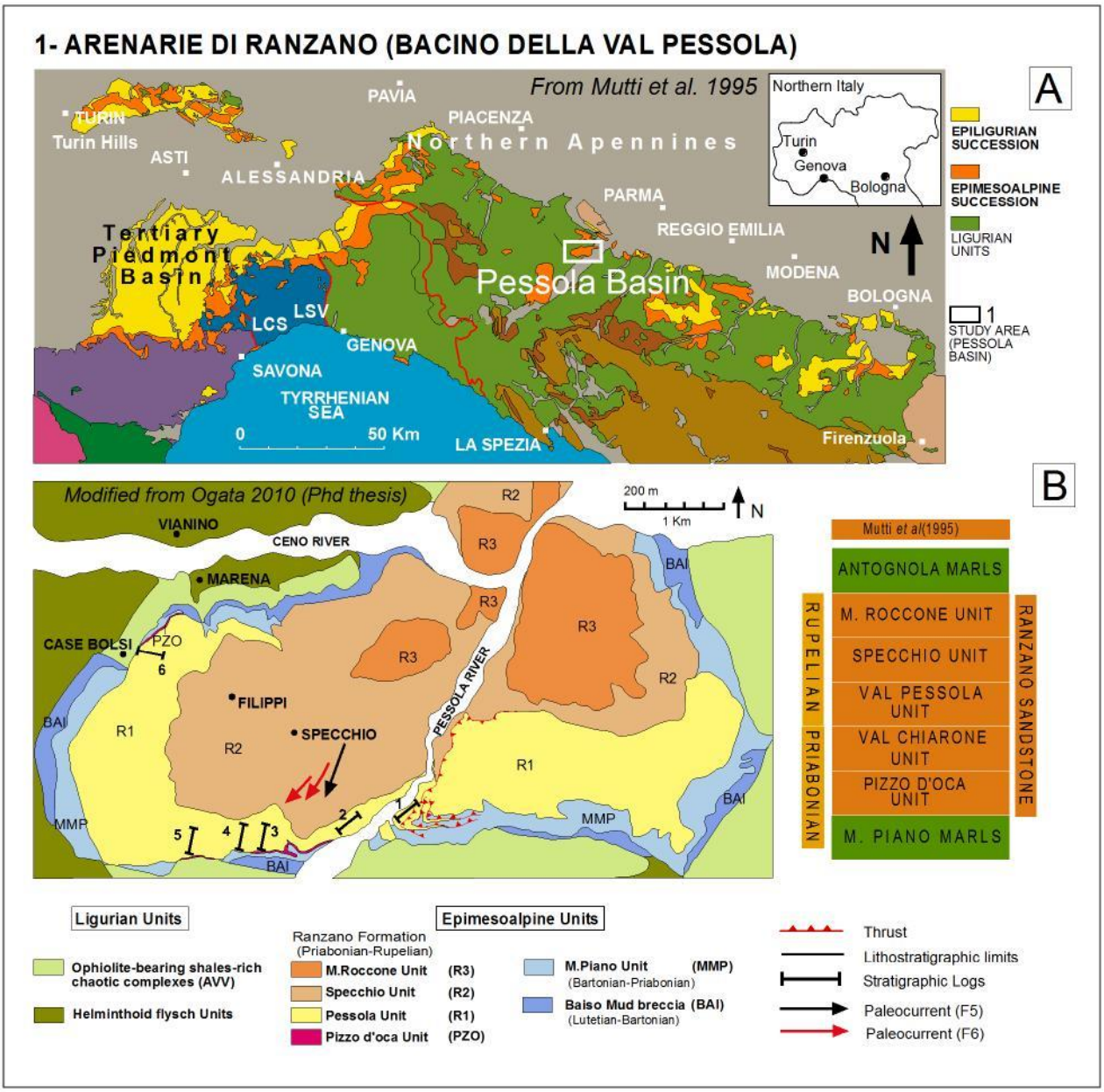


Fig. 6.1: A) Aree di affioramento dei depositi Epimesoalpini nell'Appennino settentrionale, in cui viene evidenziata l'area di affioramento della successione sedimentaria studiata in Val Pessola (Provincia di Parma); B) Carta geologica di dettaglio della Val Pessola in cui viene mostrata l'ubicazione delle sezioni stratigrafiche misurate all'interno della successione sedimentaria compresa tra le Marne di M.Piano e le Arenarie di Ranzano (modificata da Ogata, 2010); Sulla destrat è mostrata la stratigrafia delle Arenarie di Ranzano indicata in Mutti et al. 1995.

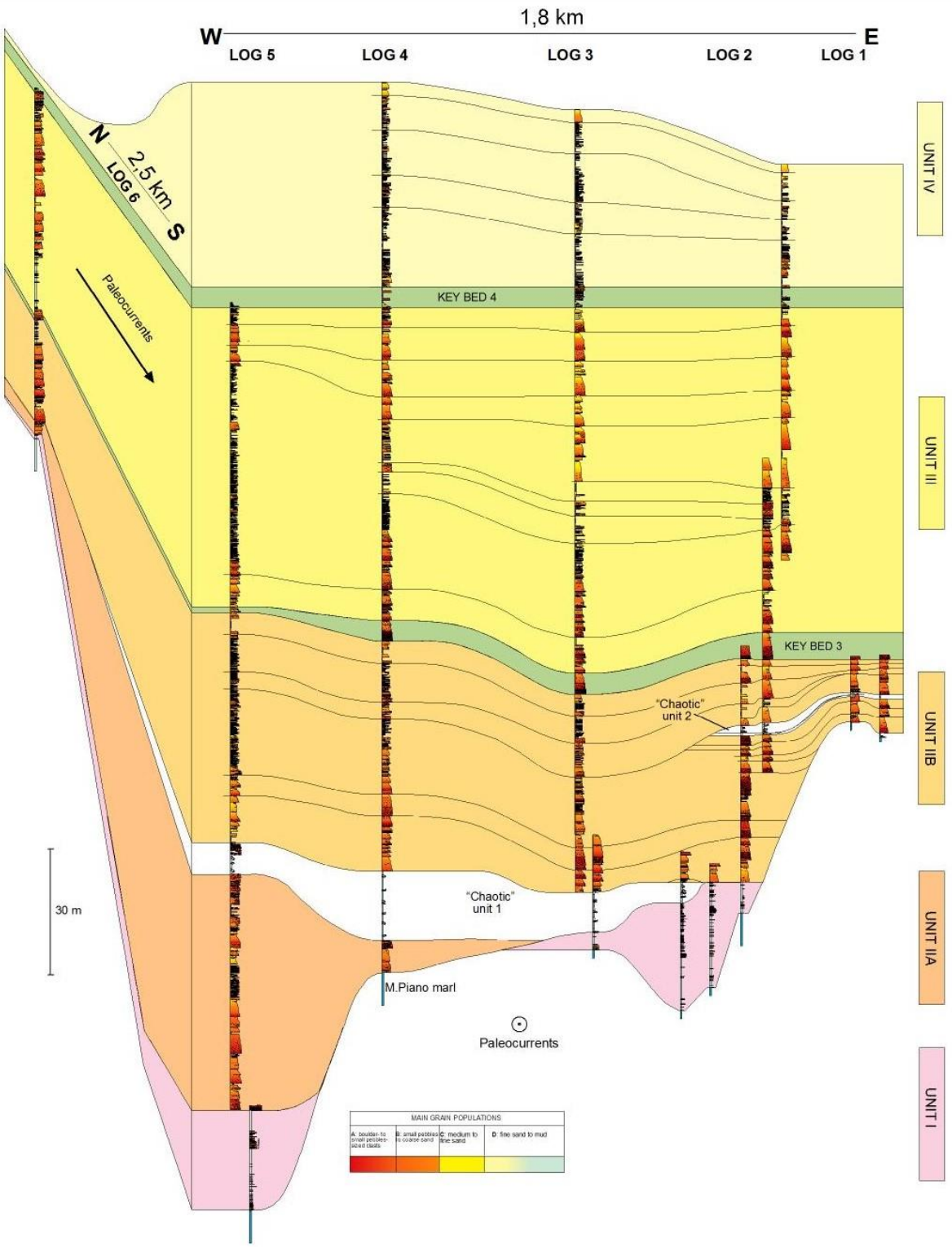


Fig.6.2: Pannello stratigrafico generale relativo all'intervallo studiato (i.e., Marne di M.Piano e Unità di Pizzo d'Oca e Val Pessola, in accordo con la suddivisione di Mutti et al. 1995). In figura vengono mostrate le unità straatigrafiche proposte in questo lavoro e i principali strati guida individuati. Lo spaccato stratigrafico compreso tra le sezioni 1-5 è pressochè perpendicolare all'andamento delle paleocorrenti; Lo spaccato stratigrafico compreso tra le sezioni 5-6, invece, è parallelo alla direzione delle paleocorrenti.

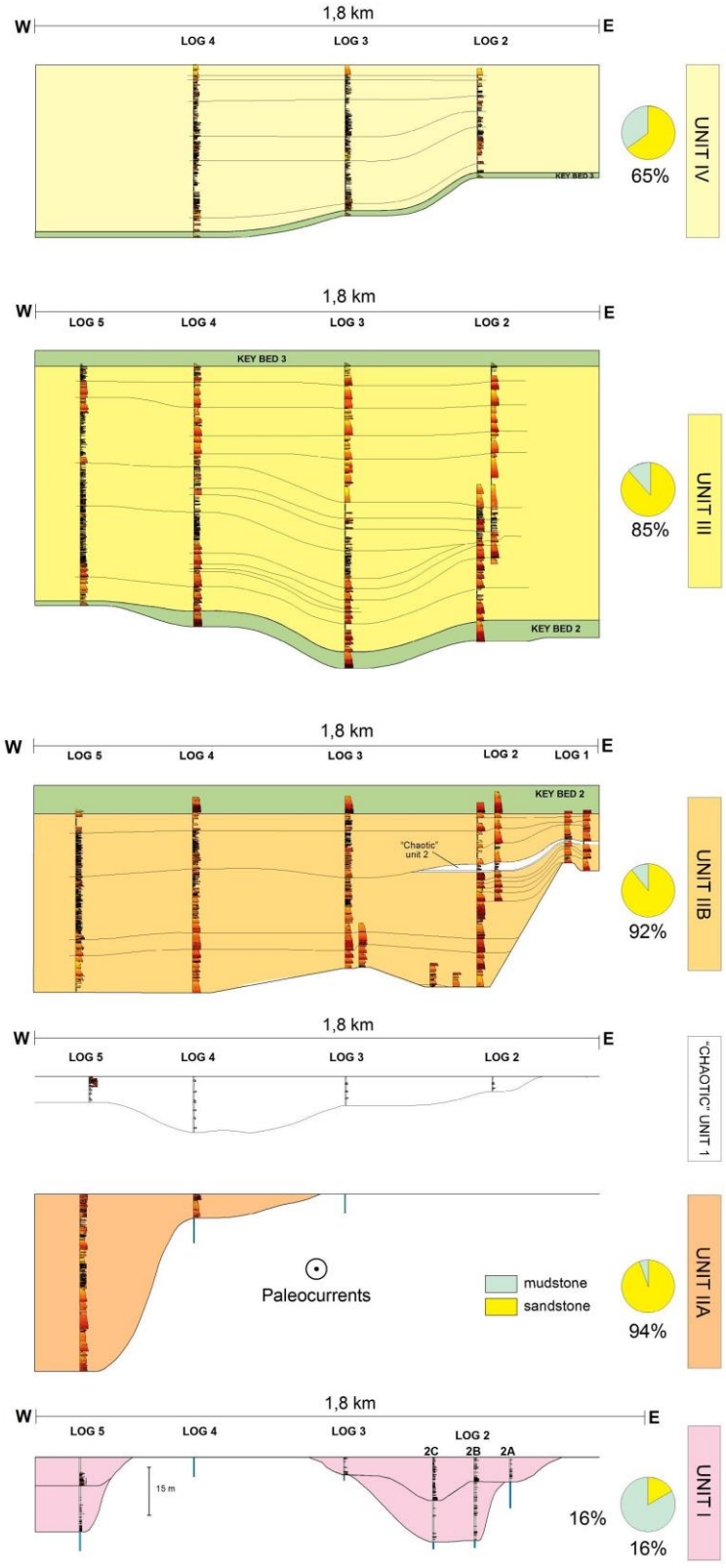


Fig. 6.3: Spianamenti progressivi delle Unità stratigrafiche individuate nello spaccato stratigrafico perpendicolare alla direzione delle paleocorrenti. In oltre sono riportati anche i diagrammi relativi ai rapporti arenaria/pelite per ciascuna Unità.

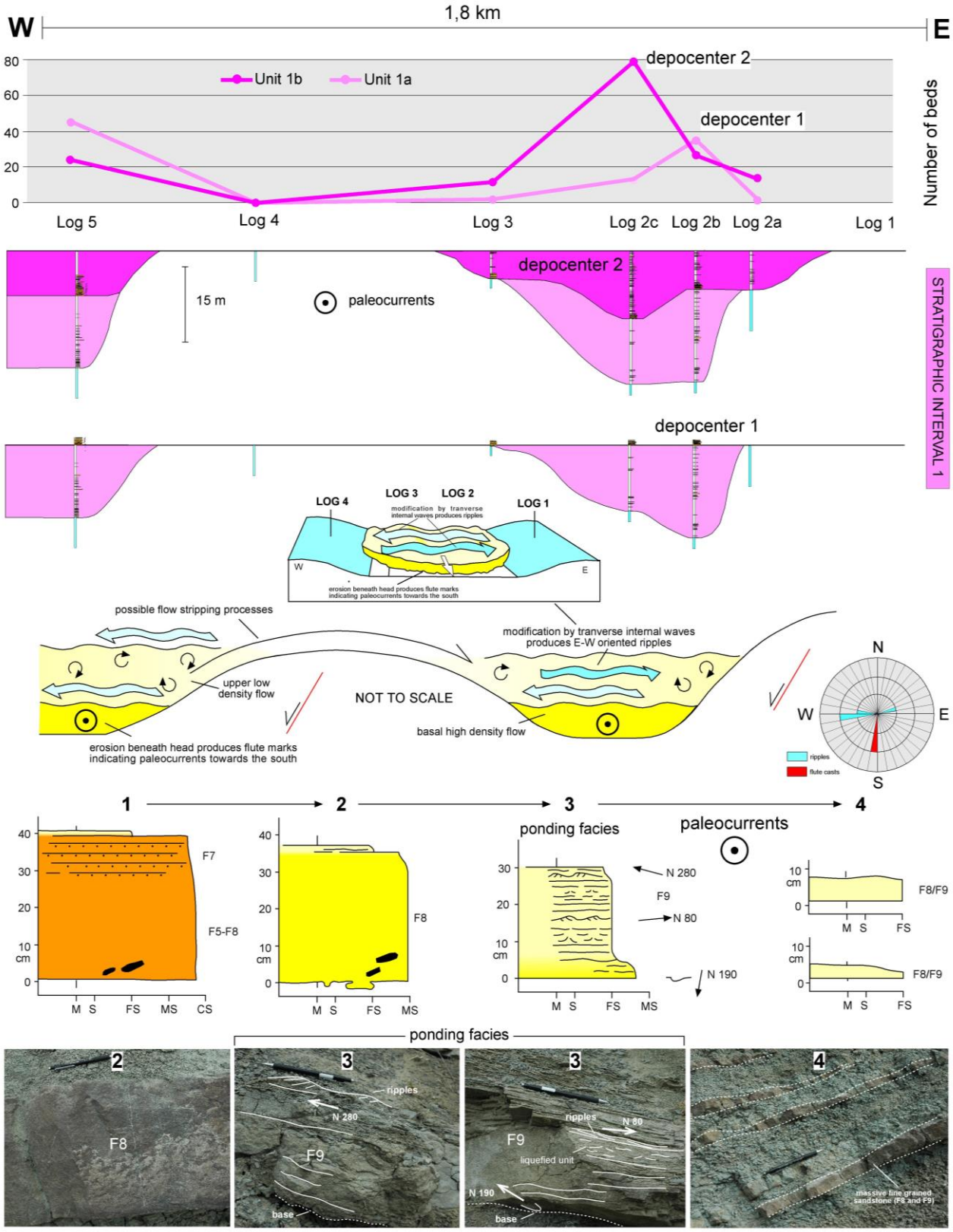


Fig.6.4: Nella parte superiore, vengono mostrati gli spianamenti progressivi realizzati per l'Unità I (Ia e Ib), dove è possibile osservare la geometria irregolare della stratigrafia, caratterizzata da un'alternanza di depocentri (Log 2 e 5), e alti morfologici (Log 1 e 4). Nella parte inferiore di Fig. 5.4 viene proposto il modello di riempimento dell'Unità I e il relativo facies tract (da Tinterri, et al. in stampa).

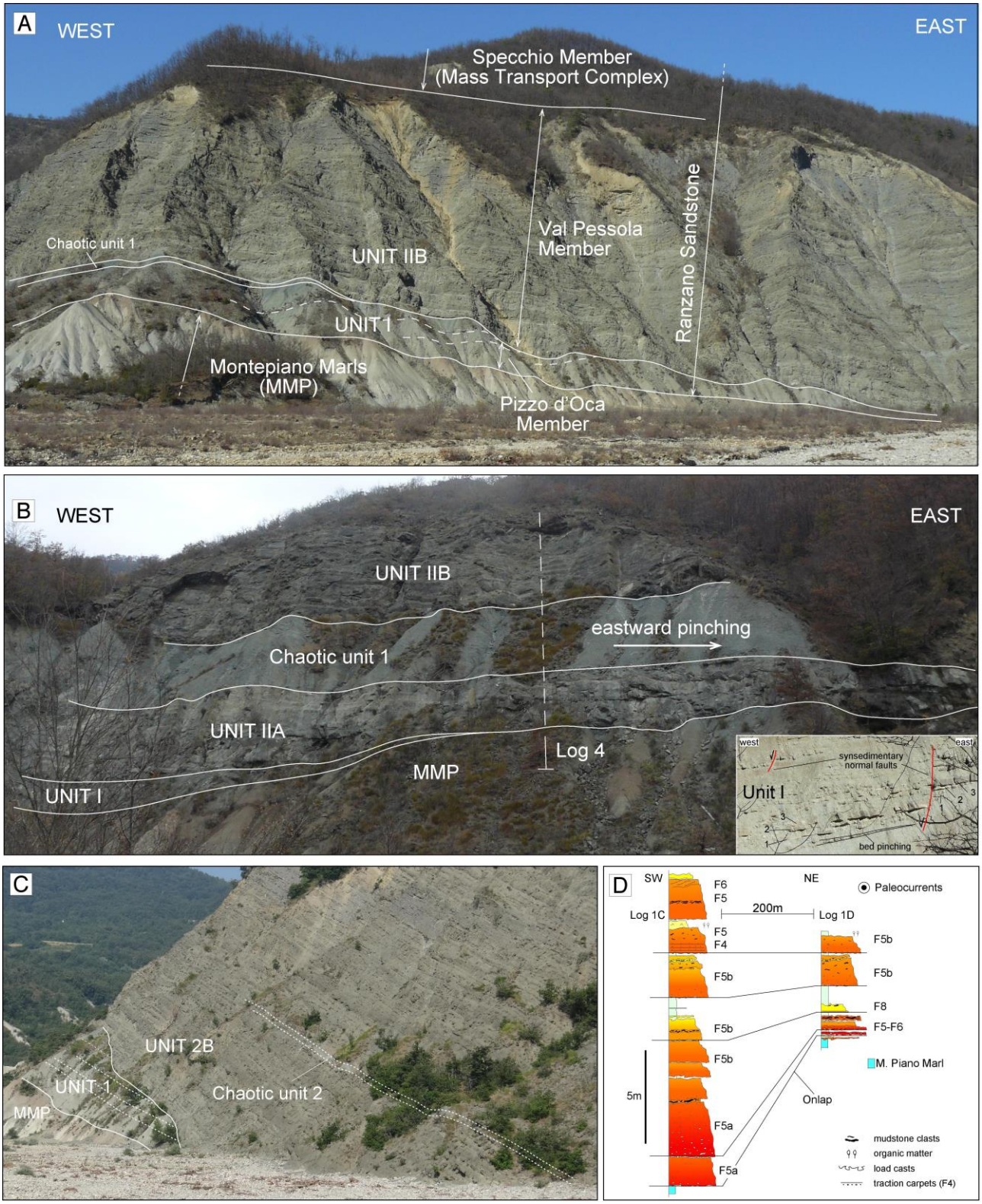


Fig.6.5: A) Panoramica della successione stratigrafica studiata, in cui si osserva il contatto stratigrafico tra Marne di M.Piano e Arenarie di Ranzano. B) Panoramica della parte basale della successione delle Arenarie di ranzano, in cui si nota il pinching stratigrafico verso Est delle Unità I, IIA e dell'Unità caotica 1 (Log 4), e la presenza di faglie normali sinsedimentarie ; C) Veduta del contatto stratigrafico discordante tra l'Unità I (Unità Pizzo d'Oca) e l'Unità IIB (Unità Val Pessola); D) Dettaglio della chiusura stratigrafica ad onlap relativa all'Unità II, nei pressi della località di Fosio.

Fig.6.6: Esempi di strati massivi amalgamati Tipo I: A) Strato amalgamato di arenaria molto grossolana massiva (Facies F5 in Mutti et al. 2003); B) Dettaglio dei ciottoli e dell'arenaria molto grossolana che caratterizzano la parte basale degli strati Tipo I; C) Brecce prodotte dall'impatto dei flussi densi contro un area di alto morfologico; D) Strati molto spessi di arenaria molto grossolana (F5a); E) Dettaglio del salto granulometrico posto alla base della facies F5a.

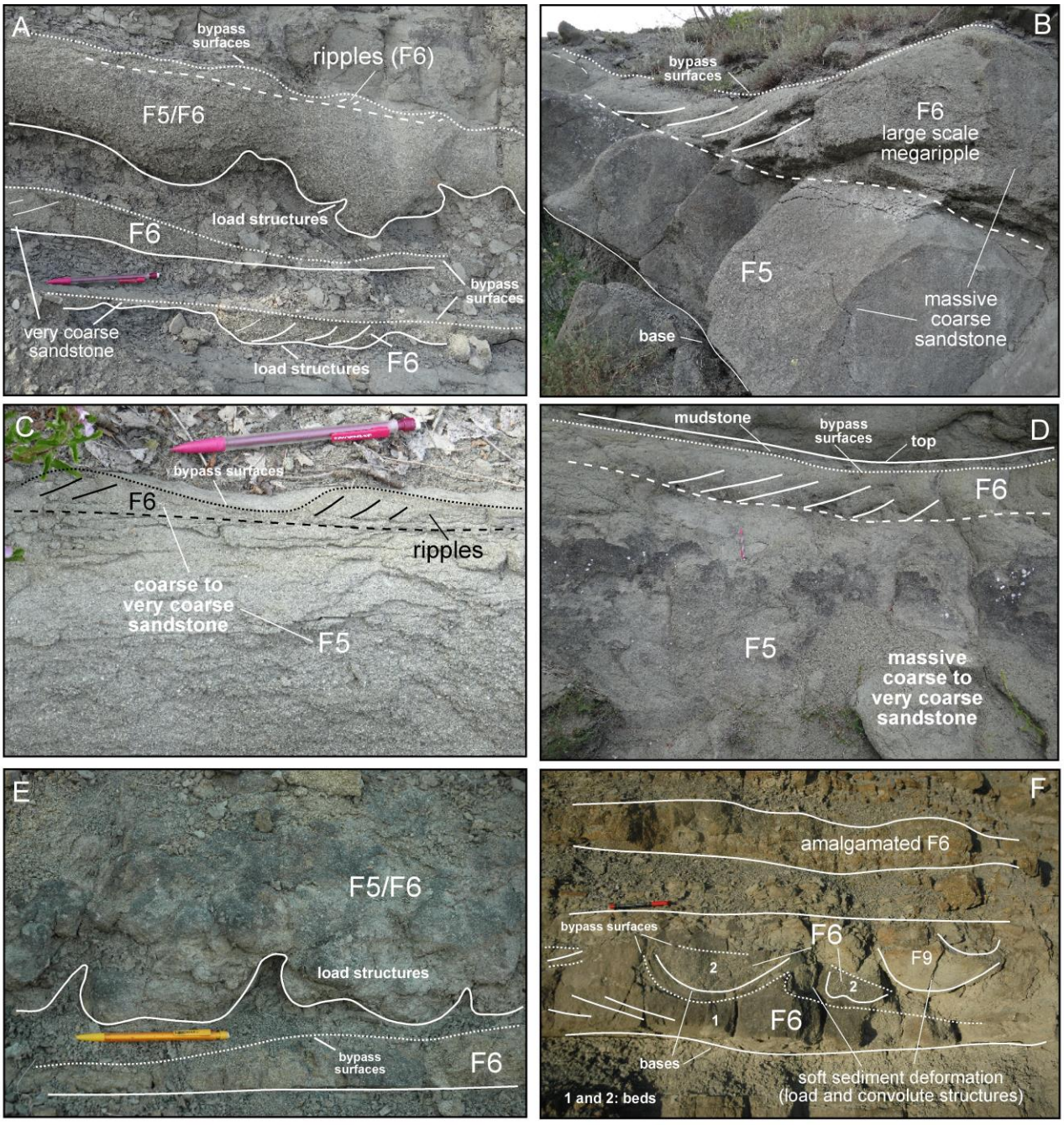


Fig.6.7: Esempi di strati Tipo II e III con strutture da soft sediment deformation. A) Arenaria grossolana massiva (F5) sovrascorsa da arenaria grossolana con ripples (F6); B, C e D) Esempi di sequenze di facies caratterizzati da F5 alla base e F6 al tetto legate al bypass del flusso turbolento; E) Strutture da carico e a fiamma alla base degli strati Tipo II; F) F6 amalgamati con strutture da carico e sfuggite d'acqua.

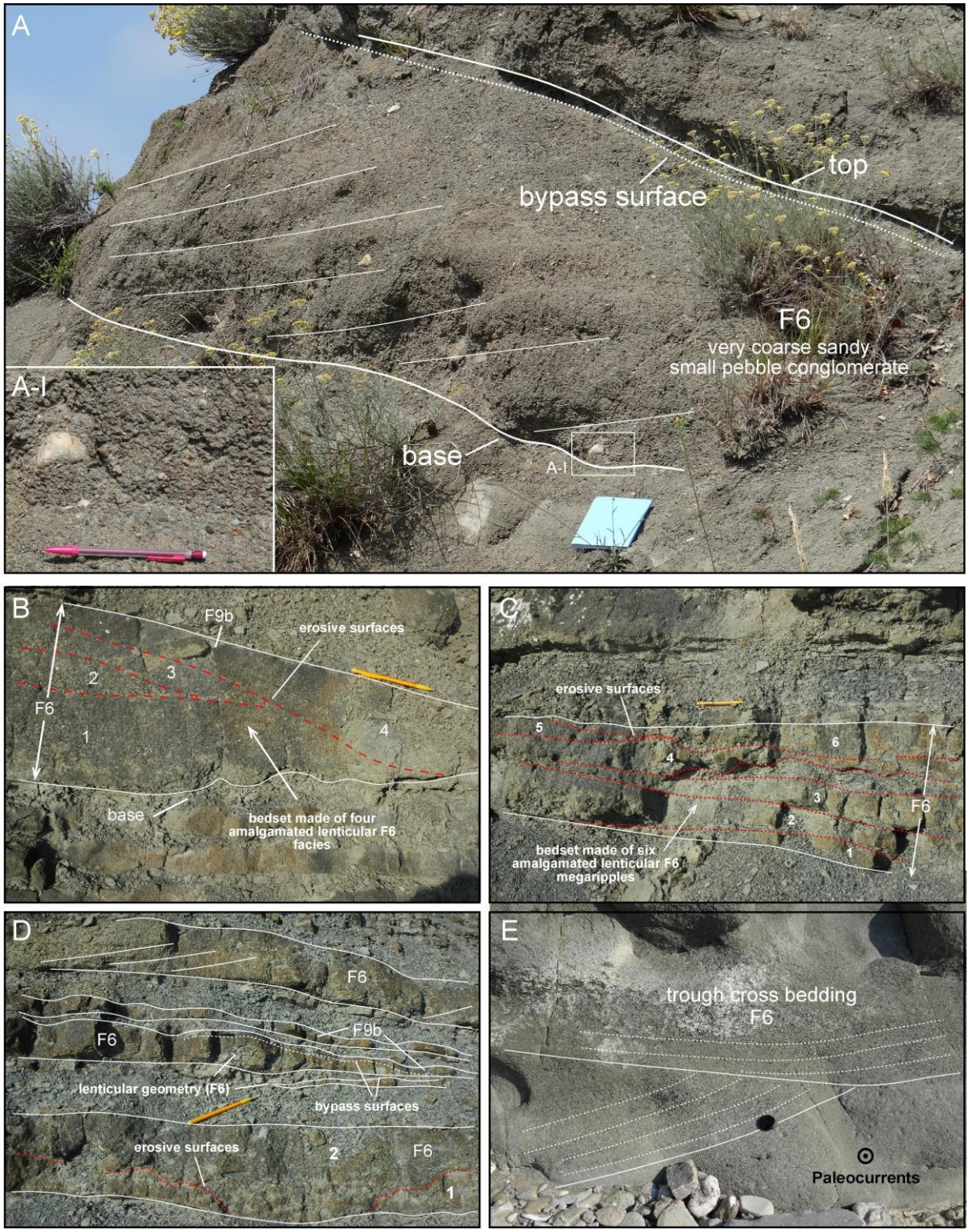


Fig.6.8: Esempi di differenti tipologie di strati Tipo III, costituiti da arenaria grossolana con geometrie a megaripples. A) Strati molto spessi (> 1m) con megaripples ed evidente stratificazione incrociata in arenaria molto grossolana (vedasi dettaglio in A1); B e C) F6 amalgamati costituiti da arenaria molto grossolana; D) Pacco di strati costituito da F6 in cui si nota un netto salto granulometrico in corrispondenza del passaggio alla facies F9 (arenaria fine); E) Esempio di festoni dovuto al taglio perpendicolare alle paleocorrenti (F6).

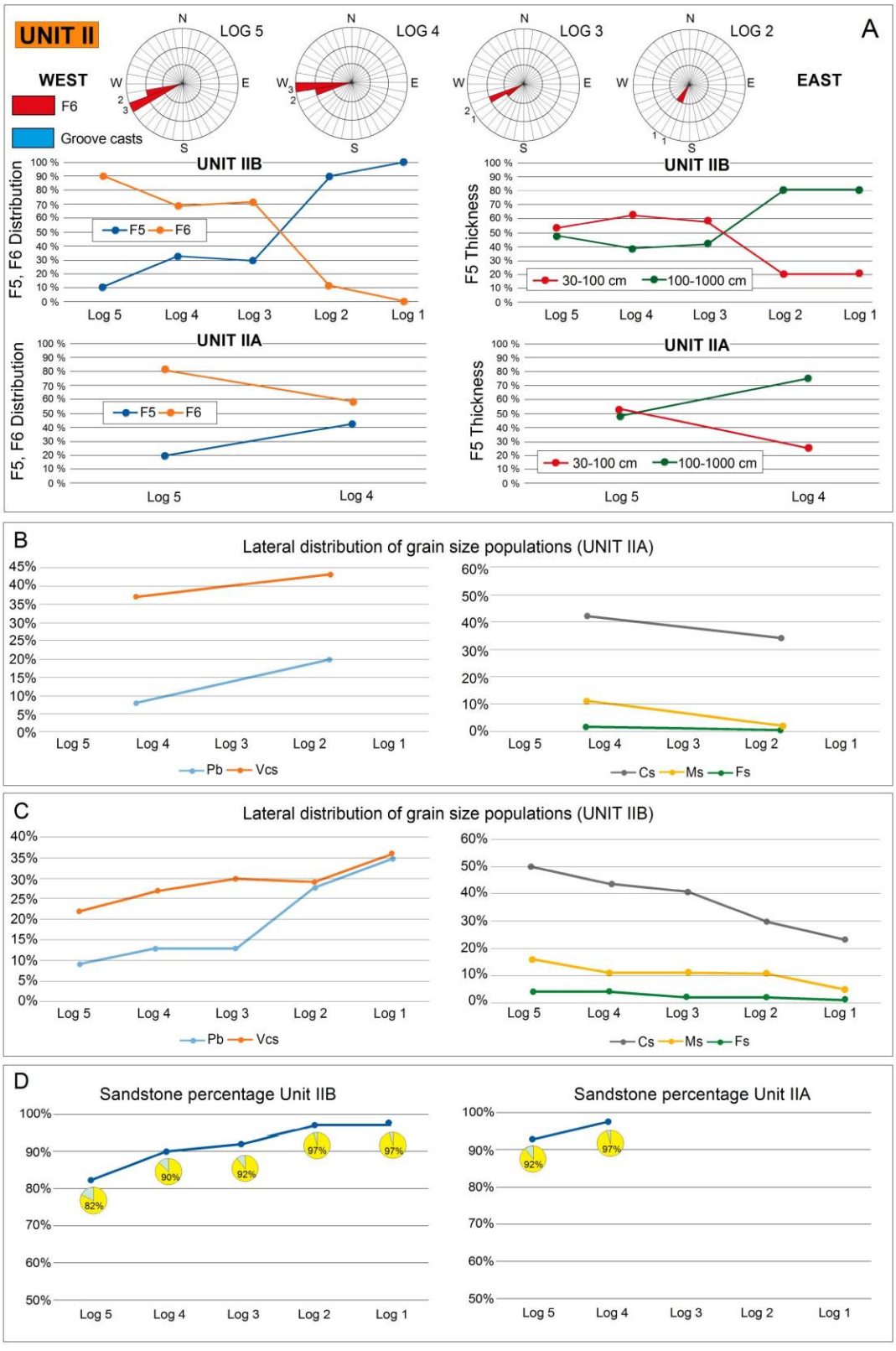


Fig.6.9: Diagrammi relativi all'Unità II (A e B) in cui vengono messe in evidenza le variazioni laterali delle differenti caratteristiche sedimentarie. A) Diminuzione verso est nel numero di strati tipo III (Facies F6) a cui corrisponde un aumento di spessore degli strati tipo I (facies F5); Deviazione delle paleocorrenti verso ovest; B e C) Progressivo aumento delle popolazioni granulometriche più grossolane verso Est, mentre le granulometrie più fini prevalgono verso ovest, rispettivamente nell'Unità IIA e IIB; D) Aumento verso est nel rapporto arenaria/pelite (nelle Unità IIA e IIA).

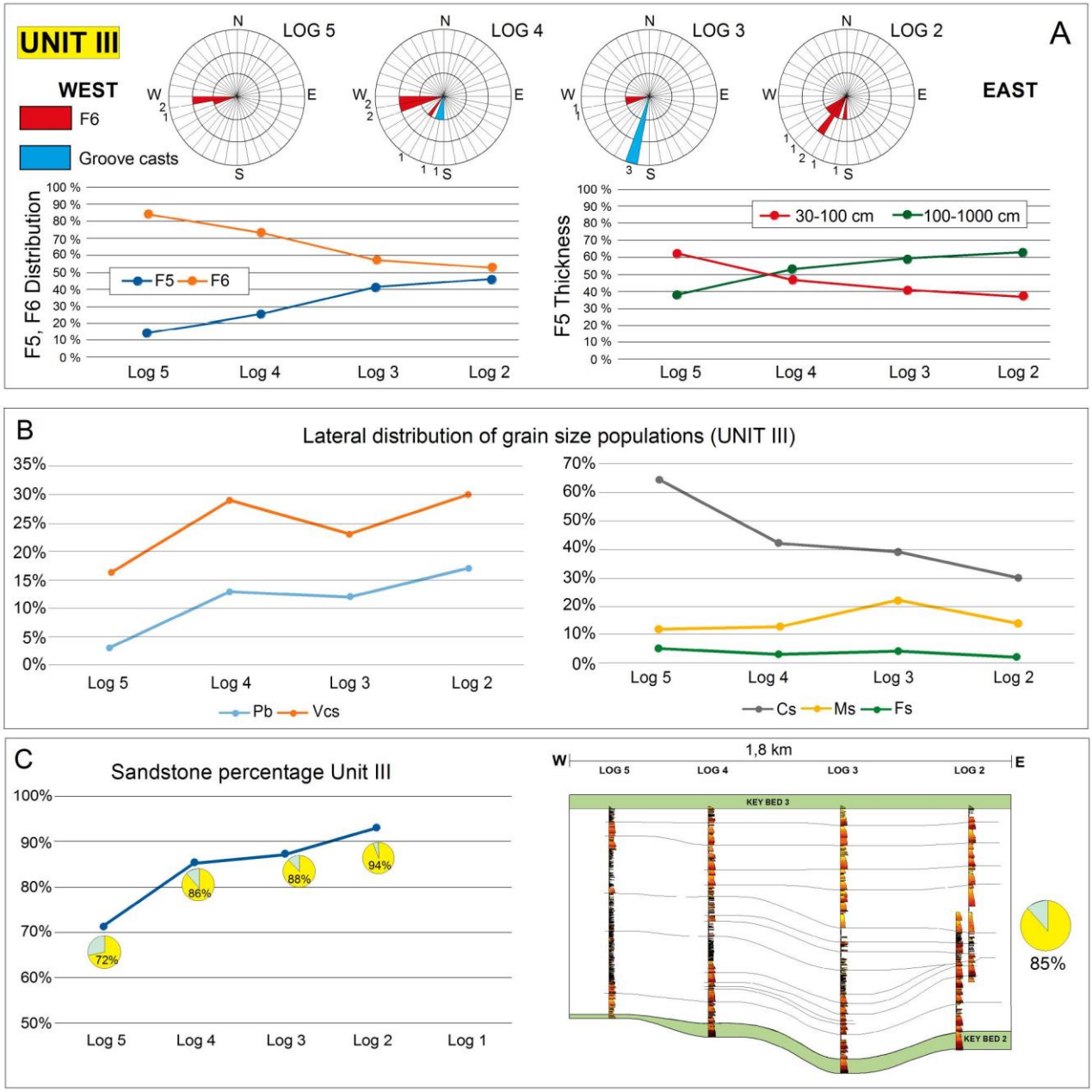


Fig.6.10: Diagrammi relativi all'Unità III in cui vengono messe in evidenza le variazioni laterali delle differenti caratteristiche sedimentarie. A) Diminuzione verso est nel numero di strati tipo III (Facies F6) a cui corrisponde un aumento di spessore degli strati tipo I (facies F5). E' possibile osservare la progressiva deviazione delle paleocorrenti (misurate nei ripples) verso ovest. B) Progressivo aumento delle popolazioni granulometriche più grossolane verso Est, mentre le granulometrie più fini prevalgono verso ovest. C) Aumento verso est nel rapporto arenaria/pelite.

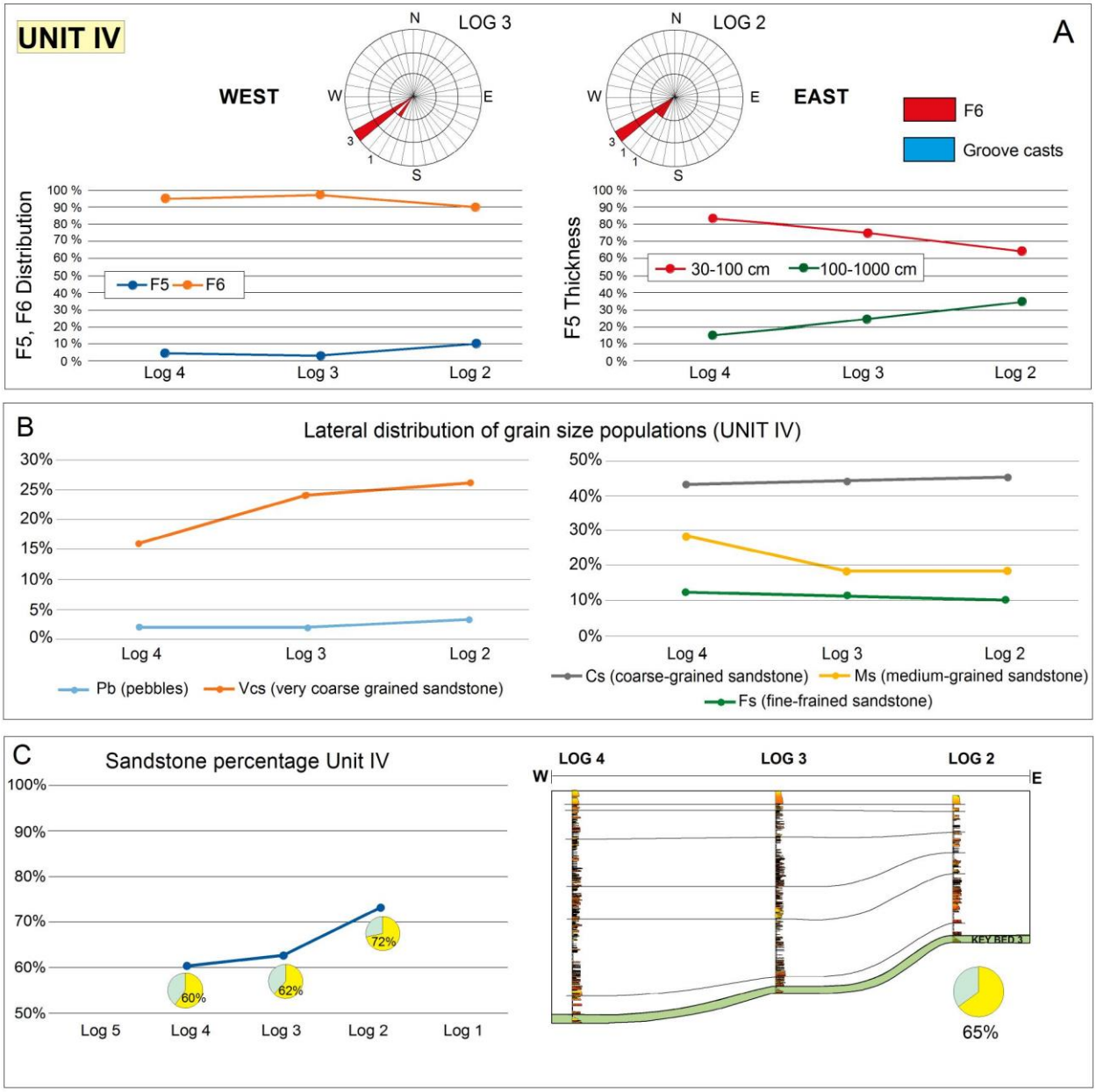


Fig.6.11: Diagrammi relativi all'Unità IV in cui vengono messe in evidenza le variazioni laterali delle differenti caratteristiche sedimentarie. A) Diminuzione verso est nel numero di strati tipo III (Facies F6) a cui corrisponde un aumento di spessore degli strati tipo I (facies F5). Viene confermata la deviazione delle paleocorrenti verso ovest. B) Progressivo aumento delle popolazioni granulometriche più grossolane verso Est, mentre le granulometrie più fini prevalgono verso ovest. C) Aumento verso est nel rapporto arenaria/pelite.

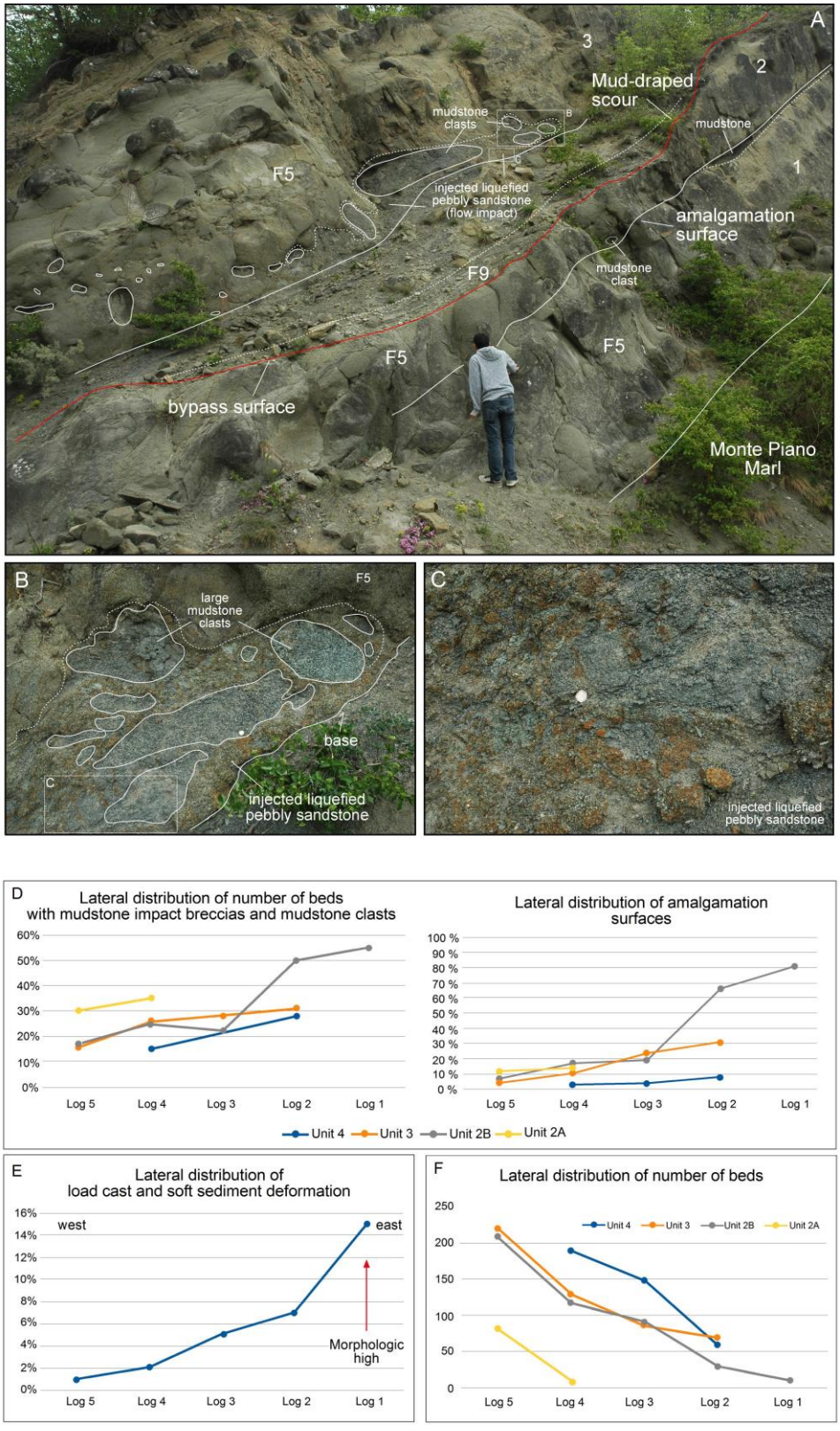


Fig.6.12:A) Panoramica relativa al contatto tra Marne di M.Piano e Unità II nel settore orientale del bacino (Log 1), in cui prevalgono gli strati massivi amalgamati Tipo I, caratterizzati da mud draped scour e da brecce da impatto (B e C); D e E) Aumento verso est nella concentrazione di brecce da impatto, strutture da carico, superfici di amalgamazione e soft sediment deformation; F) Diminuzione del numero di strati verso est; (da Tinterri, et al., in stampa).

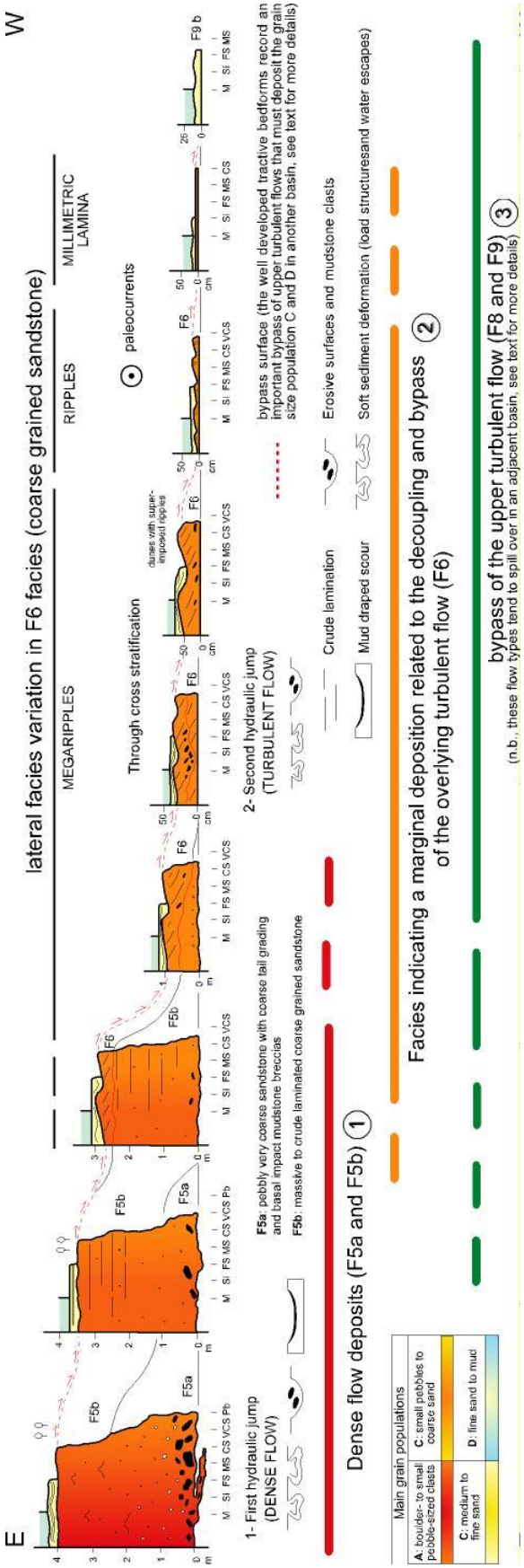


Fig.6.13: Facies tract asimmetrico, perpendicolare all'andamento delle paleocorrenti, legato alla deposizione dei flussi torbiditici nelle Unità II, III, IV (da Tinterri, et al., in stampa).

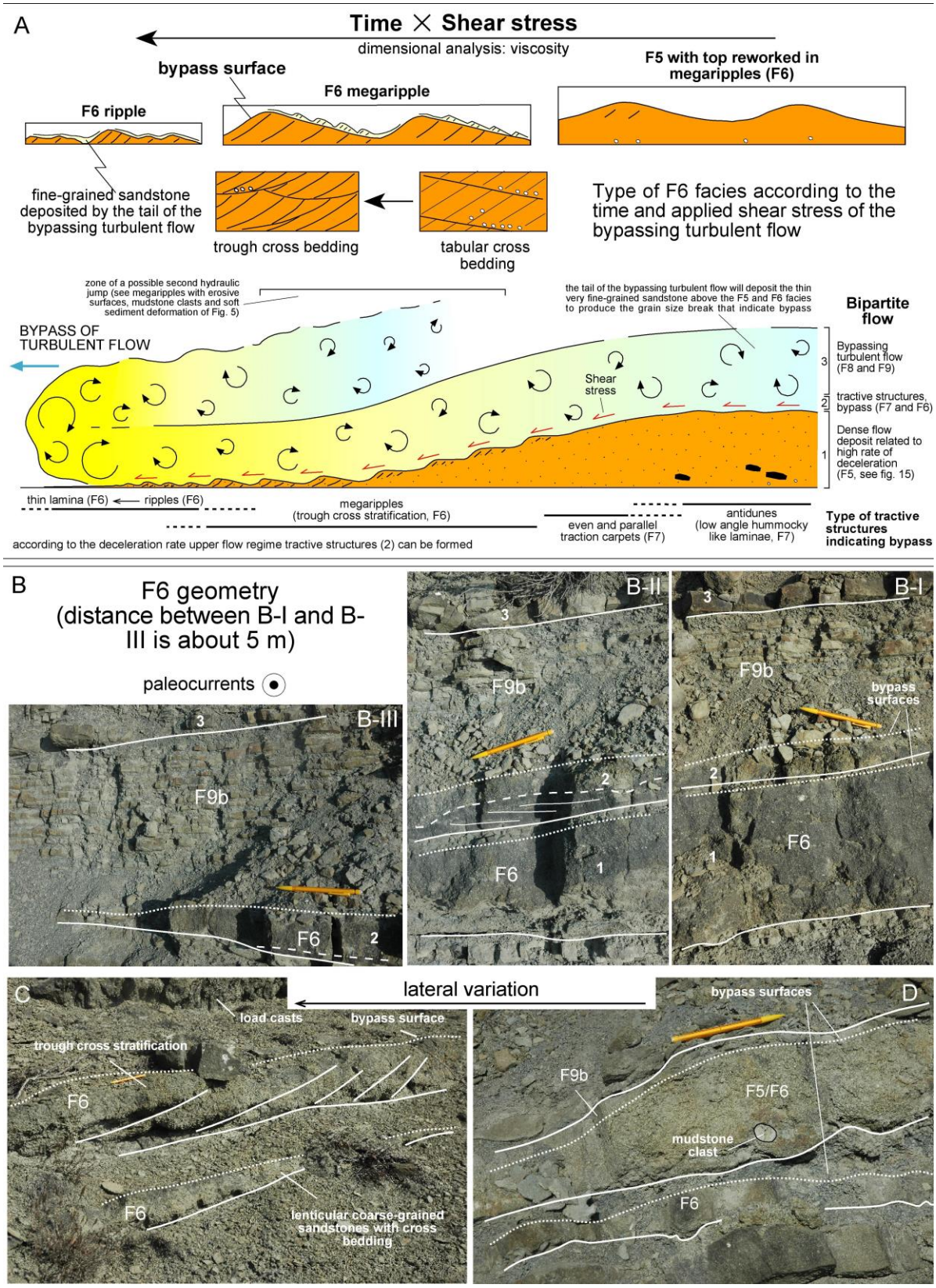


Fig. 6.14: A) Schema illustrante la progressiva formazione di strutture da trazione (tipo megaripples) legate allo sforzo al taglio prodotto dal bypass del flusso turbolento superiore. Lo sviluppo di queste strutture è strettamente legato all'aumento del controllo tettonico del bacino. B) Rapida variazione laterale relativa alla facies F6; C e D) Variazione laterale di facies tra F5 con geometria lenticolare e F6 con lamine oblique, (da Tinterri et al. in stampa).

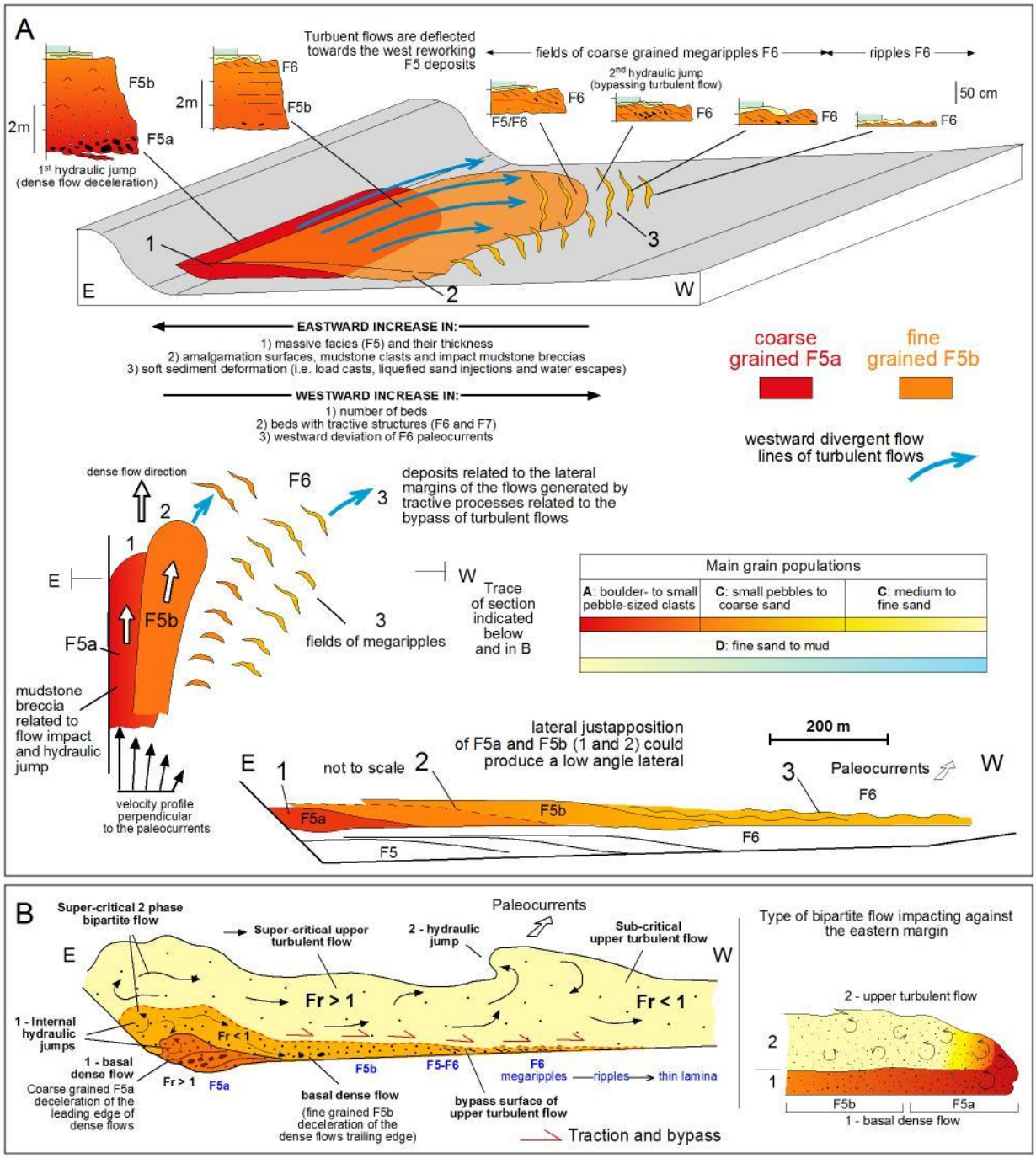


Fig. 6.15: A) Modello generale relativo alla geometria asimmetrica del bacino della Val Pessola, ricostruita sulla base delle variazioni laterali di facies e delle principali caratteristiche sedimentarie (vedasi testo). B) Vengono illustrate le dinamiche relative alle differenti componenti interne che caratterizzano una corrente di torbida in presenza di un controllo morfologico. La decelerazione dei flussi bipartiti porta alla formazione di due distinti salti idraulici che rispettivamente condizionano il flusso denso basale e il flusso turbolento sommitale (da Tinterri et al. in stampa).

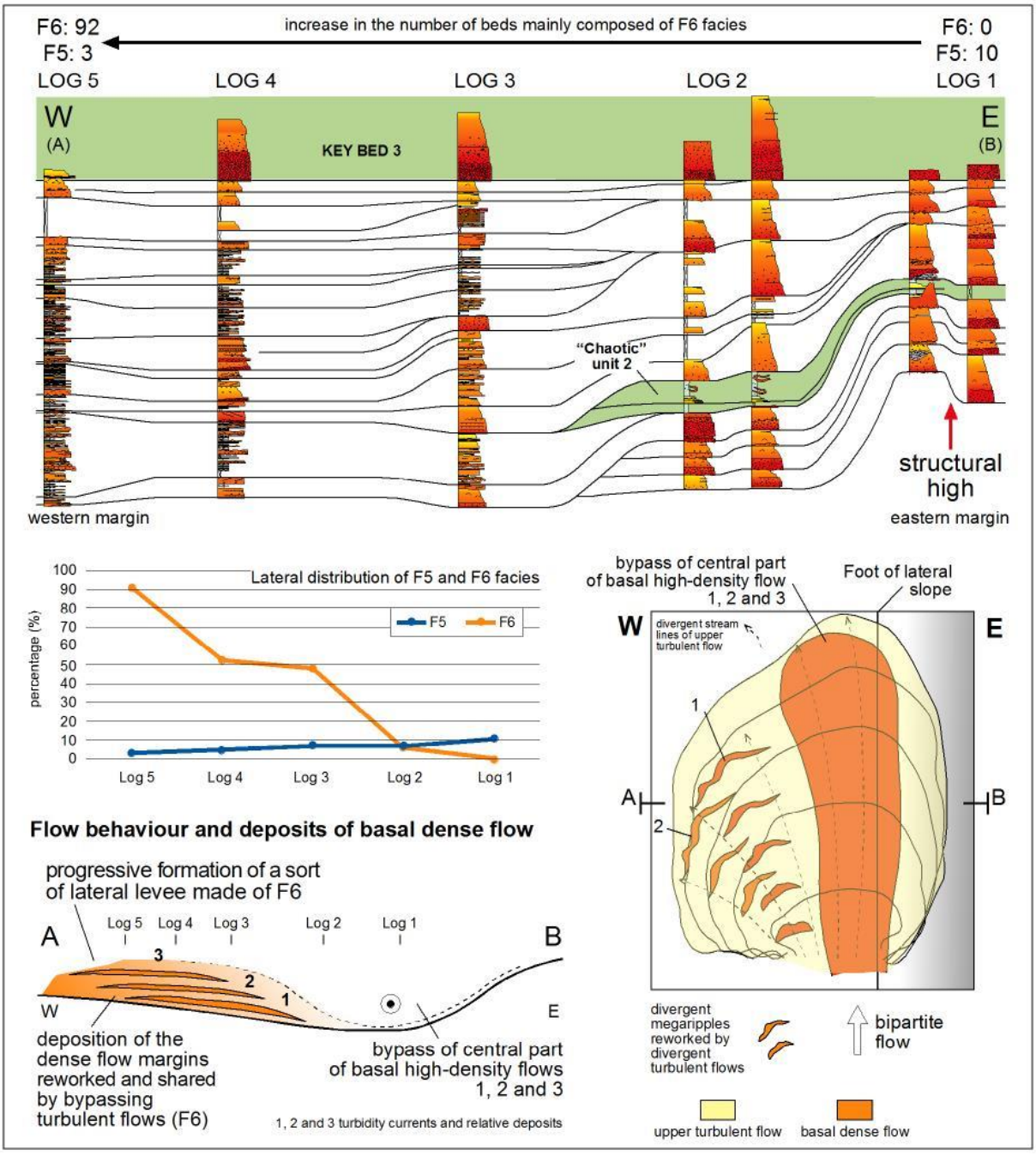


Fig.6.16: Nella parte superiore viene illustrato un dettaglio dell'Unità IIB, in cui è possibile osservare una drastico aumento verso ovest nel numero di strati, che coinvolge in particolar modo gli strati Tipo III (Facies F6); In basso viene mostrato il modello con il quale si cerca di spiegare la discrepanza tra il numero e il tipo di strati che si verifica nell'intervallo stratigrafico studiato da Est verso Ovest, legato alle differenti dinamiche del flusso denso e del flusso turbolento a causa della geometria asimmetrica del bacino (da Tinterri et al. in stampa).

7 - STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES DEL SISTEMA TORBIDITICO CONFINATO DI CASTAGNOLA (BTP ORIENTALE)

7.1 - INTRODUZIONE

Il secondo dei sistemi torbiditici ad essere stato preso in esame in questo progetto di dottorato è il sistema torbiditico di Castagnola, affiorante in Val Curone, esattamente al confine tra le regioni Lombardia e Piemonte (Fig. 7.1A). L'area di studio è collocata immediatamente a sud rispetto alla linea tettonica Villalvernia-Varzi, in corrispondenza di una sinclinale (SSE-NNW) in cui affiora l'intera successione Oligo-Miocenica del settore orientale del Bacino Terziario Piemontese (Fig.7.1B). Qui i depositi torbiditici della Formazione di Castagnola (Oligocene superiore-Miocene inferiore, Andreoni et al. 1981) mostrano evidenti rapporti di onlap contro le Marne di Rigoroso (Oligocene superiore).

7.2 - LA FORMAZIONE DI CASTAGNOLA

L'estremità orientale del BTP (Val Curone) tra l'Eocene superiore e il Miocene inferiore è stata interessata dalla deposizione di una successione sedimentaria di quasi 3000 metri, caratterizzata dalla base al tetto dalle seguenti formazioni: Monte Piano, Ranzano, Rigoroso e Castagnola (Andreoni et al. 1981, Cavanna et al. 1989, Di Giulio e Galbiati 1993; vedasi Fig.7.1B). Le Marne di Rigoroso sono caratterizzate da una parte inferiore che poggia sulle sottostanti Arenarie di Ranzano (descritte nel capitolo 6), costituita da emipelagiti marnose localmente intercalate da corpi arenacei lenticolari di dimensioni ridotte, interpretabili come depositi di canali sottomarini. La deposizione delle Marne di Rigoroso testimonia una chiara evoluzione trasgressiva della sedimentazione che ha caratterizzato il settore della Val Curone. La fase trasgressiva è accompagnata da una marcata diminuzione dell'attività tettonica come dimostra l'estensione laterale delle marne. Sui depositi marnosi dell'Unità inferiore vengono depositate nell' Oligocene superiore delle arenarie torbiditiche che costituiscono l'unità intermedia delle Marne di Rigoroso (Fig.7.1B), conosciute come Arenarie di Gremiasco-Nivione-Variano. Questi corpi torbiditici lenticolari presentano spessori di circa 150 metri e si estendono lateralmente per alcuni chilometri, e come proposto nello schema deposizionale di Andreoni et al. 1981, potrebbero essere il risultato di un ambiente costituito da depressioni circondate da alti morfologici sottomarini, in cui nelle depressioni si ha la deposizione dei lobi arenacei, mentre negli alti sono presenti sedimenti marnosi (vedasi Fig.7.13). Le direzioni delle paleocorrenti indicano apporti provenienti da ovest. Le Arenarie di Gremiasco sono state poi coperte dalla deposizione dell'Unità superiore delle Marne di

Rigoroso, che presentano caratteristiche similari a quelle dell'Unità inferiore. Da quanto riportato nel lavoro di Ibbeken (1978), sembra che nell'Oligocene superiore vi sia stata una riattivazione nella tettonica sin-sedimentaria, come dimostrato dalla verticalizzazione degli strati torbiditici delle Arenarie di Gremiasco presenti nell'area di Stemigliano, in corrispondenza della linea tettonica Villalvernia-Varzi. Queste deformazioni avrebbero prodotto un locale sollevamento che potrebbe aver poi inciso sulla consequente deposizione della Formazione di Castagnola (Oligocene superiore-Miocene inferiore, vedai paragrafo 7.6), che è stata presa in esame in questo lavoro per lo studio stratigrafico e l'analisi di facies dell'Unità Inferiore (Andreoni et al. 1981).

La Formazione di Castagnola (Miocene Inferiore) consiste in depositi torbiditici di arenaria e pelite depositati in discordanza con le sottostanti Marne di Rigoroso (Oligocene Sup.) con cui formano un evidente onlap stratigrafico. La successione sedimentaria rappresenta il riempimento di uno stretto bacino, la cui espressione attuale è una sinclinale allungata in senso WSW-ENE. Tale depressione è il risultato del movimento transpressivo verificatosi al limite tra Oligocene-Miocene, legato alla linea tettonica Villalvernia-Varzi posta immediatamente a Nord del bacino (Ibbeken, 1978; Andreoni et al. 1981; Cavanna et al. 1989; Di Giulio e Galbiati,1993). La Formazione di Castagnola che nel lavoro di Mutti et al. 2002 è compresa all'interno dell'unità stratigrafica di Noceto, ha uno spessore di circa 1000 metri (Andreoni et al. 1981) e litostratigraficamente è stata suddivisa in tre membri (Fig.1, Cavanna et al., 1989):

- Il Membro inferiore presenta uno spessore massimo di circa 700 metri con un alternanza tabulare di strati di arenaria medio-fine e pelite, a cui si alternano potenti megastrati dello spessore di circa 10 metri facilmente correlabili per tutta l'estensione laterale del bacino. Il membro inferiore poggia in discordanza stratigrafica ad onlap con le sottostanti Marne di Rigoroso. La quasi perfetta tabularità degli strati è stata interpretata in letteratura come il risultato della deposizione di grandi volumi di sedimento in confronto alle ridotte dimensioni del bacino (Stocchi et al. 1992, Baruffini et al. 1994). Le direzioni delle paleocorrenti indicano un'alimentazione dai settori sud-occidentali. All' interno del Membro Inferiore secondo quanto riportato da Andreoni et al. 1981, avviene il passaggio Oligocene-Miocene.

- Il Membro Arenaceo Superiore è situato nella parte intermedia della formazione ed è costituito da arenarie relativamente grossolane, in strati gradati separati da sottili livelli pelitici. Lo spessore totale è di circa 200 metri. Caratteristica di questi strati è la presenza di frammenti anche di notevoli dimensioni di legni carbonizzati e silicizzati (Andreoni et al. 1981). Nella parte alta del Membro Arenaceo Superiore gli strati arenacei si fanno più sottili e più fini con un ritorno all' aumento delle marne che fa da transizione alla successiva deposizione delle Marne di M.Bruggi. Per la scarsità di

affioramenti disponibili in quest'unità è particolarmente complesso svolgere uno studio di stratigrafia fisica strato a strato.

- La successione della Formazione di Castagnola si chiude con la deposizione del Membro delle Marne di Monte Bruggi, un'unità dello spessore di circa 200 metri costituita da un insieme ben stratificato di marne, selci e sottili livelli arenacei. I livelli arenacei presentano hanno uno spessore di pochi centimetri, grana media, laminazione piano parallela, sono intensamente bioturbati (Andreoni et al. 1981 e Cavanna et al. 1989).

Per l'ottima esposizione degli affioramenti e per le proprie caratteristiche sedimentarie il Bacino di Castagnola rappresenta un importante esempio di bacino confinato in cui il riempimento ad opera dei flussi torbiditici risulta condizionato dalla morfologia. Tra gli studi di stratigrafia fisica riguardanti la Formazione di Castagnola vanno sicuramente menzionati: Andreoni et al. 1981, Stocchi et al. 1992, Baruffini et al. 1994, Felletti et al. 2002, Southern et al. 2015 e Marini et al. 2016.

7.3 - STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES

L'attività di campagna è consistita innanzitutto nella misurazione strato a strato di sezioni stratigrafiche mediante l'utilizzo delle unità stratigrafico deposizionali (Campbell, 1967; Bosellini et al.1989). Complessivamente sono state misurate cinque sezioni stratigrafiche nell'area di Nivione (PV), per un totale di circa 2500 metri misurati, collocate quasi totalmente all'interno del Membro Inferiore (Fm. di Castagnola) fatta eccezione per una piccola parte misurata nel Membro Superiore. Il pannello stratigrafico realizzato si estende da Nord-Est verso Sud-Ovest, rispettivamente tra le località di Fontana di Nivione (sezione 1) e di Fabbrica Curone (sezione 5) ad una distanza laterale complessiva di circa 3500 metri. Tutte le sezioni sono state misurate a partire dal contatto tra i depositi torbiditici di Castagnola e le Marne di Rigoroso. La sezione stratigrafica 1 è la più prossimale all'onlap stratigrafico posto in corrispondenza della località di Fontana di Nivione e ha uno spessore di circa 100 metri. La sezione 4 invece, misurata nella parte centrale del bacino, copre l'intero spessore del Membro Inferiore (Andreoni et al. 1981, Cavanna et al. 1989, Stocchi et al.1992, Baruffini et al. 1994) che è di circa 750 metri. Le altre sezioni stratigrafiche (2, 3 e 5) si estendono verticalmente per circa 500 metri. Lo spaccato stratigrafico realizzato ha orientazione SW-NE, pressoché parallelo all'asse della sinclinale (Fig.7.1b e 7.2). Nell'area rilevata gli strati immergono verso nord-ovest e la loro inclinazione varia tra i 34°-41°.

7.4 - ANALISI DI FACIES E TIPI DI STRATI

Attraverso l'analisi di facies della successione sedimentaria studiata, sono stati riconosciuti 7 differenti megastrati e sono state individuate 5 tipologie principali di facies che caratterizzano la Formazione di Castagnola, come illustrato nello schema di facies di figura (7.4).

7.4.1 - Megastrati

Come mostrato anche in letteratura (Andreoni et al. 1981, Cavanna et al. 1989, Stocchi et al. 1992 e Baruffini et al. 1994), la successione sedimentaria del Membro Inferiore è interessata dalla presenza di 7 megastrati (A, B, C, D, E, F) aventi uno spessore compreso tra i 5-10 metri e che sono tracciabili per l'intera estensione del bacino senza particolari variazioni laterali. Questi megastrati rappresentano i principali strati guida utilizzati in fase di correlazione. In base all'organizzazione interna e allo spessore è stato possibile eseguire una distinzione tra i megastrati A e C (megastrati tipo 1) e i megastrati B, D, E ed F (megastrati tipo 2). I megastrati A e C presentano entrambi uno spessore di circa 10 metri (parte arenacea) che può essere suddiviso in 3 parti: a) una parte basale massiva o debolmente laminata di arenaria media (megastrato A) o molto grossolana (megastrato C) in cui possono essere presenti strutture da sfuggita d'acqua; b) una parte basale costituita da una continua alternanza tra livelli di arenaria medio-fine laminata e livelli di arenaria fine massiva;c) una parte superiore di arenaria molto fine in cui si alternano lamine oblique, piano parallele e convolute seguite da uno spessore di circa 4 metri di pelite. Spesso i livelli laminati sono associati a frustoli vegetali. Va considerato inoltre che nonostante l'organizzazione interna degli strati A e C sia simile, quest'ultimo è caratterizzato da una granulometria decisamente più grossolana soprattutto alla base; la quale è interessata anche da una breccia da impatto (Sezione 2) che tende a chiudersi verso Sud-Ovest.

I megastrati B, D, E ed F presentano una certa somiglianza con i megastrati A e C, descritti in precedenza, differenziandosi però da questi ultimi per lo spessore inferiore (5-7 metri di arenaria) e soprattutto per la presenza di un'unità intermedia liquefatta definita come slurried (Stocchi et al. 1992) e simile a quella descritta da Ricci Lucchi (1978) per gli strati tipo sandwich. Anche questa seconda tipologia di Megastrati è essenzialmente costituita da tre parti: a) Una parte basale massiva di arenaria grossolana; b) una parte intermedia liquefatta costituita da grossi clasti pelitici e blocchi di arenaria medio fine, in alcuni casi anche laminata; c) una parte superiore di arenaria da medio-fine a silt, caratterizzata da un alternanza di lamine ondulate, piano parallele e convolute. La superficie basale erosiva della parte superiore (c), poggia direttamente sull'unità caotica intermedia con la tipica struttura a ball and pillow legata alla liquefazione interna del livello caotico. Questi megastrati anche se mantengono pressochè invariate le proprie caratteristiche, possono presentare alcune variazioni laterali che riguardano soprattutto lo spessore dei livelli caotici liquefatti.

I megastrati B e D, in alcune occasioni, mostrano una sorta di alternanza tra unità massive e unità liquefatte.

7.4.2 - Tipi di strati

Tipo I - (Strati da ponding)

Strati gradati da sottili a molto spessi con una parte basale massiva di arenaria media (F8) seguita da arenaria da fine a molto fine laminata (F9), dove si alternano ripple, lamine piano parallele, ondulate e convolute. Questi strati terminano con un unità pelitica il cui spessore è in genere superiore a quello della parte arenacea. Gli strati di tipo I presentano una notevole variabilità sia di spessore che di organizzazione interna. La parte basale costituita da arenaria media risulta essere in genere massiva, ma può mostrare anche una debole laminazione piano parallela e allineamenti di clasti pelitici di piccole dimensione. La parte intermedia è costituita soprattutto da lamine ondulate in modo più o meno accentuato, intervallate tra loro da livelli di arenaria fine massiva. La distanza tra le lamine sembra crescere in relazione allo spessore degli strati e tende ad essere minore negli strati con spessore più ridotto. Al tetto, invece, questi strati mostrano una frequente alternanza di lamine ondulate, ripple e convolute. Spesso questi livelli intensamente laminati sono separati tra loro da unità liquefatte di silt o arenaria molto fine. Si vengono a determinare in questo modo delle inversioni granulometriche in corrispondenza delle quali si notano anche strutture da carico tipo ball and pillow. Le paleocorrenti misurate nei ripple e nelle convolute spesso differiscono rispetto a quelle misurate alla base dello strato (Groove e Flute cast). In questi strati è possibile osservare anche una certa variazione laterale nell'organizzazione interna, con livelli a convolute che passano lateralmente a lamine ondulate. Come verrà ampiamente illustrato in seguito, gli strati tipo I sono prevalenti nella parte basale della successione (Unità 1, paragrafo 7.4.1), dove la presenza di evidenti chiusure stratigrafiche sia verso nord-est che sud-ovest, fanno supporre ad un grado di confinamento del bacino piuttosto elevato. Per caratteristiche, questi strati sono del tutto simili agli strati conosciuti in letteratura come "Contained-reflected beds" (vedasi Pickering e Hiscott, 1985), caratterizzati da lamine convolute e strutture da carico (Soft sediment deformations), utili per ricostruire la posizione e l'estensione degli alti morfologici che caratterizzavano il bacino al momento della deposizione (Tinterri et al. 2016).

Dal punto di vista interpretativo, la parte basale massiva di arenaria media (F8) viene depositata in seguito alla decelerazione subita dalla parte densa della corrente di torbida a causa della morfologia del bacino. La parte turbolenta del flusso torbiditico può invece andare incontro a fenomeni di deflessione e riflessione legati soprattutto alla pendenza del margine settentrionale. Non a caso le paleocorrenti misurate nei ripple e nelle convolute indicano una direzione dei flussi verso sud-ovest

(220-230°), mentre le strutture di fondo (flute e groove cast) indicano una direzione dei flussi verso nord-est. L'alternanza tra tipologie differenti di lamine, può essere dovuta a variazioni di velocità interne alle correnti di torbida, legate per l'appunto ai processi di riflessione subiti dai flussi, che comportano anche un'interferenza tra le componenti unidirezionali ed oscillatorie generata proprio dalle riflessioni dovute al confinamento topografico (Pickering e Hiscott, 1985; Marjanac, 1990; Haughton, 1994; Kneller, 1995; Remacha et al. 2005; Muzzi Magalhaes e Tinterri 2011; Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011 e Tinterri et al. 2016). Non si può nenache escludere che parte di queste strutture possano essere legate a una parte dei flussi turbolenti che risalgono l'alto morfologico e che collassano indietro in direzione opposta; l'impatto sui sedimenti depositati precedentemente provoca strutture da sfuggita d'acqua e da carico tipo ball and pillow (Soft sediment deformations). In particolare la presenza di unità liquefatte associate a pseudonoduli sono in genere dovute alla distruzione di unità laminate, a causa delle variazioni di pressione indotte dai processi di riflessione. Queste fluttuazione delle pressioni interne ai flussi, provocano la liquefazione delle unità di arenaria fine laminata, cancellandone le strutture interne. Le alternanze tra unità liquefatte e unità laminate, possono essere anche legate a interferenze costruttive e distruttive prodotte dai flussi combinati (Pickering e Hiscott, 1985; Marjanac, 1990; Haughton, 1994; Kneller, 1995; Remacha et al. 2005; Muzzi Magalhaes e Tinterri 2011; Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011 e Tinterri et al. 2016). Gli strati tipo I, quindi, presentano caratteristiche sedimentarie che si differenziano dalle sequenze di facies classiche proposte da Bouma (1962) e Mutti et al. (1999), avvicinandosi maggiormente a quelle proposte da Pickering e Hiscott (1985), Remacha et al. (2005) e Muzzi Magalhaes e Tinterri (2010).

Tipo II - (Transizione tra strati da ponding e slurry)

Strati di arenaria medio fine da molto spessi a medi, in cui è stata riconosciuta una tripartizione interna costituita da: a) una parte basale di arenaria medio-fine con lamine piano parallele, sinusoidali e convolute; b) una parte intermedia caratterizzata da arenaria pelitica con aspetto liquefatto, massiva, assimilabile per aspetto alla facies a slurry ma priva di clasti pelitici; c) un livello sommitale di arenaria da fine a molto fine intensamente laminata con alternanza di laminazione ondulata e convolute (interpretabile come facies F9 o Tc-e di Bouma). Da un punto di vista interpretativo, la presenza di una parte intermedia simile alla facies a slurry (nel senso di Talling et al. 2004; Muzzi Magalhaes e Tinterri, 2010), testimonia come questi strati siano legati al collasso di almeno una parte della corrente di torbida a causa sia dei fini presenti nel flusso che dei fenomeni di decelerazione contro il margine del bacino. Nonostante ciò, la presenza rilevante di facies fini interessate da ponding porta ad interpretare gli strati tipo II come degli stadi intermedi tra

gli strati tipicamente da ponding di tipo I e gli strati a slurry di tipo III. Tali strati risultano particolarmente interessanti perché, a nostra conoscenza, raramente descritti in letteratura; qui potrebbero rappresentare una transizione tra facies a slurry decelerate e strati da ponding, come descritto da Tinterri et al. 2016. Questa tipologia di strato è stata, infatti, inserita nel facies tract relativo alla progressiva decelerazione che i flussi torbiditici subiscono in presenza di un alto morfologico, in una posizione compresa tra gli strati tripartiti con unità intermedia a slurry e gli strati relativi ai processi di ponding (Thrust di M.Castellaccio, Marnoso-arenacea, vedasi Tinterri et al. 2016).

Tipo III - (Strati tripartiti con unità intermedia a slurry)

Strati da medi a spessi, tripartiti, costituiti da: a) un'unità basale da media a sottile di arenaria media generalmente massiva, che come si vedrà in seguito, nella parte alta del Membro Inferiore tende ad essere grossolana; b) una parte intermedia che presenta il tipico aspetto di una facies a slurry, e cioè un'arenaria pelitica mal classata liquefatta ricca di intraclasti pelitici di dimensioni centimetriche e pseudonoduli; c) come nel caso degli strati tipo II, la tripartizione viene chiusa da un'unità sottile di arenaria fine laminata (F9), con lamine ondulate, ripples o convolute, che a causa della sottostante unità liquefatta forma in genere delle tipiche struttura da carico come ball and pillow e pseudonoduli. Spesso alla base di questi strati possono essere presenti strutture di fondo come flute e groove cast. In alcuni casi, soprattutto in vicinanza dell'onlap stratigrafico contro le Marne di Rigoroso, gli strati tipo III risultano essere costituiti dalla sola unità a slurry (b). Nella successione sedimentaria studiata sono stati individuati anche strati con caratteristiche del tutto similari a quelli appena descritti, in cui però l'unità intermedia a slurry (unità b) viene separata dall'unità fine sommitale (d), tramite un'unità arenacea caotica e liquefatta (c), dominata da clasti pelitici ed arenacei di dimensioni decimetriche. E' possibile quindi effettuare una distinzione tra le due tipologie di strato appena descritte, che possono essere rispettivamente denominate IIIa e IIIb (vedasi Fig. 7.4). La tipologia di strato IIIb può essere vista come una sequenza di facies transizionale tra gli strati tipo IIIa e gli strati tipo IV con clasti pelitici allineati (Fig. 7.4).

Gli strati di Tipo III, appena descritti, sono già ampiamente conosciuti in letteratura, dove vengono interpretati come il risultato della trasformazione di flussi torbiditici preventivamente arrichiti in fini tramite l'erosione del substrato. Questi strati spesso sono associati alle aree di basin plain, in cui nei sistemi torbiditici ad alta efficienza si concentra la gran parte dei sedimenti fini (Van Vliet, 1978; Mutti et al. 1978; Ricci Lucchi e Valmori, 1980; Mutti e Nielsen, 1981). Più recentemente numerosi studi hanno riguardato le facies a slurry, tra questi vanno sicuramente menzionati: Haughton et al. 2003; Sylvester e Lowe, 2004; Talling et al. 2004; Amy et al. 2005a, b, 2006; Amy e Talling, 2006;). Successivamente nei lavori di Muzzi Magalhaes e Tinterri (2010), Tinterri e

Muzzi Magalhaes (2011) e da Tinterri e Tagliaferri, (2015), relativi ai sistemi torbiditici soggetti a confinamento tettonico di Firenzuola e Paretaio (Marnoso arenacea), è stato messo in evidenza come la presenza di questi strati (Tipo 1 in Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011) tenda ad aumentare nella parte basale di unità stratigrafiche controllate tettonicamente. Questi strati, infatti, indicano generalmente una interazione tra sedimentazione e confinamento morfologico del bacino in cui avviene la deposizione. La presenza dell'unità intermedia a slurry è dovuta all'impatto della parte densa della corrente di torbida contro un rilievo topografico (Margine settentrionale, nel caso del Castagnola). La decelerazione subita dal flusso a causa dell'impatto, provoca l'erosione di un'elevata quantità di clasti pelitici e il collasso del carico sedimentario trasportato. La parte sommitale costituita da arenaria fine laminata (C) viene depositata invece dal flusso turbolento. Tendenzialmente questi strati si formano ai piedi dell'alto morfologico dove il gradiente e quindi i tassi di decelerazione sono massimi (Tinterri e Tagliaferri, 2015).

Tipo IV - (Strati tipo "sandwich" o con unità caotica intermedia)

Strati gradati da spessi a molto spessi costituiti da una parte basale massiva o debolmente laminata di arenaria da grossolana (F5) a media (F8) e da una parte sommitale di arenaria fine laminata (F9), separate da un livello intermedio ad elevata concentrazione di clasti pelitici. Questa unità intermedia può presentare un aspetto caotico, altamente liquefatto, dove blocchi di arenaria medio fine risultano immersi all'interno di una grande quantità di clasti pelitici. In altri casi, la disgregazione all'interno dell'unità intermedia risulta inferiore e i clasti pelitici tendono ad apparire allineati. All'interno di un singolo strato è possibile osservare anche più livelli di clasti pelitici allineati, separati tra loro da arenaria media massiva. Anche in questi strati è presente al tetto, un livello di arenaria fine laminata (F9 o Tb-e di Bouma) che poggia sulla parte intermedia liquefatta formando delle strutture tipo "ball and pillow". Questi strati possono essere interpretati come legati alle decelerazioni di flussi bipartiti contro l'alto morfologico (vedasi Tinterri and Tagliaferri, 2015 e Tinterri et al. 2016). L'impatto provoca l'erosione di una grande quantità di clasti pelitici che si dispongono tra la parte basale massiccia e quella sommitale laminata (Ricci Lucchi 1980, Mutti e Nielsen, 1981). L'unità intermedia caotica può essere legata alla deposizione di flussi caotici liquefatti particolarmente densi, innescati da sollevamenti tettonici o dall'impatto dei flussi torbiditici contro alti morfologici tettonicamente controllati (Tinterri et al. 2016). Questi strati sono intimamente legati agli strati con unità intermedia a slurry (tipo III) e si rinvengono generalmente in aree leggermente più lontane dall'alto morfologico (Tinterri et al. 2016).

Tipo V - (Strati massivi di arenaria da grossolana a media)

Strati da spessi a molto spessi di arenaria massiva da molto grossolana a media, che possono essere interpretati come una facies F5 (nel senso di Mutti et al. 2003). Nella parte superiore sono costituiti da un sottile livello di arenaria fine debolmente laminata e pelite (F9). Possono presentare base erosiva con strutture di fondo tipo flute e groove cast e in alcuni casi anche clasti pelitici.Sono frequenti anche strutture da sfuggita d'acqua e da carico, legate in genere ad elevati tassi di sedimentazione prodotti dall'improvvisa decelerazione dei flussi densi basali contro gli alti morfologici. Gli strati di tipo V inoltre, tendono avere una geometria lenticolare e sono caratterizzati da un marcato salto granulometrico nella parte superiore. Rispetto alle tipologie di facies fino ad ora descritte, gli strati Tipo V si avvicinano maggiormente alle sequenze di facies ideali relative alle torbiditi bacinali (Sequenza di Bouma). Questi strati inoltre sono del tutto similari agli strati tipo I individuati nelle Arenarie di Ranzano, nella placca della Val Pessola (vedasi capitolo 6) e agli strati tipo IV presenti nelle arenarie di Annot nelle vicinanze dell'onlap di Braux (vedasi capitolo 8). Dal punto di vista interpretativo questi strati massicci possono essere ricondotti al progressivo riempimento relativo ai bacini confinati come descritto nei modelli di Prather et al. 1998 e Sinclair e Tomasso 2002 (Capitolo 4). In particolare gli strati di tipo V sono in genere associati alla fase di stripping, in cui il progressivo riempimento del bacino comporta un inizio di bypass della parte turbolenta dei flussi torbiditici, mentre la parte basale densa in cui vengono trasportate le granulometrie più grossolane tende a rimanere intrappolata a causa del confinamento morfologico. Questo porta ad avere un notevole aumento nella concentrazione di arenaria e nel rapporto arenaria/pelite. Gli strati di tipo V, nella successione sedimentaria di Castagnola iniziano a comparire nella parte alta dell'Unità 3, ma tendono ad essere prevalenti nell'Unità 4 (Membro superiore, capitolo xx), che costituisce la parte sommitale dell'intervallo stratigrafico preso in esame.

7.5 - DISCUSSIONE DEI DATI

Attraverso l'utilizzo dei Megastrati A e C e sulla base della distribuzione delle principali tipologie di strato, il pannello stratigrafico è stato suddiviso in 4 unità (Unità 1, 2 ,3 e 4). Le Unità 1, 2 e 3 appartengono al Membro Inferiore (Andreoni et al. 1981, Cavanna et al. 1989, Stocchi et al. 1992 e Baruffini et al. 1994) mentre l'Unità 4 appartiene stratigraficamente al Membro Superiore (Andreoni et al. 1981, Cavanna et al. 1989, Stocchi et al. 1992 e Baruffini et al. 1994). Applicando il metodo degli spianamenti progressivi sono stati realizzati i pannelli stratigrafici relativi a ciascuna delle unità stratigrafiche, con l'obiettivo di mettere in evidenza il grado di interazione tra la deposizione e il controllo morfologico esercitato dal bacino.

7.5.1 - Unità 1

L'Unità 1 (Fig.7.10) costituisce la parte inferiore della successione sedimentaria della Formazione di Castagnola, ed è delimitata alla base dal contatto stratigrafico con le Marne di Rigoroso e al tetto dal megastrato A. Dall'analisi di facies si nota come l'Unità 1 sia caratterizzata quasi esclusivamente da strati di arenaria fine, alternati a spessori considerevoli di pelite, che tendono a chiudersi stratigraficamente con un rapporto ad onlap contro le Marne di Rigoroso. Il rapporto arenaria/pelite è decisamente basso con una percentuale di arenaria pari al 20 %. Dallo spaccato stratigrafico preso in esame risulta evidente come in questa unità si verifichi una netta chiusura stratigrafica sia verso nord-est chesud-ovest, dove verosimilmente erano situate le aree marginali del bacino. La chiusura verso nord-est degli strati mostra una chiara relazione di onlap contro le marne della Formazione di Rigoroso (Oligocene superiore), come si può osservare chiaramente nell'affioramento di Fontana di Nivione (sezione 1, Fig.7.10A, C). Qui la chiusura della stratificazione avviene in modo drastico, come ad esempio nel caso dello strato 14 che nel dettaglio misurato nella sezione 2 (Fig.7.10D) diminuisce di spessore passando da 4 metri a 75 centimetri in soli 50 metri di distanza laterale, prima di chiudersi completamente contro le marne (Fig.7.10A, C, D, G). Una chiusura altrettanto drastica si registra verso il settore Sud-orientale, in corrispondenza della località di Fabbrica Curone (sezione 5). In questo caso però, la transizione laterale tra le torbiditi di Castagnola e le Marne di Rigoroso non è osservabile in modo diretto ma è stata messa in evidenza dalla stratigrafia. Esaminando le entità di tali chiusure stratigrafiche, si nota come verso Nord-Est (Sezione 1) nell'arco di 1 chilometro di distanza laterale si registra una chiusura verticale superiore ai 200 metri, come evidenziato dalla presenza del megastrato 1 alla base della sezione 1. Nel settore Sud-occidentale dell'area di studio (Sezione 5), l'entità del pinching stratigrafico risulta invece essere inferiore; tra le Sezioni 4 e 5 distanziate lateralmente di circa 1500 metri si registra una chiusura verticale di poco superiore ai 100 metri. Da queste osservazioni svolte nella parte basale del Membro Inferiore (Unità 1), è possibile ipotizzare come il margine settentrionale del bacino fosse interessato da una morfologia ad alto gradiente con una pendenza probabilmente superiore rispetto a quella del margine meridionale, determinando anche una certa influenza sul riempimento del bacino. Nel pannello stratigrafico di dettaglio (7.10G), relativo all'onlap stratigrafico contro le Marne di Rigoroso (Sezioni 2A e 2B), viene messa in evidenza la chiusura dei singoli strati e l'aumento della presenza di clasti pelitici verso il margine settentrionale del bacino a causa dell'erosione esercitata dai flussi che impattano contro le marne.

L'analisi di facies permette di sottolineare come quest'unità sia dominata quasi totalmente dalla presenza di strati di arenaria fine laminata, in cui si alternano lamine piano parallele, lamine ondulate, ripples e convolute (Strati tipo I, Fig.7.10F). Spesso in questi strati le paleocorrenti

misurate nei ripples e nelle convolute indicano una direzione dei flussi verso sud-ovest (N220-230°), che differisce da quella indicata dai flute e groove cast (N80°). In alcuni strati (es. strato 23) è possibile osservare un alternanza di ripple con versi delle paleocorrenti tra loro opposti. Il particolare andamento delle paleocorrenti registrato negli strati di tipo I è probabilmente riconducibile ai processi di riflessione e deflessione (ponding) subiti dalle correnti di torbida a causa del confinamento del bacino (Fig.7.10H). L'alternanza tra tipologie differenti di lamine, estremamente ricorrente negli strati dell'Unità 1, può essere dovuta a variazioni di velocità interne alle correnti di torbida, legate per l'appunto ai processi di riflessione subiti dai flussi, che generano anche un interferenza tra le componenti unidirezionali ed oscillatorie a causa del confinamento topografico (Pickering e Hiscott, 1985; Marjanac, 1990; Haughton, 1994; Kneller, 1995; Remacha et al. 2005; Muzzi Magalhaes e Tinterri 2011; Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011 e Tinterri et al. 2016).

A partire dal contatto con le Marne di Rigoroso, la successione sedimentaria sembra essere caratterizzata da sequenze di thickening-coarsening upward (CU), con uno spessore compreso tra i 10-30 metri, dove strati tipo I sottili e anche relativamente più fini (arenaria molto fine), passano verso l'alto a strati di tipo I più spessi e relativamente più grossolani (arenaria medio-fine). La successione sedimentaria sembra quindi mostrare un generale trend di thickening-coarsening upward, che però tende a ripetersi in modo quasi ciclico. In figura (7.10B), vengono mostrati alcuni di questi cicli CU, che possono essere interpretati come la risposta della sedimentazione alla presenza del Margine settentrionale in cui vi è l'onlap stratigrafico contro le Marne di Rigoroso. Come si vedrà in seguito questi cicli che nell'Unità I coinvolgono gli strati tipo I, tenderanno ad essere presenti anche nelle unità successive, andando a riguardare anche le altre tipologie di strati. Nella parte alta dell'Unità 1, si registra invece la comparsa di facies che differiscono dagli strati di tipo I. Ne sono un esempio lo strato 23, interpretabile come una facies intermediatra le facies a ponding e a slurry (strati tipo 2), e lo strato 24 caratterizzato invece da clasti pelitici allineati (strato di tipo IV o tipo "sandwich").

7.5.2 - Unità 2

L'Unità 2 (Fig.7.11) presenta uno spessore di circa 250 metri e stratigraficamente è compresa tra i megastrati A e C. Le sezioni stratigrafiche misurate sono 5 anche se nella sezione 1 è stato possibile misurare solamente uno spessore ridotto (100 metri). Nell'Unità 2 si registra un certo aumento nella granulometria degli strati e nella percentuale di arenaria (25%). Come per l'Unità 1 si ha una netta prevalenza di strati di arenaria fine laminata, con caratteristiche sedimentarie riconducibili al processo di ponding (strati tipo I) dovuto al confinamento del bacino. Questi strati tendono però ad

alternarsi in modo quasi ciclico con le altre tipologie di strato, in particolare strati tripartiti con unità intermedie tipo slurry (strati tipo III) e strati tripartiti con unità intermedia caotica (strati tipo IV). Nella sezione 1, collocata esattamente in corrispondenza dell'onlap stratigrafico con le Marne di Rigoroso, è possibile notare una sequenza di facies che ha inizio sopra al megastrato A. Questa sequenza è caratterizzata alla base dalla presenza di strati sottili (strati tipo I), seguiti da strati con unità intermedia tipo slurry priva di clasti pelitici (strati tipo II) e che termina con la deposizione degli strati tipo IV (strati 40, 41 e megastrato B). In questa sezione, che è la più ravvicinata all'onlap, gli strati di tipo III sono costituiti solamente dall'unità a slurry, mentre mancano la parte basale inferiore massiva, e la parte superiore laminata. Nonostante la stratificazione sia pressoché tabulare, anche nell'Unità 2 è possibile osservare come vi sia una diminuzione negli spessori in particolare nei pressi della sezione 1. E' probabile quindi che la presenza dell'alto morfologico messa in evidenza nello spaccato stratigrafico dell'Unità 1, abbia inciso sulla deposizione e sulla distribuzione delle facies all'interno dell'Unità 2 giustificando la presenza di sequenze di facies simili a quelle tipiche degli onlap (Tinterri e Tagliaferri 2015, e Tinterri et al. 2016, 7.11 e 7.12C).

Stratigraficamente poco sopra rispetto al megastrato A, si registra una importante variazione nella direzione delle paleocorrenti misurate in corrispondenza delle strutture di fondo (7.2). Mentre nell'Unità 1 i flussi erano diretti verso Est, a partire dalla base dell'Unità 2, i flussi torbiditici risultano essere diretti verso Nord-Est. Come nell'Unità 1, i ripple indicano una direzione delle paleocorrenti verso sud-ovest, confermando quindi l'impatto della parte basale densa dei flussi torbiditici contro il margine settentrionale con conseguente riflessione della parte turbolenta. Anche se in questo caso però, i dati indicati dal diagramma delle paleocorrenti, sembrano essere meno netti rispetto a quelli relativi all'Unità 1. La progressiva deviazione dei flussi verso Nord, messa già in evidenza in Southern et al. 2015, non avviene in modo uniforme all'interno del bacino, ma tende ad avvenire in modo progressivo passando da Ovest a Est. Questo evidente cambio nel verso delle paleocorrenti, come indicato dalle strutture di fondo poste alla base degli strati (Flute e Groove cast), può essere spiegato mediante due differenti ipotesi.

La prima ipotesi è quella illustrata in Southern et al. (2015), in cui la deviazione delle paleocorrenti è associata al progressivo riempimento del bacino, come già precedentemente illustrato da Kneller e McCaffrey (1999) per gli onlap delle Arenarie di Annot (Alpi francesi meridionali). Il pannello stratigrafico realizzato relativamente al Membro Inferiore (Formazione di Castagnola), è costituito da 8 sezioni stratigrafiche misurate nell'intervallo stratigrafico compreso tra i megastrati A e C. La disposizione delle sezioni stratigrafiche è tuttavia similare a quelle del presente lavoro di dottorato, in cui la Sezione 1 (Fontana di Nivione) è collocata in corrispondenza dell'onlap stratigrafico. Secondo Southern et al. (2015) nelle fasi iniziali della deposizione torbiditica, il confinamento del

bacino tende ad essere massimo e di conseguenza i flussi densi basali provenienti da sud-ovest impattano contro il margine settentrionale venendo così deflessi verso Est. Con l'avanzare del riempimento del bacino, il confinamento tende apparentemente a diventare più blando, poiché prendendo come riferimento un punto fisso collocato ad esempio al centro dello spaccato stratigrafico, i margini del bacino tendono ad apparire più distanti rispetto a questo punto. Di conseguenza, la deflessione dei flussi che impattano verso il margine settentrionale tenderà ad essere registrata sempre più a Nord, fuori dall'area interessata dallo spaccato stratigrafico, come confermato dall'andamento delle paleocorrenti misurate (dirette verso Nord-Est).

La seconda ipotesi che potrebbe spiegare la progressiva deviazione delle paleocorrenti verso Nord, è invece legata al controllo tettonico esercitato nei confronti dell'andamento dei flussi torbiditici. Nello studio stratigrafico e paleogeografico effettuato da Andreoni et al. (1981), non si esclude l'idea che la Formazione di Castagnola potesse costituire, a causa del confinamento tettonico, una parte relativamente "indipendente" e distale di un sistema torbiditico più esteso, la cui parte prossimale era probabilmente situata in Valle Scrivia (Membro superiore delle Marne di Rigoroso e Formazione di Costa Montada). Dal modello di Andreoni et al. (1981) si nota come nel corso dell'Oligocene Superiore gli apporti sedimentari provenivano da Ovest, mentre nel Miocene Inferiore i flussi torbiditici diretti nell'area della Val Curone erano diretti verso Nord-est. A partire dall'Oligocene superiore l'area compresa tra la Valle Scrivia e la Val Curone sarebbe stata oggetto di sollevamento tettonico che avrebbe portato ad un forte confinamento della parte più distale del bacino (area di studio). E' quindi possibile che il confinamento tettonico abbia determinato la deviazione dei flussi verificatasi nella parte basale dell'Unità 2. A supporto di questa ipotesi, le associazioni a foraminiferi indicano che la parte basale della successione sedimentaria (Unità 1 e 2) sia stata depositata nel corso dell'Oligocene superiore, mentre le Unità 3 e 4 appartengono al Miocene inferiore (Andreoni et al. 1981). Inoltre nel lavoro svolto nel corso del dottorato, è stato individuato un incremento nell'inclinazione degli strati (da 36° a 41°), proprio nella parte basale dell'Unità 2, dove avviene la deviazione dei flussi. Tutti questi elementi permettono di ipotizzare che anche la tettonica abbia inciso nel corso della deposizione della Formazione di Castagnola (paragrafo 7.6).

7.5.3 - Unità 3

L'Unità 3 (Fig. 7.12A e B) costituisce la parte terminale del Membro Inferiore ed è compresa tra il megastrato C e lo strato 150. Il pannello stratigrafico relativo all'Unità 3 è costituito da 4 sezioni stratigrafiche. La parte alta dell'Unità 3 è stata misurata solamente nella sezione 4. In linea generale anche in questa unità si verifica un incremento nel valore del rapporto arenaria/pelite (45% di

arenaria); inoltre il trend di thickening-coarsening upward descritto nelle Unità 1 e 2 tende a diventare sempre più accentuato. L'aumento di granulometria viene registrato anche confrontando i differenti megastrati. Il megastrato C presenta spessori e strutture interne paragonabili a quelle del megastrato A, ma a differenza di quest'ultimo, è caratterizzato da una parte basale molto grossolana. Il medesimo aumento di granulometria lo si osserva anche nelle altre tipologie di strati. In particolare, nell'Unità 2 la parte basale degli strati tripartiti (tipo III e IV) è costituita da arenaria media, mentre nell'Unità 3 è caratterizzata da arenaria grossolana o molto grossolana.
Occorre evidenziare come in questa unità tutte le principali tipologie di strato introdotte per la Formazione di Castagnola, tendono a comparire con una certa regolarità. In particolare si assiste ad una considerevole diminuzione nella percentuale degli strati tipo I, con un conseguente aumento degli strati tripartiti con unità intermedia a slurry (Tipo II) e con unità intermedia caotica (strati tipo IV). La successione sedimentaria relativa all'Unità 3, può essere suddivisa in una serie di intervalli stratigrafici, ognuno dei quali risulta essere caratterizzato da una ben determinata tipologia di strato. In particolare nel pannello stratigrafico si è cercato di sottolineare la presenza di questi intervalli, che sembrano ripetersi ciclicamente con una modalità molto più definita di quanto descritto in precedenza per l'Unità 2. La ripetizione ciclica di questi pacchi di strati porta a riconoscere una sequenza di facies caratterizzata dalla base al tetto da (Fig.7.12C):

1) Strati di arenaria fine con strutture sedimentarie riconducibili ai processi di ponding (Tipo I)
2) Strati tripartiti con unità intermedia simile alla facies a slurry, ma priva di clasti pelitici (Tipo II)
3) Strati tripartiti con unità intermedia a slurry (Tipo III)
4) Strati gradati costituiti da unità intermedia caotica o con clasti pelitici allineati (Tipo IV)
5) Strati massivi paragonabili alla facies F5 di Mutti et al. 2003 (Tipo V)

Nell'Unità 3 questa sequenza di facies si ripete in due occasioni, rispettivamente dallo strato 65 allo strato 90 e tra gli strati 91 e 150. Inoltre risulta molto interessante la presenza di intervalli stratigrafici particolarmente ricchi in strati con unità intermedia a slurry (ad es. intervallo stratigrafico compreso tra gli strati 71-81). Le facies a slurry, essendo costituite da una grande quantità di sedimenti fini (pelite), sono legate ad un controllo morfologico creato dalla tettonica (vedasi discussione in Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011). In alcuni casi anche un piccolo innalzamento tettonico potrebbe favorire l'incremento dei tassi di erosione dei flussi, portando quindialla formazione degli strati a slurry (vedasi discussioni in Haughton et al. 2009; Tinterri e Tagliaferri, 2015). Ancora una volta le sequenze di facies rinvenute in quest'unità cosi come nella sottostante Unità 2, sono del tutto simili alle sequenze di facies rilevate nelle relazioni ad onlap

della Formazione Marnoso arenacea (vedasi Tinterri e Tagliaferri 2015; Tinterri et al.2016), e della Formazione delle Arenarie di Annot in corrispondenza dell'onlap di Braux, che verrà presa in esame nei capitoli successivi.

7.5.4 - Unità 4

L'Unità 4 costituisce la parte terminale dell'intervallo stratigrafico studiato e appartiene al Membro Superiore della Formazione di Castagnola (Fig.7.12 A e B). A causa della copertura sedimentaria non è stato possibile misurare esattamente la transizione tra i Membri Inferiore e Superiore e per la limitata esposizione degli affioramenti è stato preso in esame solamente uno spessore piuttosto ridotto relativo all'Unità 4 (circa 30 metri). Queste limitazioni non hanno comunque impedito di effettuare importanti considerazioni riguardanti le facies presenti nell'unità. Rispetto alle unità precedentemente descritte, l'Unità 4 risulta interessata da un evidente cambio nella deposizione che porta ad una netta prevalenza degli strati tipo V, caratterizzata da strati massicci e amalgamati di arenaria da molto grossolana a media (F5 di Mutti et al. 2003), con geometria lenticolare, seguiti al tetto da un livello di arenaria fine laminata (F9 di Mutti et al. 2003). Questi strati inoltre presentano strutture da carico, tipo ball and pillow, da sfuggita d'acqua e anche clasti pelitici nella parte basale. Lo spessore dei livelli di pelite che intercorre tra le arenarie risulta notevolmente ridotto (inferiore ai 10 centimetri), e di conseguenza nell'Unità 4 si registra un drastico aumento nel rapporto arenaria pelite (75% di arenaria). L'Unità 4 così come la parte superiore dell'Unità 3 è caratterizzata da livelli particolarmente ricchi in frustoli vegetali e anche da marne silicee. Questi elementi sono un ulteriore prova del riempimento del bacino torbiditico di Castagnola e della conseguente diminuzione di profondità dell'ambiente di deposizione. Dall'andamento delle paleocorrenti misurate in corrispondenza dei groove e dei flute cast, si nota come i flussi continuino ad essere diretti verso Nord (N350°). In generale nell'Unità 4 si assiste ad un incremento nella deposizione della parte basale densa dei flussi torbiditici, come testimoniato dalla prevalenza di strati da spessi a molto spessi, dall'aumento nella concentrazione delle classi granulometriche più grossolane e dalla contemporanea diminuzione dei sedimenti e delle facies più fini (vedi strati di tipo V). Questa parte terminale della successione sedimentaria di Castagnola, presenta caratteristiche riconducibili alla fase di stripping, descritta nel modello di Sinclair e Tomasso (2002), relativo alla deposizione torbiditica all'interno di bacini confinati. Con l'aumento progressivo della sedimentazione, la parte diluita turbolenta dei flussi torbiditici, riesce a bypassare la topografia che delimita il bacino, andando a depositare il proprio carico sedimentario in aree limitrofe. Il bypass operato dai flussi turbolenti si manifesta attraverso un salto granulometrico piuttosto netto presente nella parte alta degli strati di tipo V, al passaggio tra arenaria medio-grossolana e arenaria molto fine. La parte

densa basale dei flussi torbiditici, trasportando la parte più grossolana del carico sedimentario, non ha la sufficiente energia per poter bypassare gli alti topografici, determinando in questo modo la deposizione degli strati tipo V. La decelerazione subita dai flussi densi, potrebbe essere anche legata ad un aumento del grado di confinamento del bacino, indotto anche da moderati sollevamenti tettonici.

7.6 - RELAZIONE TRA TETTONICA E RIEMPIMENTO DEL BACINO DI CASTAGNOLA

Dalla letteratura il confinamento del bacino sembra dovuto all'azione esercitata dalla linea tettonica Villalvernia-Varzi e dalle strutture ad essa collegate (Andreoni et al. 1981). L'area di Castagnola è stata sicuramente interessata da attività tettonica prima della deposizione torbiditica, con la formazione di una sinclinale ad asse WSW-ENE che ha prodotto il confinamento del bacino (Ibbeken, 1978). Sebbene la successione sedimentaria presa in esame sia caratterizzata da una certa tabularità degli strati, probabilmente dovuta al sovradimensionamento dei flussi rispetto al bacino (Stocchi et al.1992), e non vi siano nemmeno drastiche variazioni laterali di facies, la tettonica sin-sedimentaria sembrerebbe comunque aver nel corso nel riempimento del bacino di Castagnola. L'attività tettonica potrebbe essersi manifestata nelle aree sorgenti, spiegando in questo modo la presenza dei Megastrati che caratterizzano l'intera successione sedimentaria e che rappresentano un evidente anomalia all'interno della stratigrafia studiata (Stocchi et al.1992, Baruffini et al. 1994). Anche la variazione nel verso delle paleocorrenti che viene registrata a partire dal megastrato A (vedasi paragrafo 7.4.2), potrebbe essere legata al progressivo riempimento del bacino (Southern et al. 2015), oppure ipoteticamente potrebbe essere stata influenzata da sollevamenti tettonici avvenuti nell'area periferica alla zona di deposizione, che potrebbe aver determinato una deviazione dei flussi (vedasi Andreoni et al. 1981, Fig.7.13). L'alternanza di cicli di thickening coarsening-upward che caratterizza l'Unità 1, associata alla ripetizione di sequenze di facies tipiche degli onlap (Unità 2 e 3), potrebbe permettere di ipotizzare un intervento della tettonica, in grado di modificare anche lievemente le condizioni di confinamento del bacino. E' anche possibile che i margini del bacino presentino una morfologia irregolare, in cui si verificano variazioni (anche lievi) di pendenza che portano a condizionare la deposizione dei flussi torbiditici. Le variazioni nell'inclinazione degli strati che sono state individuate in particolare alla base dell'Unità 2 e nell'Unità 3, permettono di supportare quest'ultima ipotesi.

7.7 - CONCLUSIONI

In base alle considerazioni fin qui effettuate si può osservare come il riempimento del bacino di Castagnola sia caratterizzato da un progressivo aumento del rapporto arenaria/pelite e da un evidente cambio nella tipologia di strati o facies passando da un'unità dominata da strati associati al ponding (Unità 1 e 2) ad un'unità dominata da strati massicci ed amalgamati (Unità 4, Membro Superiore) attraverso un'unità dominata da strati a slurry (Unità 3). Tale successione sedimentaria corrisponde molto bene a quella che caratterizza i riempimenti di bacini confinati descritti da Sinclair e Tomasso (2002), che generalmente risultano caratterizzati da 3 fasi principali di riempimento, che, dal basso verso l'alto, sono: 1) fase a ponding; 2) fase dominata da flow stripping e 3) fase di bypass. La successione sedimentaria in questione risulta essere influenzata innanzitutto dall'elevato grado di confinamento morfologico che caratterizza il bacino di Castagnola, come testimoniato dalla relazione ad onlap stratigrafico con le Marne di Rigoroso, e di conseguenza anche dal riempimento progressivo del bacino che incide fortemente sulla deposizione operata dalle correnti di torbida (Sinclair e Tomasso, 2002). Queste fasi deposizionali tendono a caratterizzare soprattutto bacini di piggy-back e avanfosse tettonicamente confinate come recentemente descritto da Tinterri e Tagliaferri (2015) nella Formazione Marnoso-arenacea e ovviamente i bacini cosiddetti di intra-slope descritti da Prather et al. (1998; 2000). Le nette chiusure stratigrafiche messe in evidenza nel pannello stratigrafico, sia verso nord-est che verso sud-ovest, sono la dimostrazione dell'elevata inclinazione dei margini del bacino, in particolare del margine settentrionale dove la chiusura stratigrafica è più marcata.

Mediante la stratigrafia fisica e l'analisi di facies di dettaglio, sono state individuate delle sequenze di facies che caratterizzano l'intera successione sedimentaria. All'interno dell'Unità I queste sequenze di facies riguardano prevalentemente gli strati di tipo I, che subiscono variazioni sia in termine di spessore che di granulometria, andando a costituire dei cicli di thickening coarsening-upward (CU), che si susseguono in tutto lo spessore dell'Unità 1. A partire dall'Unità 2 e ancora più evidentemente all'interno dell'Unità 3, le sequenze di facies riguardano in modo sempre più definito, le differenti tipologie di strato che sono state individuate e descritte attraverso lo schema di facies (Fig.7.4). Queste sequenze sono del tutto similari alle sequenze legate alle relazioni ad onlap stratigrafico, descritte da Tinterri e Tagliaferri (2015) e Tinterri et al. 2016, per la Marnoso Arenacea (Appennino settentrionale).

Da questo punto di vista le Unità 1 e 2 possono essere interpretate come una fase 1 di ponding mentre il Membro Superiore (Unità IV nel presente lavoro) come una fase 2 di flow stripping in cui i tassi di decelerazione dovuti al confinamento favoriscono la deposizione delle sabbie grossolane trasportate dal flussi basali densi e il bypass delle parti turbolente che trasportano il sedimento fine.

Nell'Unità 3, al contrario, sebbene dominata da strati da ponding (vedasi Fig. 7.12B) l'aumento degli strati a slurry e tipo sandwich (facies 3, 4 e 5) suggeriscono una fase di transizione alla fase di flow stripping del Membro Superiore. Queste fasi di riempimento sono state accennate anche in Marini et al. 2016, dove gli autori, però, non si sono soffermati sull'analisi di facies.

In conclusione, il sistema torbiditico di Castagnola rappresenta un ottimo analogo per i bacini di intra-slope descritti da Prather et al. (1998, 2000) e si inserisce perfettamente negli obiettivi della tesi che hanno come oggetto lo studio di sistemi torbiditici, le cui facies risultano essere fortemente condizionate dal confinamento morfologico come accade nelle Arenarie di Ranzano e Arenarie di Annot (vedasi i rispettivi capitoli e Tinterri et al. 2015; Tinterri et al. 2016).

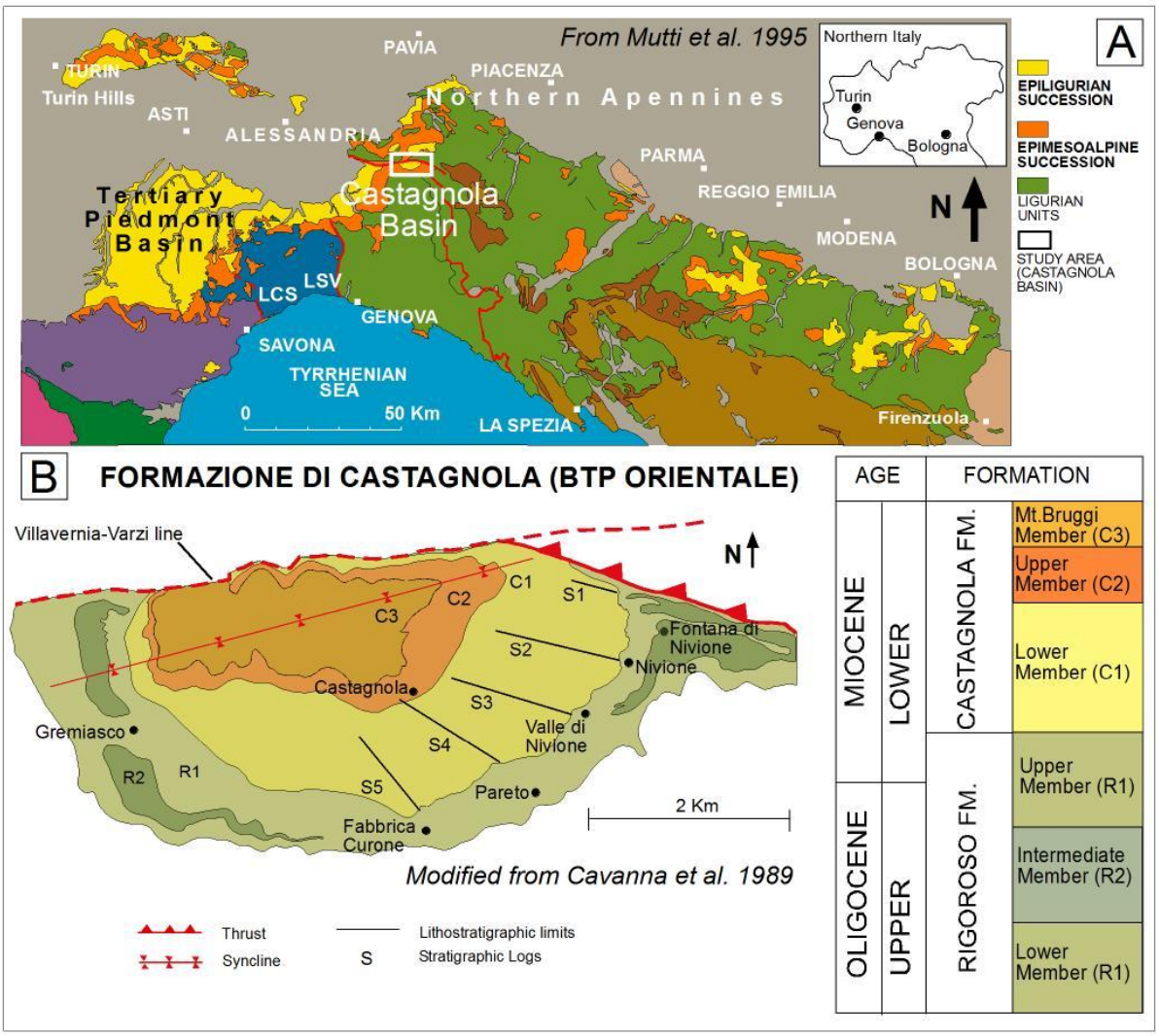


Fig.7.1: A) Aree di affioramento dei depositi Epimesoalpini nell'Appennino settentrionale, in cui viene evidenziata l'area di affioramento della successione sedimentaria studiata in Val Curone nel Bacino di Castagnola (Bacino Terziario Piemontese orientale), modificata da Mutti et al. 1995; B) Carta geologica di dettaglio del Bacino di Castagnola in cui viene mostrata l'ubicazione delle sezioni stratigrafiche misurate all'interno del Membro inferiore e in piccola parte del Membro superiore (modificata da Cavanna et al. 1989, vedasi Andreoni et al. 1981; Stocchi et al. 1992; Baruffini et al. 1994); Sulla destra è mostrata la stratigrafia della Formazione di Castagnola (Andreoni et al. 1981).

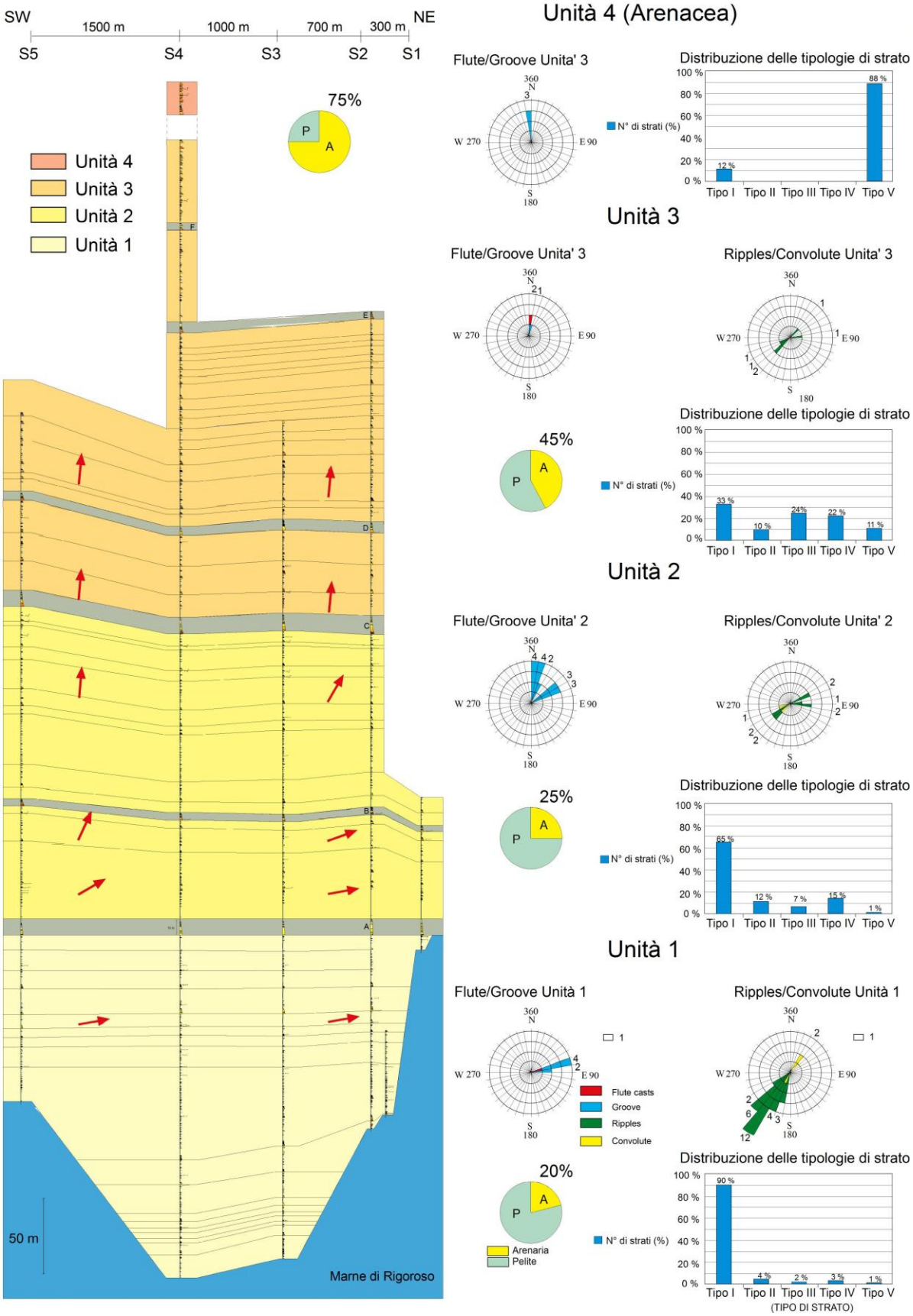


Fig.7.2: Pannello stratigrafico generale relativo ai Membri inferiore e Superiore della Formazione di Castagnola, in cui vengono evidenziate le differenti Unità stratigrafiche individuate nel presente lavoro. Sulla destra vengono mostrati i diagrammi relativi alla distribuzione verticale delle principali tipologie di strato, rapporto arenaria/pelite e paleocorrenti.

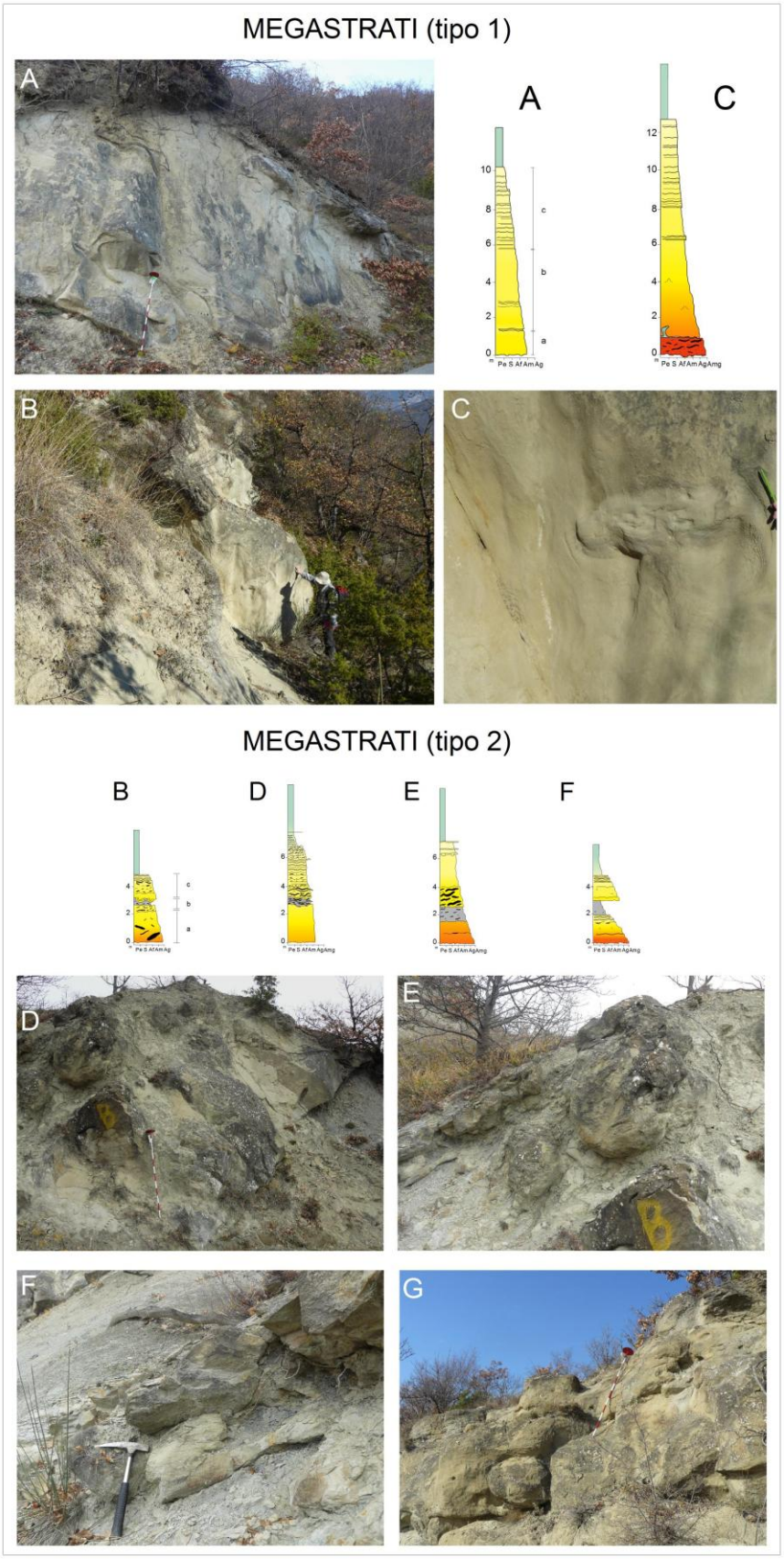


Fig.7.3: Megastrati che caratterizzano la successione sedimentaria del Membro Inferiore di Castagnola, furono già individuati da Andreoni et al.1981; Nel presente lavoro sulla base delle caratteristiche sedimentarie è stata effettuata una distinzione tra Megastrati tipo 1 (A e C), e Megastrati tipo 2 (B, D, E ed F) che rispetto a quest'ultimi presentano uno spessore inferiore e un unità caotica intermedia, probabilmente legata agli impatti dei flussi.

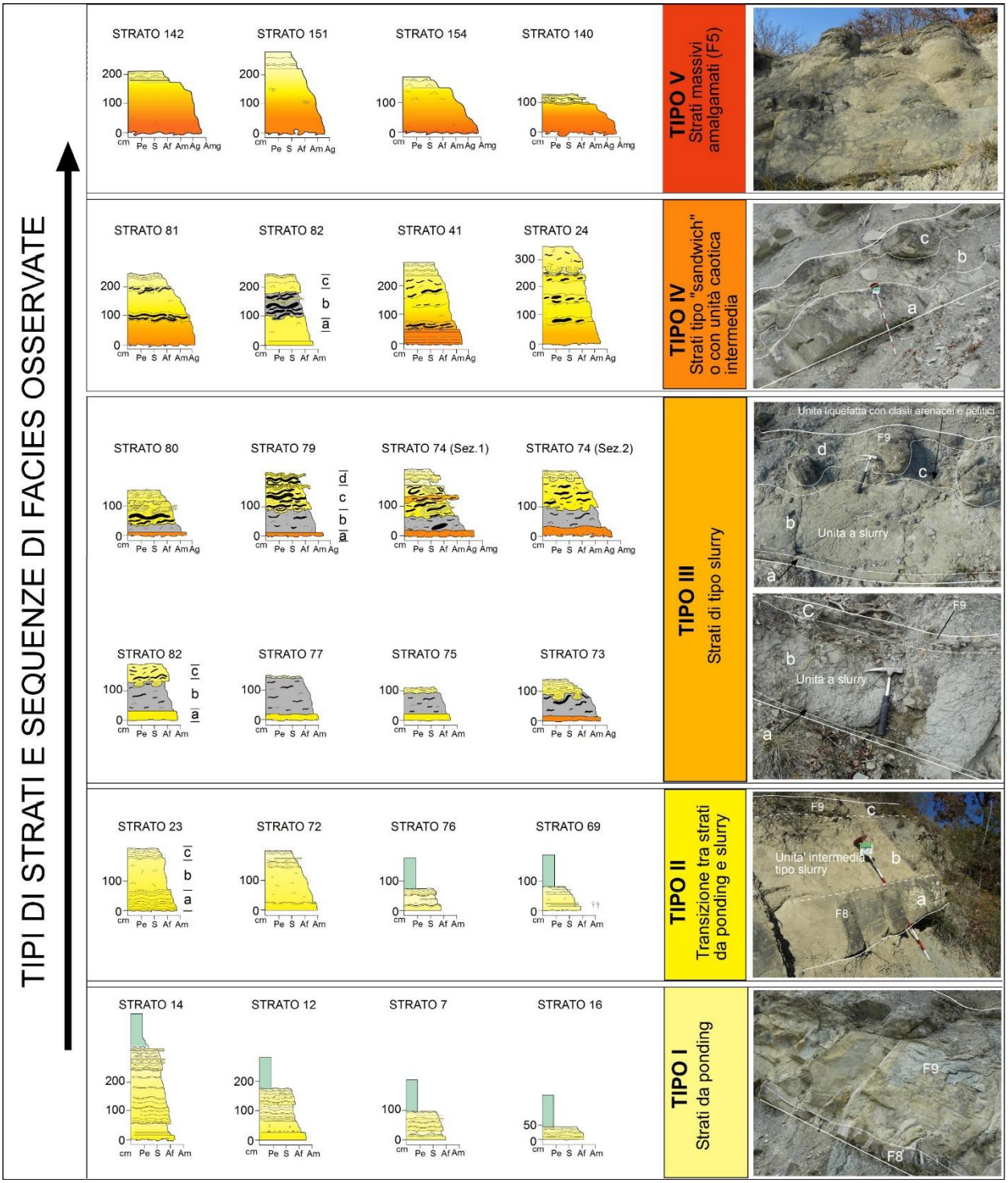


Fig.7.4: Schema di facies illustrante le principali tipologie di strato che caratterizzano l'intervallo stratigrafico preso in esame (Membri inferiore e superiore della Formazione di Castagnola), similare allo lo schema e alle sequenze di facies proposto da Tinterri e Tagliaferri (2015) per la Marnoso arenacea.

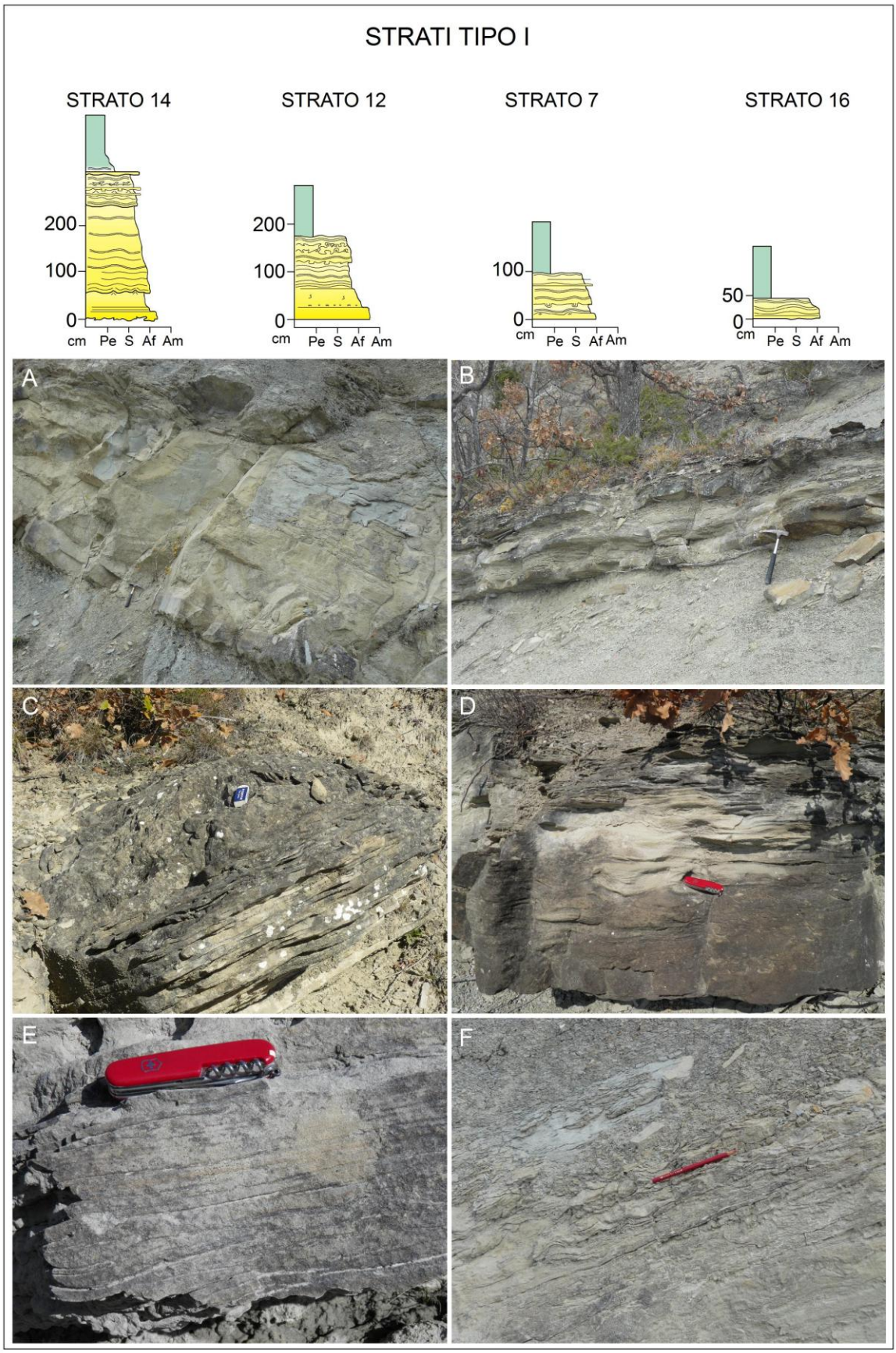
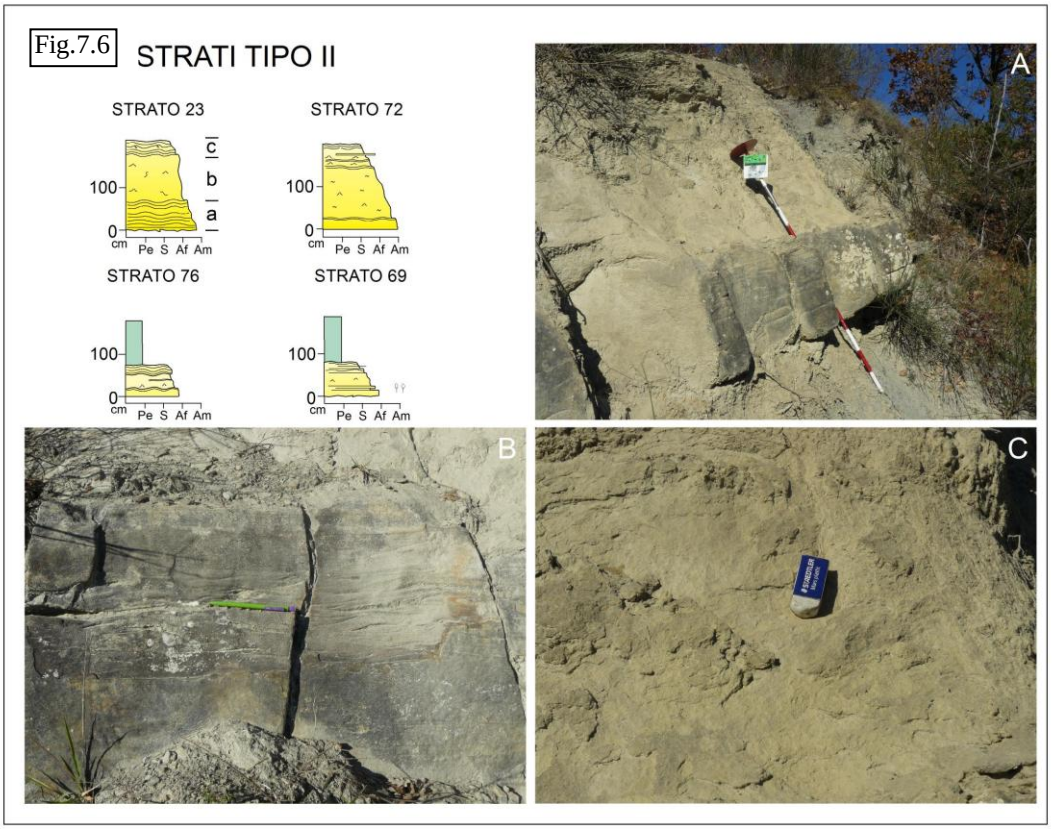


Fig.7.5: Esempi di strati tipo I, legati ai fenomeni di ponding. A e B) Strati di arenaria fine caratterizzati da una continua alternanza di livelli laminati e livelli massivi. C, D, E, e F) Dettagli dell'alternanza di lamine (ondulate, ripple, convolute, piano parallele) che caratterizzano gli strati legati alle ripetute riflessioni di flussi turbolenti.



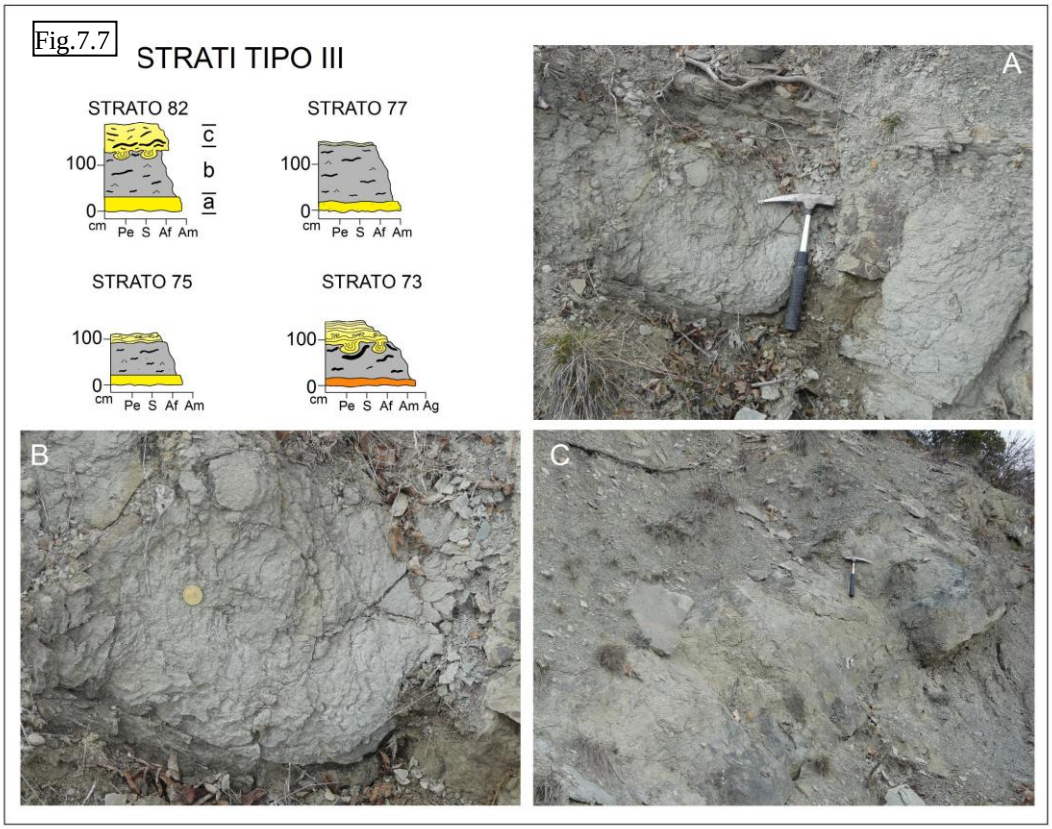
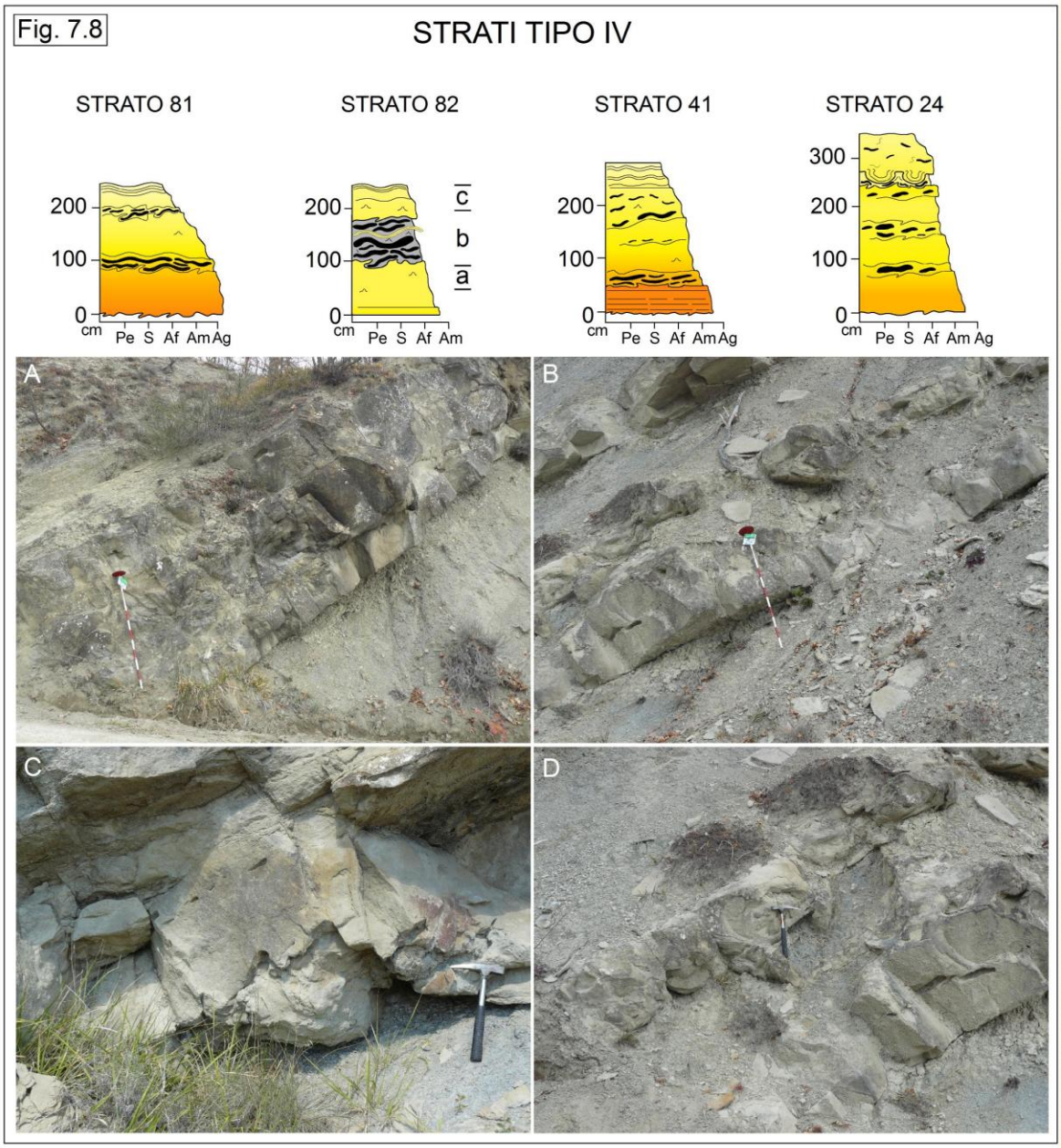


Fig.7.6: A) Esempio di strato tipo II, caratterizzato da un unità intermedi simile alla facies a slurry, ma priva di clasti pelitici; B e C) Dettagli, rispettivamente, della parte basale laminata e della parte intermedia simile alla facies a slurry. Fig.7.7: A e B) Esempi di strati tipo III, con unità intermedia a slurry, costituita da depositi mal classati ricchi in clasti pelitici. C) Dettaglio della facies a Slurry.



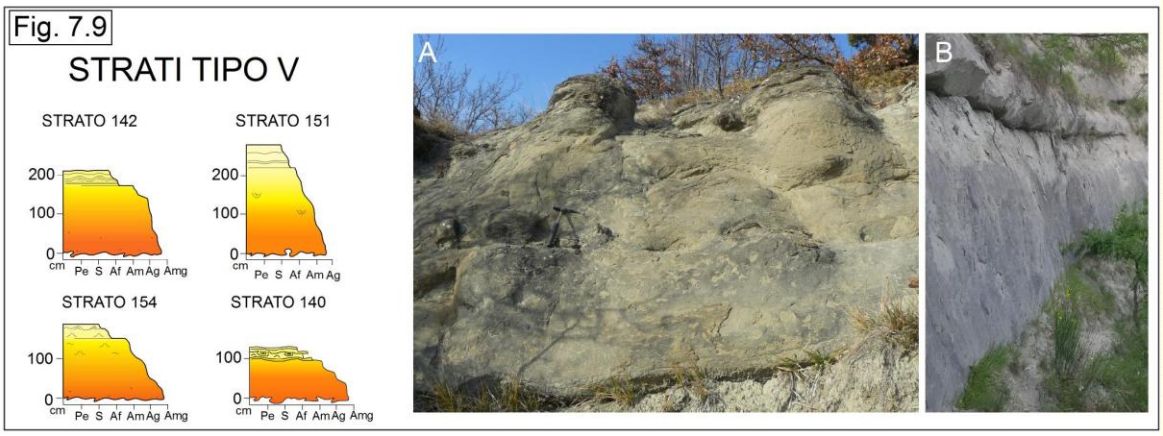


Fig.7.8: Esempi di strati tipo IV. A) Strato tripartito costituito da una parte intermedia con allineamenti di clasti pelitici; B e D) Strato tripartito con unità intermedia liquefatta ricca in clasti pelitici e legata all'impatto dei flussi contro la morfologia del bacino. C) Strutture da carico alla base dello strato.
Fig.7.9: A e B) Esempi di strati tipo V, costituiti da arenaria grossolana massiva con frequenti amalgamazioni.

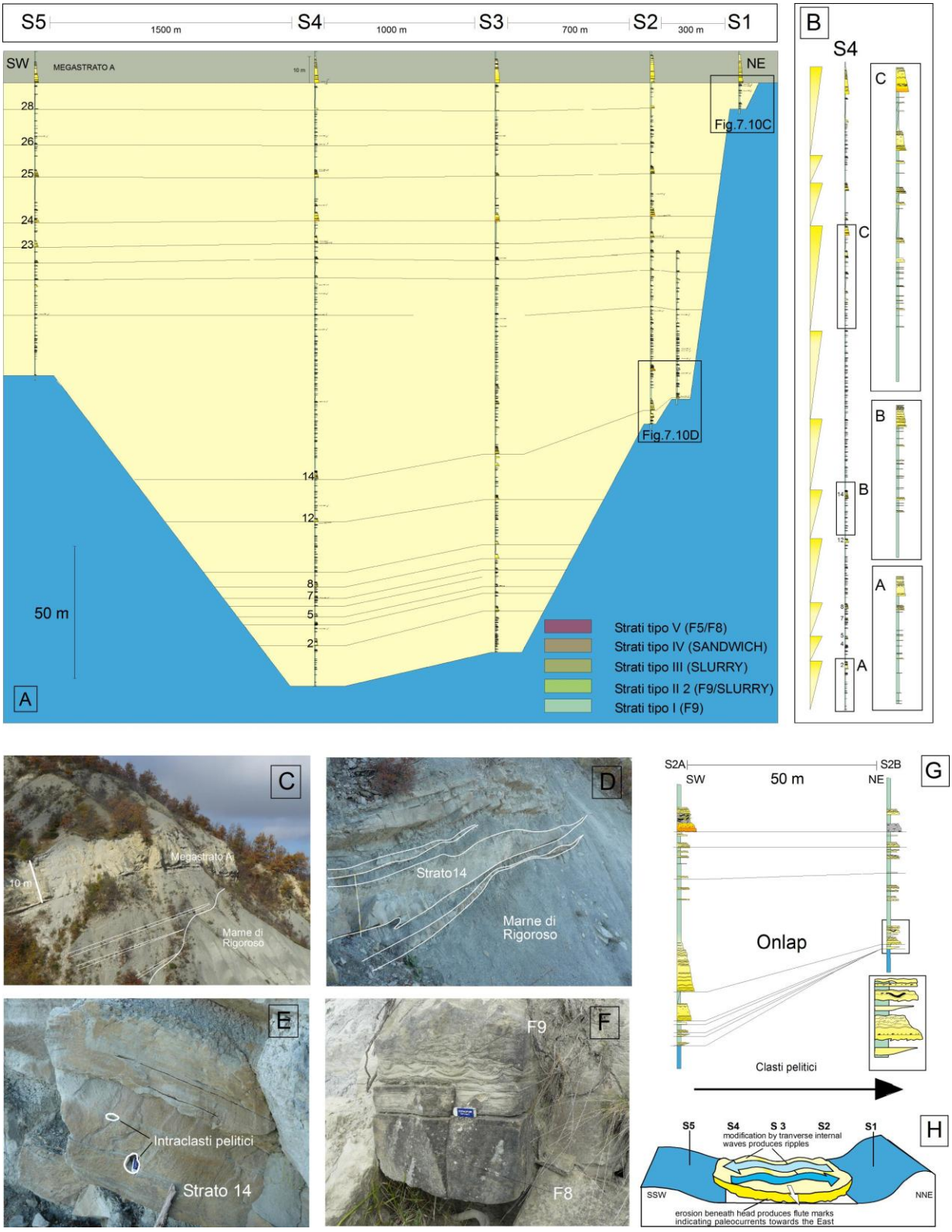


Fig.7.10: A) Pannello stratigrafico relativo all'Unità 1 della Formazione di Castagnola; B) Cicli di thickening coarsening upward individuati all'interno dell'Unità 1; C) e D) Chiusura stratigrafica ad onlap dell'Unità1 verso il margine settentrionale del bacino di Castagnola; E) Dettaglio dello strato 14 (sezione 1), posto in corrispondenza dell'onlap; F) Parte basale dello strato 23, caratterizzata dall'alternanza di lamine ondulate, piano parallele, ripples e convolute; G) Pannello stratigrafico di dettaglio in cui si evidenzia l'aumento di clasti pelitici nei pressi dell'onlap stratigrafico verso Nord-est. H) Modello illustrante i processi di riflessione che caratterizzano l'Unità 1 (modificato da Tinterri et al. 2016).

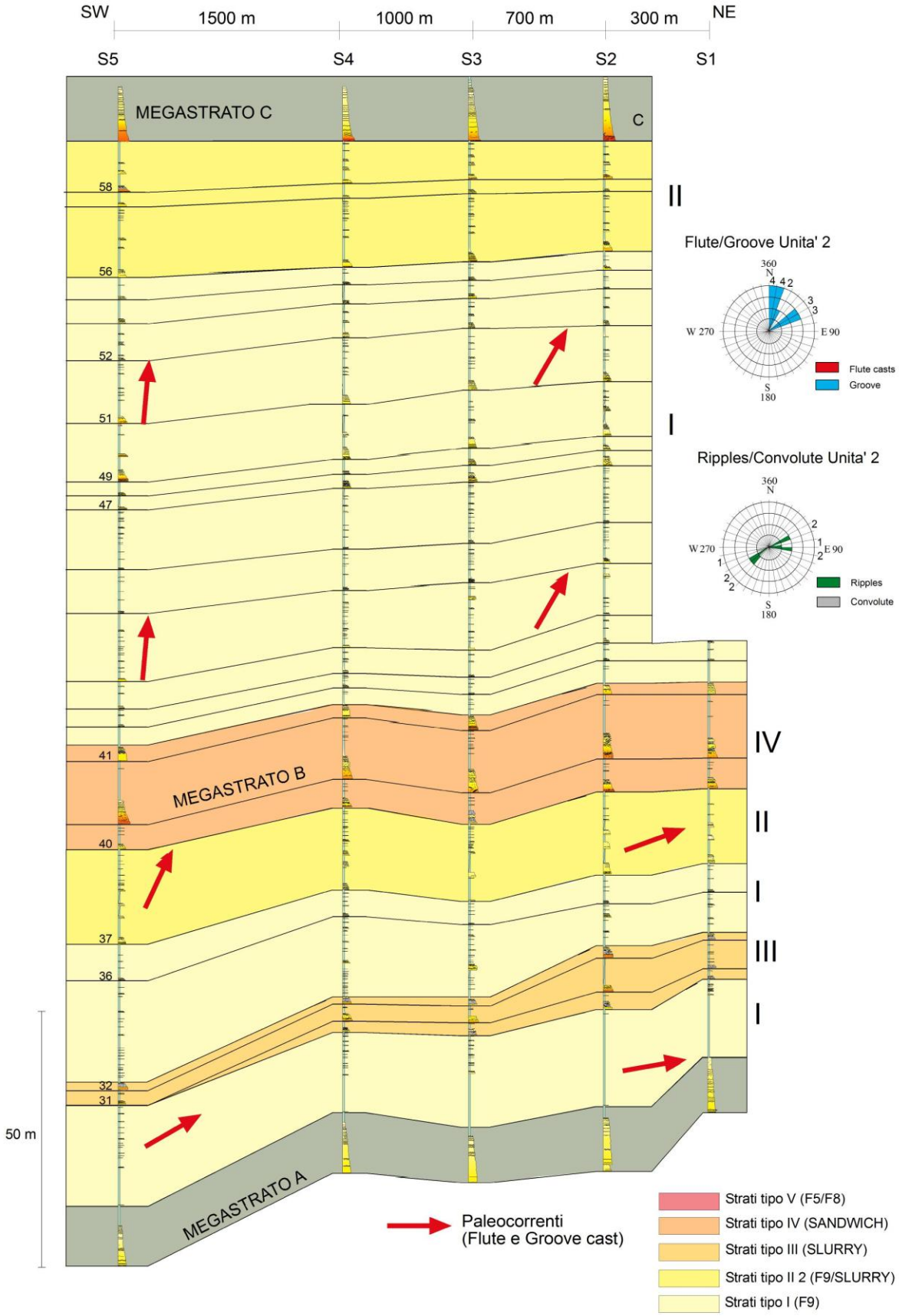


Fig.7.11: Pannello stratigrafico relativo all'Unità 2, in cui vengono messe in evidenza le sequenze di facies similari a quelle proposte in Tinterri e Tagliaferri (2015), relative agli onlap stratigrafici.

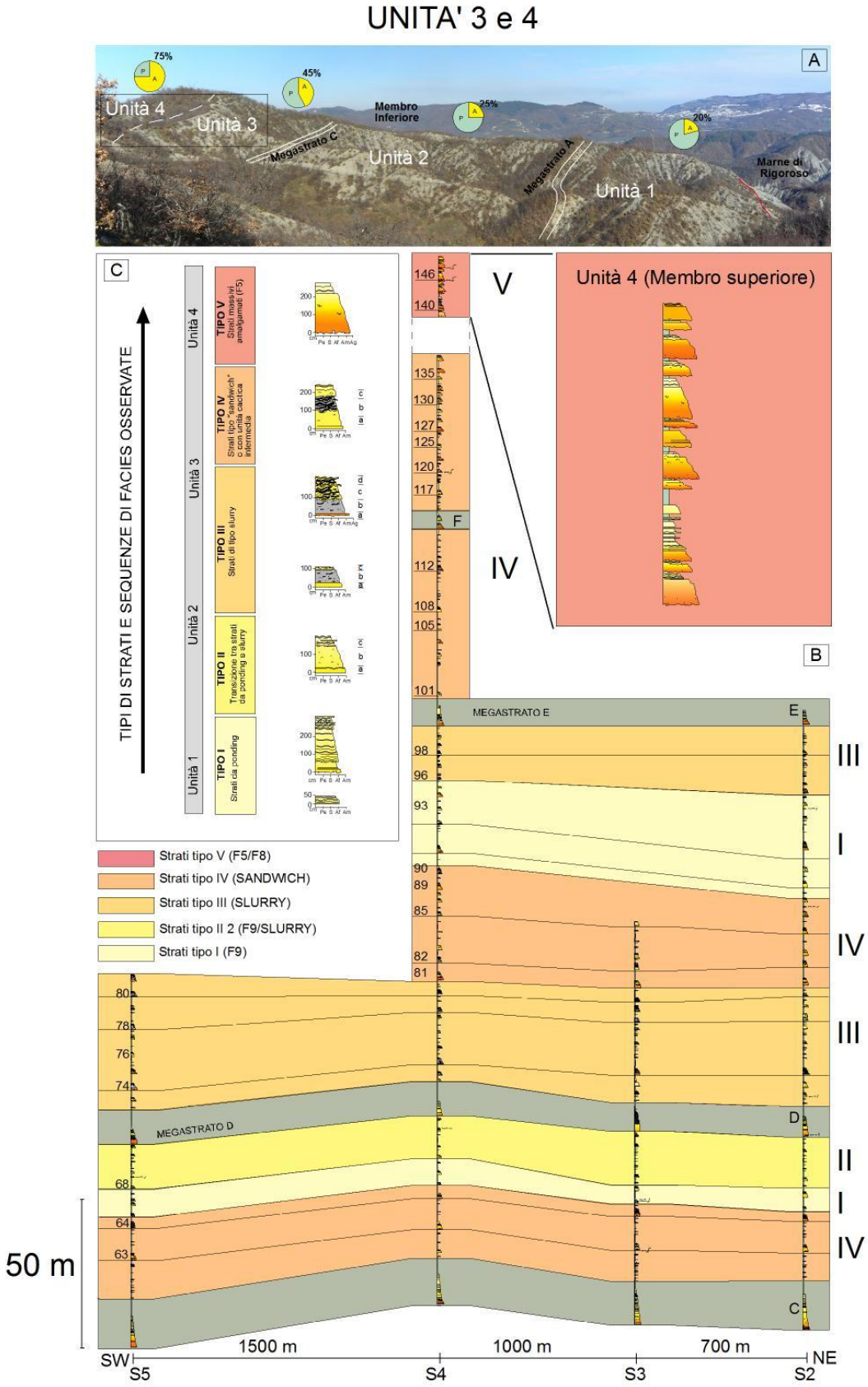


Fig.7.12: A) Panoramica relativa alla successione sedimentaria dei Membri inferiore e superiore (Unità 4), affiorante nei pressi di Nivione (PV); B) Pannello stratigrafico relativo alla parte superiore dell'intervallo studiato (Unità 3 e 4), in cui vengono messe in evidenza le sequenze di facies illustrate in figura C), dove si possono osservare le caratteristiche delle facies di onlap, similari a quelli della Marnoso arenacea (Tinterri e Tagliaferri 2015 e Tinterri et al. 2016).

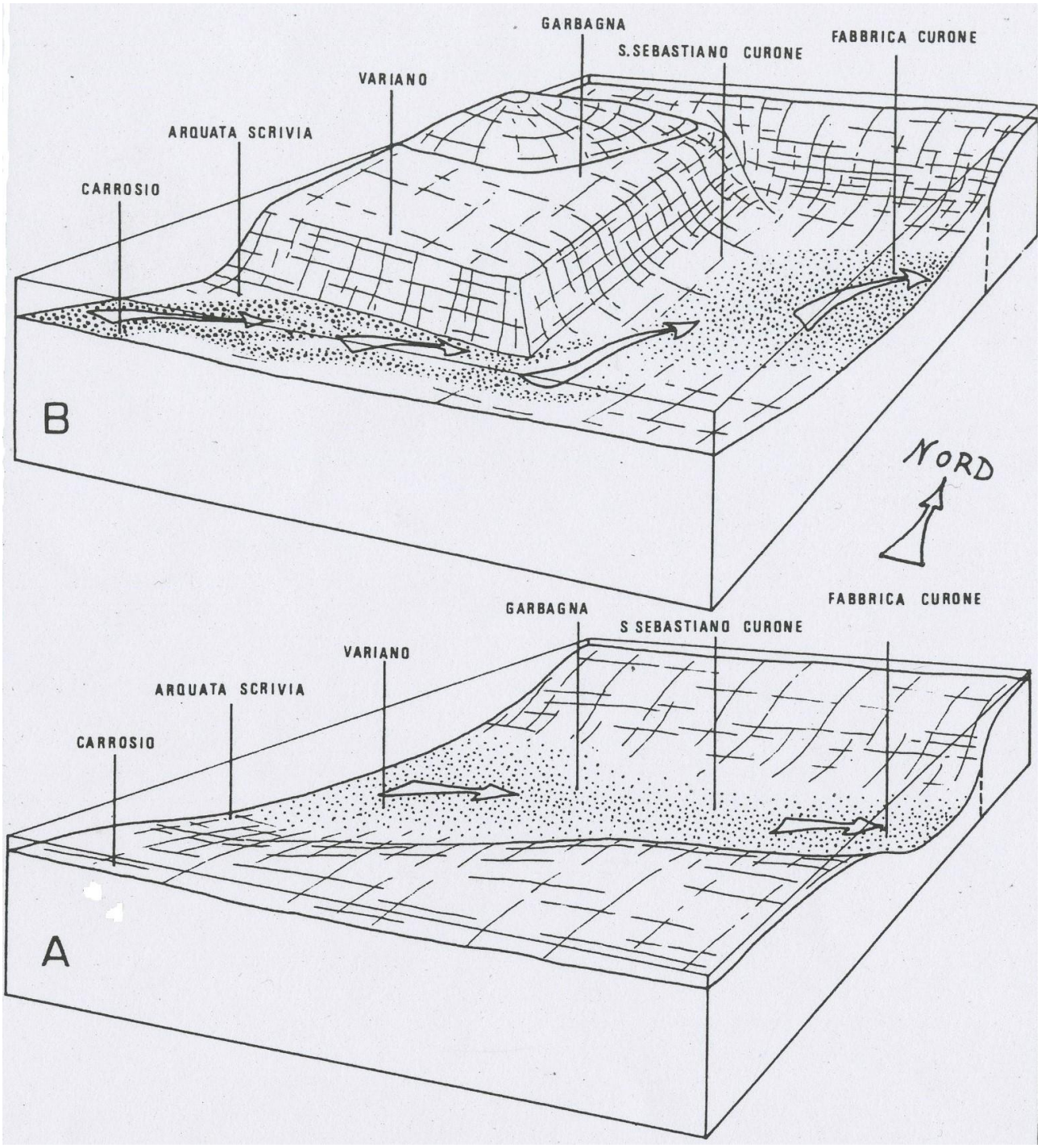


Fig. 7.13: Ricostruzione paleogeografica proposta da Andreoni et al.1981 relativa all'evoluzione tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore del settore Orientale del Bacino Terziario Piemontese (Da ovest verso est si osservano le aree della Valle Scrivia e della Val Curone in cui affiore la Formazione di Castagnola).

A) Durante l'Oligocene Superiore l'area presa in esame sembrerebbe essere caratterizzata da una depressione sottomarina in cui vengono a depositarsi i depositi torbiditici delle Arenarie di Variano, Gremiasco e Nivione (Membro intermedio delle Marne di Rigoroso, vedasi figura 7.1B) provenienti da ovest. Sugli alti morfologici avrebbe invece prevalso la deposizione delle marne emipelagiche sempre appartenenti alla Formazione di Rigoroso.

B) Al passaggio tra Oligocene Superiore vengono a verificarsi importanti eventi tettonici relativi probabilmente alla Linea tettonica Villalvernia-Varzi, portano a un generale sollevamento dell'area che comporta un anche un maggior confinamento delle aree deposizionali in cui avviene la deposizione delle torbiditi di Castagnola. Nel lavoro di Andreoni et al.1981 viene in oltre già evidenziato come le paleocorrenti al momento della deposizione della Formazione di Castagnola subiscono una deviazione verso Nord legata al confinamento del bacino.

8 - STRATIGRAFIA FISICA ED ANALISI DI FACIES DELLE ARENARIE DI ANNOT NELL'AREA DI BRAUX (BACINO DI ANNOT)

Il terzo ed ultimo caso di studio preso in esame nel corso del Dottorato di Ricerca, riguarda la stratigrafia fisica e l'analisi di facies delle Arenarie di Annot, nei pressi della località di Braux (Francia sud-orientale, Bacino di Annot, Fig. 8.1). Le Arenarie d'Annot sono una formazione torbiditica prevalentemente arenacea affiorante nelle Alpi Francesi meridionali (Francia sud-orientale). I depositi torbiditici delle Arenarie d'Annot rappresentano il riempimento di una avanfossa tettonicamente confinata avvenuto progressivamente da Est verso Ovest, tra l'Eocene medio (Bartoniano) e l'Oligocene Inferiore (Rupeliano), in seguito alla migrazione verso occidente del fronte della catena alpina. Le Arenarie d'Annot vengono considerate come facenti parte della "Trilogia Priaboniana" (Boussac 1912), stratigraficamente costituita dalla base al tetto da: Calcari Nummulitici, Marne Blu e Arenarie D'Annot (Fig. 8.1C).

8.1 - PANNELLI STRATIGRAFICI ED ANALISI DI FACIES

L'area di affioramento delle Arenarie di Annot di interesse per il progetto di dottorato riguarda il Bacino di Annot ed in particolare l'affioramento di Braux (Fig. 8.1A, B), dove l'interazione tra i depositi torbiditici e i margini del bacino sono molto evidenti. Questo affioramento, infatti, è caratterizzato da uno spettacolare onlap delle Arenarie di Annot sulle sottostanti Marne Blu che può essere osservato in panoramica lungo la strada provinciale che porta al paese di Braux (vedasi Kneller e McCaffrey 1999, Patacci et al. 2014, Tomasso e Sinclair 2004 e Joseph et al., 2012).

Stratigraficamente la successione delle Arenarie di Annot all'interno dell'omonimo bacino è stata suddivisa in sette membri come osservabile in figura 8.1C (Du Fornel, 2003; Callec 2001, 2004; Joseph and Lomas, 2004; Salles et al. 2014).

In questo lavoro sono state realizzate 3 sezioni stratigrafiche, con orientazione NE-SW, collocate ad una distanza laterale di circa 700 metri. Le sezioni stratigrafiche sono state misurate all' interno del Membro B (Fig. 8.1C).

Come già descritto in letteratura (vedasi Joseph et al. 2012), il Membro B delle Arenarie d'Annot (Callec 2001), conosciuto anche come Unità di Crete de la Barre (Du Fornel et al. 2003), risulta essere costituito da un'Unità inferiore prevalentemente di arenaria fine e da un'Unità superiore decisamente più grossolana, separate tra loro da un'unità caotico-marnosa dello spessore di circa 20 metri. In base ai modelli stratigrafici regionali disponibili in letteratura i depositi torbiditici dell'area di Braux sono controllati dall'attività sin sedimentaria della faglia di Braux come si può vedere dalle figure 8.1 e 8.2. L'area di studio, in particolare, è localizzata ad ovest rispetto alla faglia di

Braux, dove il Membro B si trova direttamente a contatto con la sottostante Formazione delle Marne Blu. Nella sezione 3 è stato misurato l'intero spessore della formazione delle Marne Blu, che a partire dal contatto con i sottostanti Calcari Nummulitici è di 70 metri. Attraverso quindi la stratigrafia fisica di dettaglio e l'analisi di facies sono stati realizzati i pannelli stratigrafici relativi a ciascuna delle unità (Fig. 8.2B e 8.3).

8.2 - UNITA' INFERIORE

L'Unità inferiore del Membro B delle Arenarie d'Annot, presenta uno spessore di circa 20 metri ed è dominata dalla presenza di strati di arenaria fine, generalmente laminata (F9), che tendono a chiudersi e a diminuire di spessore passando da spessi a molto sottili dalla sezione 1 verso la sezione 3 e cioè verso NE. Gli strati che caratterizzano quest'unità hanno un'inclinazione di 40°, sono fortemente bioturbati (Ophiomorpha) e sono costituiti da alternanze di lamine convolute e ripples, che assieme all'andamento delle paleocorrenti fa pensare a fenomeni di riflessione subiti dai flussi turbolenti a causa del confinamento tettonico generato dal margine del bacino e dalla faglia di Braux. Le paleocorrenti dei ripples e delle lamine convolute, infatti, indicano una direzione dei flussi verso N-NE con alcune riflessioni verso S-SW. Questa unità inferiore che si chiude verso NE farebbe pensare ad un onlap contro la morfologia creata dalla faglia di Braux che, secondo i modelli di geologia regionale disponibili, doveva aver agito come faglia normale durante la deposizione di questa unità basale. Tale Unità passa verso l'alto ad un deposito prevalentemente marnoso con livelli caotici, caratterizzato da uno spessore che si mantiene costante in tutte le sezioni misurate. I dati raccolti, quindi, risultano essere in accordo con il modello di Tomasso e Sinclair (2004), valido per spiegare come la tettonica sin-sedimentaria associata alla paleofaglia di Braux abbia influito sulla sedimentazione della "Trilogia Priaboniana" all'interno del bacino di Annot. Secondo questo modello deposizionale, la sedimentazione tra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore nei pressi della faglia di Braux è avvenuta in diverse fasi:

1) Nel corso dell'Eocene Medio (Bartoniano), la tettonica distensiva legata alla faglia di Braux porta alla formazione di una morfologia (semi-graben) riempita attraverso la sedimentazione dei Calcari Nummulitici e dalla parte inferiore delle Marne Blu, che in un certo senso vanno a ricoprire il dislivello morfologico generato dalla faglia normale (Fig. 8.2C, D).

2) Nel Priaboniano, la faglia di Braux risulta essere interessata da un movimento prevalentemente trascorrente che porta alla formazione di una blanda piega monoclinale parallela al piano di faglia.

Nella parte ribassata posta ad est rispetto alla faglia, ha inizio la sedimentazione dei depositi torbiditici grossolani del Membro inferiore, affioranti in corrispondenza della località di St.Benoit, non interessata dal lavoro di tesi. A ovest rispetto alla faglia di Braux si nota, come evidenziato dal pannello stratigrafico di figura 8.2B, una prevalente chiusura della stratigrafia verso NE (si possono osservare anche chiusure verso SW, vedasi Fig.8.2G), legata probabilmente alla presenza di blande morfologie confinate, riempite dai sedimenti fini in grado di bypassare l'alto morfologico costituito dalla faglia di Braux (8.2C). Gli strati che caratterizzano quest'Unità, presentano geometria lenticolare e sono costituiti da arenaria fine laminata. Si viene a creare, quindi, una situazione abbastanza simile a quella descritta nel Capitolo 6, relativamente all'Unità I (Pizzo d'Oca) delle Arenarie di Ranzano in Val Pessola.

3) Infine, nel corso del Rupeliano (Fig. 8.2D), termina il movimento legato alla faglia di Braux e di conseguenza la morfologia creata dalla faglia viene completamente coperta dalla sedimentazione dell'Unità superiore del Membro B, che presenta chiari rapporti di onlap stratigrafico verso ovest, nei confronti delle Marne Blu. L'onlap stratigrafico avviene in questo caso, nel verso opposto rispetto a quanto descritto per l'Unità inferiore.

8.3 - UNITA' SUPERIORE

L'Unità Superiore è costituita da strati spessi di arenaria grossolana che sembrerebbero essersi depositati al termine dell'attività tettonica legata alla faglia di Braux (Tomasso e Sinclair 2004). Dal pannello stratigrafico di Fig.8.3 è possibile notare come vi siano importanti variazioni di facies sia laterali che verticali che sono risultate molto simili a quelle rilevate nelle relazioni ad onlap della Formazione Marnoso arenacea (vedasi Tinterri e Tagliaferri 2015 e Tinterri et al. 2016) e similari alle sequenze di facies descritte nel capitolo 7, relativamente al membro inferiore della Formazione di Castagnola. Per questo motivo i modelli proposti nei lavori sopracitati sono stati utilizzati come base per studiare ed interpretare le associazioni e sequenze di facies dell'area di studio. Come è possibile osservare dal pannello stratigrafico realizzato all'interno dell'unità superiore del membro B (Fig.8.3) e dallo schema di facies (Fig. 8.4A), vi sono quattro differenti tipologie di facies che compaiono con maggior frequenza nelle sezioni stratigrafiche misurate. Per la descrizione di questi strati si rimanda al paragrafo 7.4.2.

Verticalmente all'interno della successione sedimentaria è possibile osservare dal basso verso l'alto le seguenti tipologie di strato:

1) Strati da ponding di tipo F9;

2) Strati tripartiti con unità intermedia tipo Slurry;

3) Strati di tipo Sandwich;

4) Strati massivi di tipo F5.

La facies 1 è costituita da strati da molto sottili a medi di silt e arenaria fine con frequenti laminazioni ondulate, ripples e convolute; essa è interpretabile come facies F9. Questi depositi vengono depositati dalla parte turbolenta sommitale di un flusso bipartito, in grado di risalire l'alto morfologico bypassando l'area depocentrale del bacino.

La facies 2 consiste in strati generalmente tripartiti con la parte basale di arenaria media massiva interpretabile come F8, una parte intermedia di arenaria pelitica liquefatta ricca in clasti pelitici, interpretabile come slurry. In questi tipi di strati la loro parte sommitale è costituita da un'arenaria fine laminata deformata da strutture da carico e convolute (F9). Gli strati tripartiti caratterizzati da un'unità intermedia a slurry si formano in risposta alla brusca decelerazione di flussi torbiditici relativamente ricchi in sedimenti fini. In particolare questi strati si formano ai piedi dell'alto morfologico dove il gradiente e quindi i tassi di decelerazione sono massimi. Parte dell'arenaria trasportata e depositata dal flusso tende a collassare all'interno dell'unità intermedia a slurry, dando origine alla tipica struttura da carico tipo ball and pillow (vedasi discussione in Tinterri et al. 2016).

La facies 3 è caratterizzata da strati tripartiti con una parte basale di arenaria da grossolana a media massiva e da una parte sommitale di arenaria fine laminata, separate da una parte intermedia ad elevata concentrazione di clasti pelitici allineati. Si generano in seguito all'impatto di flussi bipartiti contro l'alto morfologico. L'impatto provoca l'erosione di una grande quantità di clasti pelitici che si dispongono tra la parte basale massiccia e quella sommitale laminata (vedasi Mutti e Nilsen, 1981). Questi strati sono intimamente legati agli strati a slurry della facies 2 e si rinvengono in zone leggermente più lontane dall'alto morfologico come riportato nello schema di facies e come si può osservare dal pannello di correlazione.

La facies 4 è costituita da strati di arenaria da molto grossolana a media, generalmente massivi con una certa gradazione normale, interpretabili come facies F5. Possono presentare base erosiva con strutture di fondo tipo flute e groove cast, e generalmente sono caratterizzati da intraclasti pelitici.

Questa facies è il risultato della decelerazione subita dalla parte densa basale del flusso torbiditico nella parte più assiale del bacino, in una zona più lontana dell'alto morfologico dove i tassi di decelerazione sono più bassi.

Dalla stratigrafia fisica relativa all'Unità superiore si può osservare come andando da SW verso NE e cioè spostandosi lateralmente dall'onlap stratigrafico si assiste alla transizione laterale dalla facies 1 (F9), relativa al bypass del flusso turbolento, alla facies 4 (F5) relativa alla deposizione della parte basale densa della corrente di torbida (Fig. 8.3 e 8.5). La transizione tra le due facies avviene passando attraverso le facies intermedie 2 (Slurry) e 3 (Sandwich). Questo passaggio di facies laterale è strettamente legato alla diminuzione del grado di decelerazione che i flussi torbiditici subiscono all'aumentare della distanza dall'onlap (Tinterri e Tagliaferri, 2015). La medesima sequenza di facies avviene verticalmente dal basso verso l'alto, come è possibile notare dal pannello. I passaggi di facies verticali sono il risultato della sovrapposizione in tempi successivi delle associazioni di facies laterali, messe in evidenza nel facies tract (Fig.8.5), che tendono a migrare verso ovest in corrispondenza dell'onlap stratigrafico. Risulta quindi abbastanza evidente di come l'ostacolo morfologico rappresentato dal margine occidentale del bacino di Annot vada ad influenzare l'evoluzione dei flussi torbiditici e conseguentemente la distribuzione delle facies. Questo lavoro mette anche in risalto l'andamento delle paleocorrenti dei flutes e groove casts, indicante una direzione dei flussi verso Sud-Sud/Ovest che è contraria all'area sorgente dei sedimenti posta a sud (Blocco Sardo-Corso). Una possibile interpretazione in accordo anche con il modello proposto da Salles et al. 2014, sarebbe che i flussi torbiditici provenienti dai settori meridionali, vengano deviati verso Sud-Sud/Ovest dai margini del bacino e dagli alti presenti all'interno del bacino stesso, come ad esempio l'Anticlinale di Fugeret, come mostrato nel modello di figura 8.4B.

In conclusione, il lavoro effettuato nel famoso affioramento delle Arenarie di Annot nell'area di Braux ha avuto come obiettivo il dettaglio delle variazioni latero-verticale di una relazione di onlap che sono risultate del tutto similari a quelle riportate in altri bacini confinati come la Formazione Marnoso arenacea (Tinterri et al. 2012; 2016), la Formazione del Cervarola (Tinterri e Piazza, 2015).

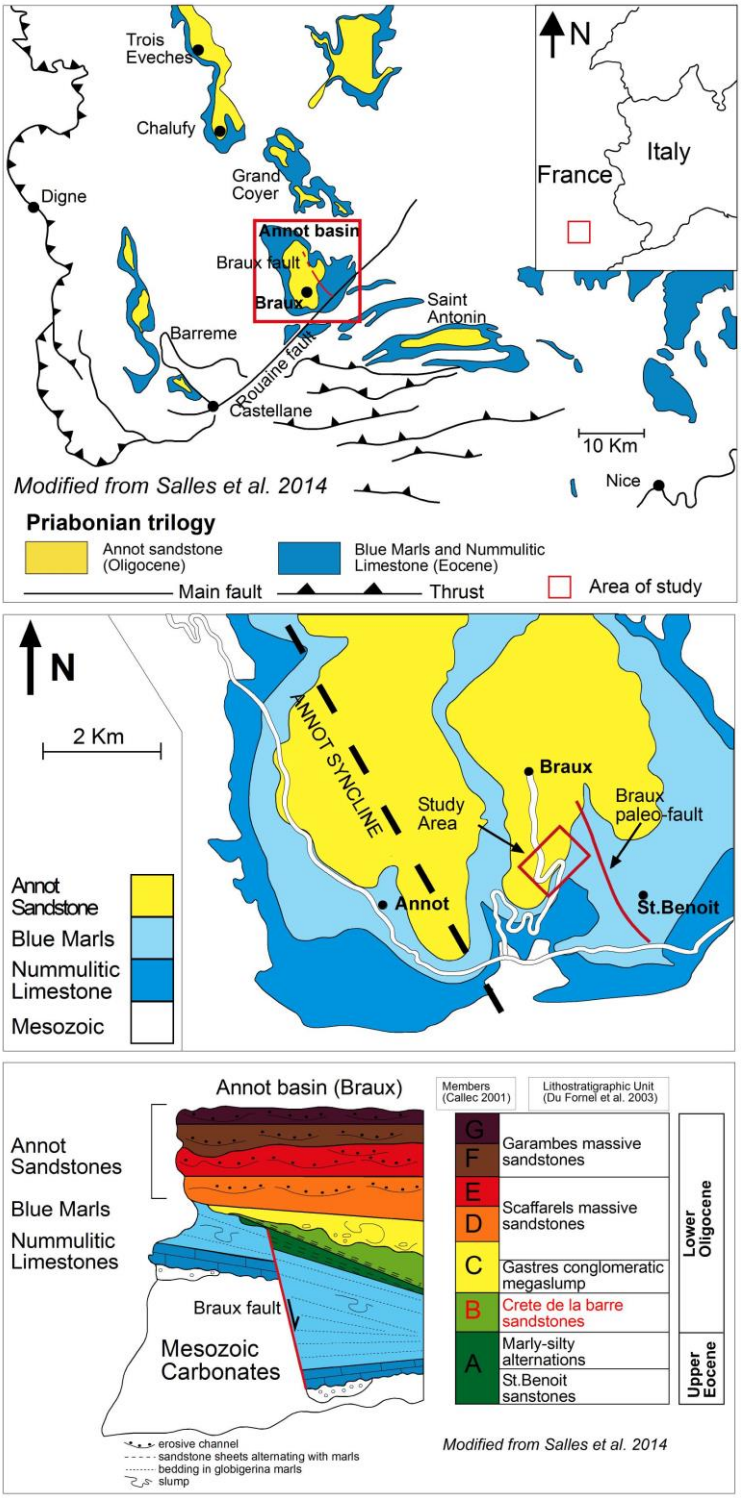


Fig.8.1:A) Aree di affioramento dei depositi delle Arenarie di Annot (Francia sud-orientale) e in particolare dell'area di Braux; B) Dettaglio dell'area di studio, in cui viene sottolineata la presenza della faglia di Braux (mod. da McCaffrey e Kneller 2001); C: Stratigrafia delle Arenarie d'Annot (Mod. da Salles et al. 2014, vedasi Callec 2001 e Du Fornel et al.2003. In figura viene evidenziato il Membro B o Unità di Crete del la Barre in cui è stato svolto il lavoro di tesi relativo alle Arenarie d'Annot.

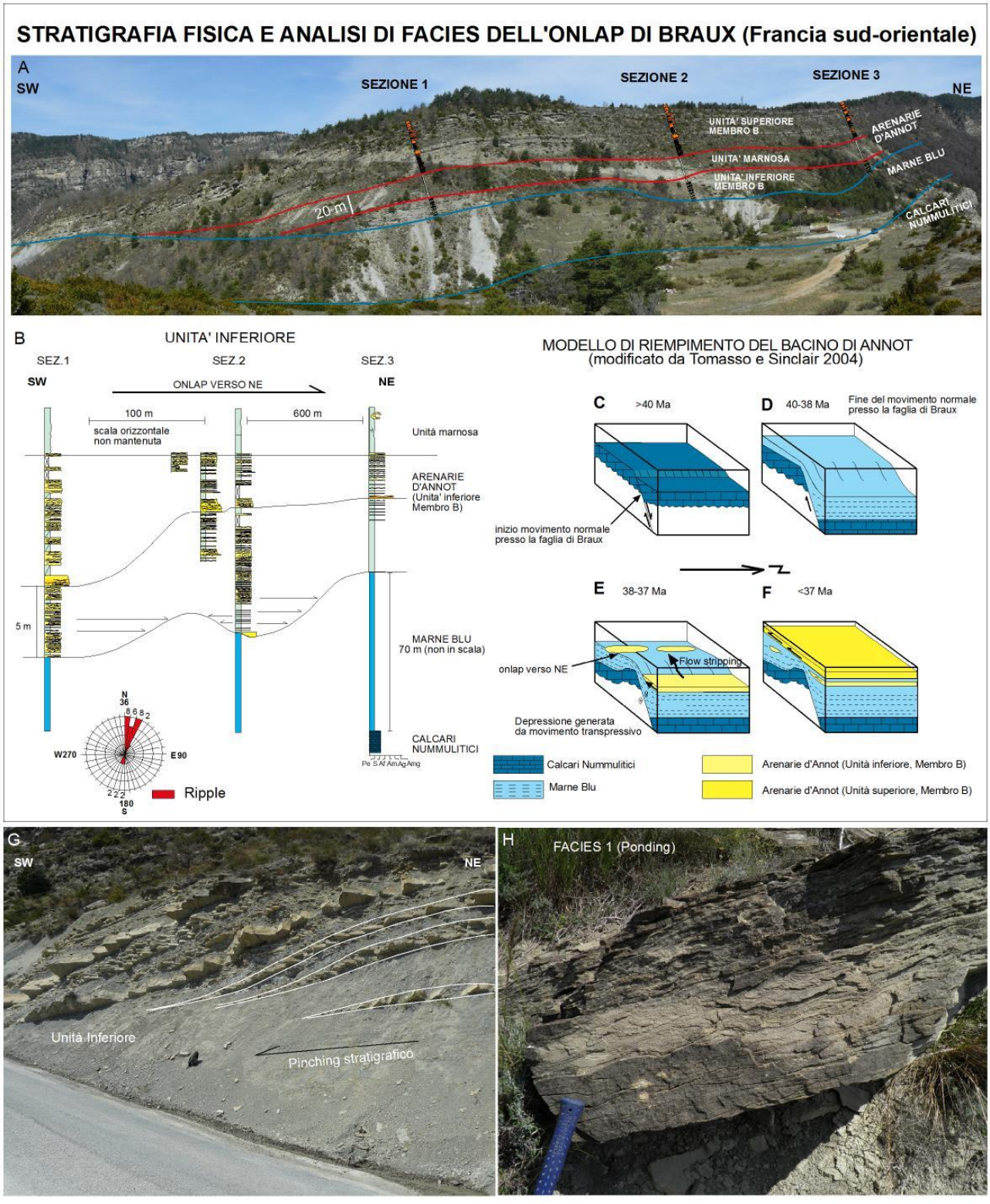


Fig. 8.2: A) Panoramica dell'onlap di Braux (Francia sud-orientale), in cui sono ubicate le sezioni stratigrafiche misurate; B) Pannello stratigrafico relativo all'Unità inferiore del Membro B; C, D, E e F) Modello di riempimento sviluppato per l'onlap di Braux (modificato da Tomasso e Sinclair 2004).

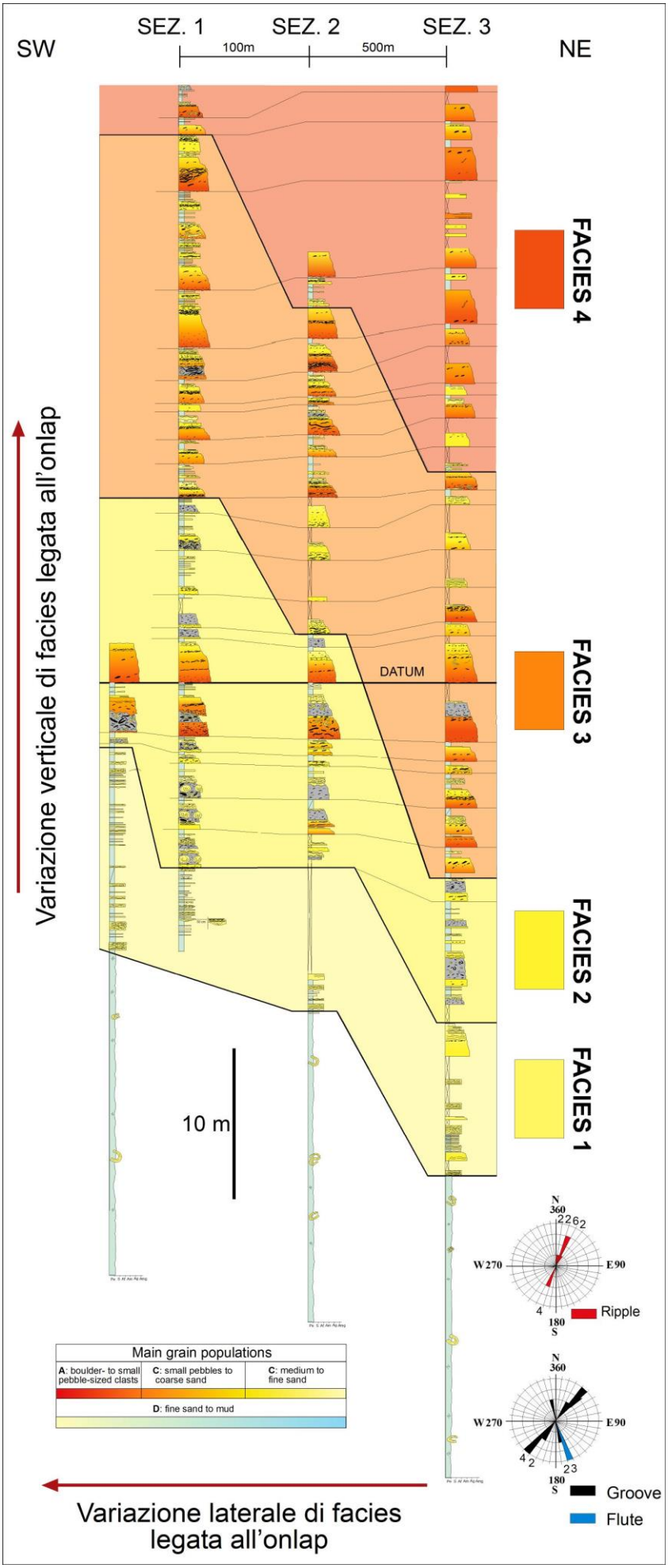


Fig. 8.3: Pannello stratigrafico relativo all'Unità superiore del Membro B, in cui vengono sottolineate le variazioni verticali e laterali di facies riconducibili alle relazioni ad onlap stratigrafico contro le Marne Blu.

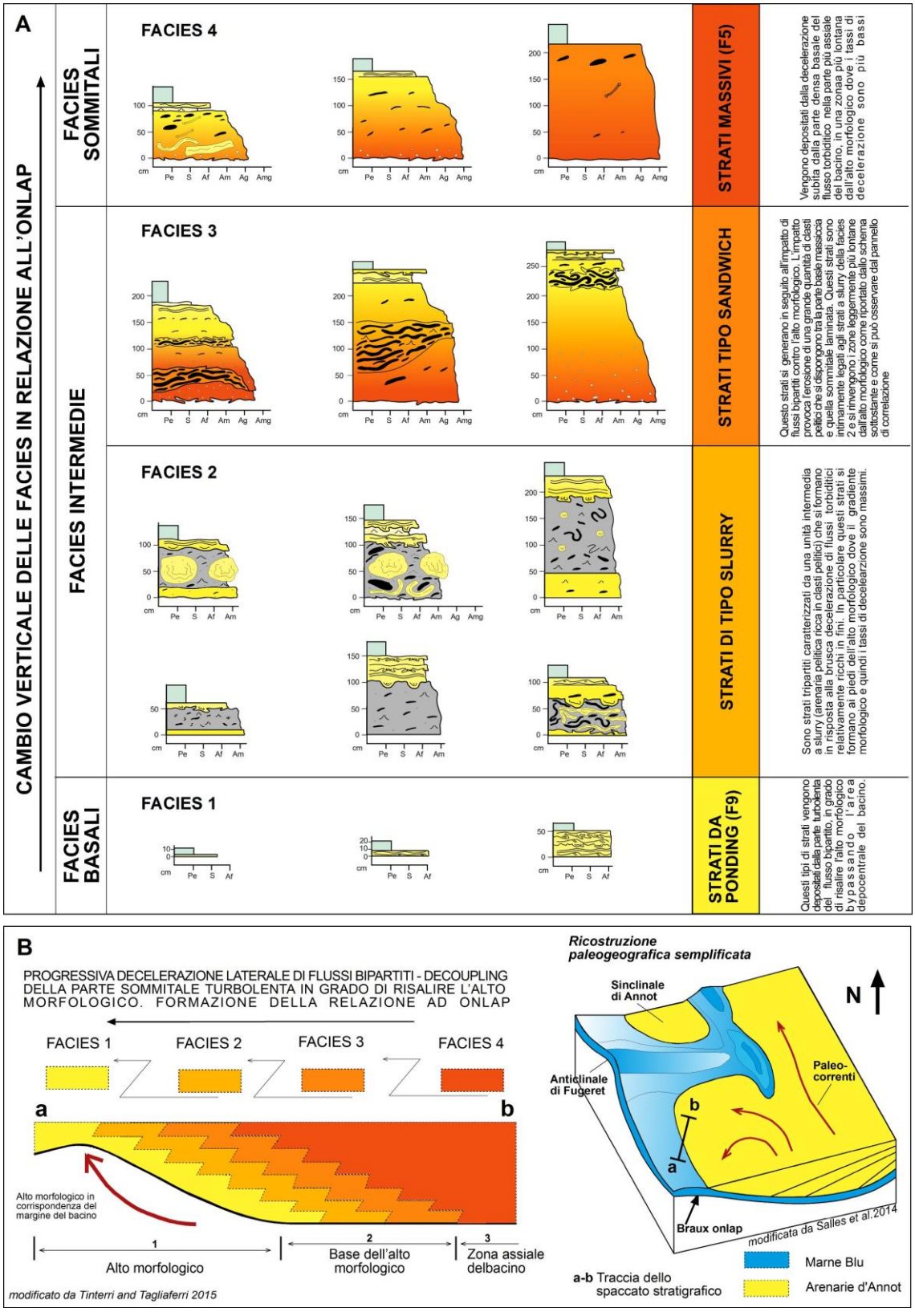


Fig.8.4: A) Schema di facies relativo al Membro superiore delle Arenarie d'Annot (Onlap di Braux), da notare le similitudini con lo schema di facies del sistema di Castagnola (Fig.6) e Marnoso arenacea (Tinterri e Tagliaferri 2015); B) A sinistra si può osservare la relazione tra morfologia del bacino e distribuzione di facies (modificata da Tinterri e Tagliaferri 2015); a destra schema paleogeografico semplificato (modificato da Salles et al. 2014).

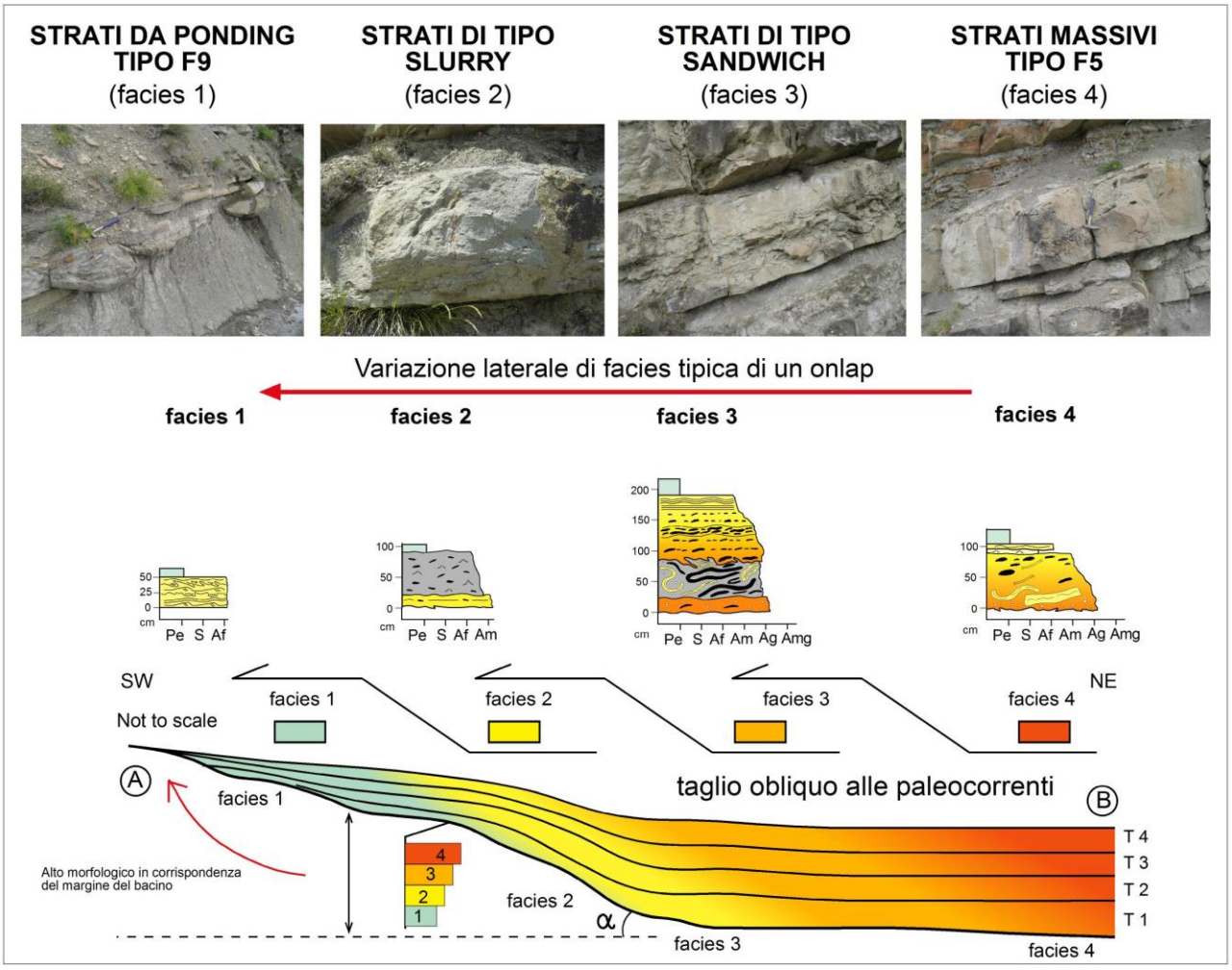


Fig.8.5: Facies tract in cui è illustrata la variazione laterale di facies legata all'onlap di Braux (modificato da Tinterri e Tagliaferri 2015 e Tinterri et al. 2016).

9 - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Questa tesi è stata incentrata sulla stratigrafia fisica di dettaglio e analisi di facies di sistemi torbiditici confinati controllati tettonicamente, tipo piggy back, wedge-top e avanfosse interne, legati ad una tettonica di tipo collisionale. Questa tipologia di bacini, è particolarmente studiata in letteratura per l'ottima analogia in termini di facies con i bacini di intraslope collocati nei margini continentali passivi, dove oggi è incentrata gran parte dell'esplorazione petrolifera attuale (Prather 2000; Prather et al.1998, 2016; Mutti et al. 2003; Smith, 2004). L'obiettivo che ci si è posti in questo progetto è stato quello di studiare nel dettaglio le relazioni che intercorrono tra distribuzione di facies e morfologia del bacino, e come quest'ultima vada ad influenzare la deposizione dei flussi torbiditici.

Nel corso dei tre anni di Dottorato sono stati presi in esame tre differenti sistemi torbiditici confinati: la formazione delle Arenarie di Ranzano (Eocene sup-Oligocene inf.), nella placca della Val Pessola (Appennino Settentrionale); la formazione delle Arenarie di Annot (Eocene sup.-Oligocene inf.) all' interno dell'omonimo bacino di Annot (Alpi Francesi Meridionali) e la formazione di Castagnola nel settore orientale del Bacino Terziario Piemontese (Italia Nord-Occidentale). Mediante la stratigrafia fisica e l'analisi di facies, ciascuna delle successioni sedimentarie prese in esame è stata suddivisa in unità stratigrafiche sulla base degli strati guida individuati e delle variazioni riscontrate nelle principali caratteristiche sedimentarie e nella distribuzione di facies.

Le principali considerazioni che possono essere fatte sulla base dei dati ottenuti sono le seguenti:

1) Le Arenarie di Ranzano (Bacino Epimesolapino) e la Formazione di Castagnola (BTP) depositate in bacini di piggy back e le Arenarie di Annot depositate in una avanfossa confinata, hanno permesso di fornire non solo schemi per le variazione laterali e verticali delle facies ma anche modelli relativi all'evoluzione generale dei bacini che combaciano molto bene con quelli proposti per i bacini di intraslope alpini descritti da Sinclair e Tomasso (2002) e per quelli del Golfo del Messico descritti da Prather et al (1998).

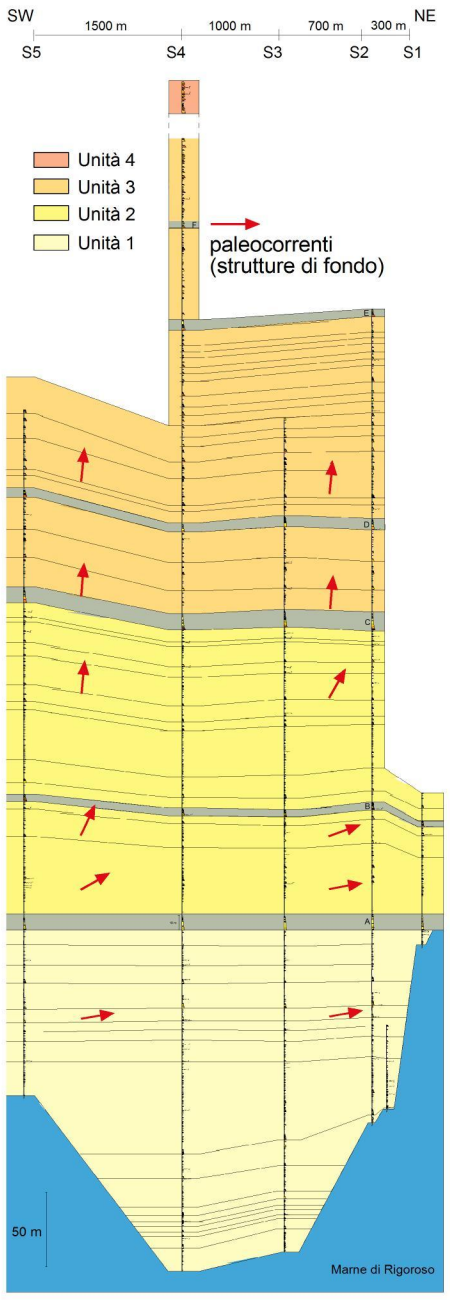
Come riassunto in figura 9.1, sia il sistema delle Arenarie di Ranzano che quello della Formazione di Castagnola presentano la tipica successione sedimentaria dei bacini tettonicamente confinati di intraslope con una parte basale relativamente molto confinata dove tendono a prevalere i fenomeni di ponding (ponding phase) e una parte sommitale dove, a causa del progressivo riempimento del bacino, tendono a predominare i fenomeni di bypass delle correnti più diluite e turbolenti che possono sfuggire dal confinamento del bacino (flow stripping phase). Queste fasi di riempimento

relative ai bacini confinati sono del tutto similari a quelle descritte nel modello del "fill and spill" proposto da Sinclair e Tomasso (2002), in cui il progressivo riempimento del bacino comporta una variazione nel grado di confinamento e di conseguenza nella distribuzione verticale di facies.

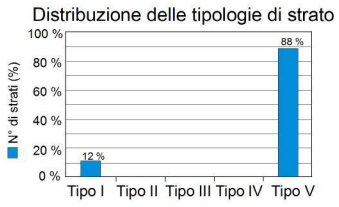
2) Lo studio relativo alle Arenarie di Ranzano, inoltre, permette di fornire un modello di facies relativo a morfologie asimmetriche del bacino che sono state riscontrate anche nelle Arenarie di Annot nel bacino di Peira Cava (vedasi Tinterri et al. 2016; in stampa). In particolare nella successione sedimentaria studiata in Val Pessola, attraverso le variazioni laterali di facies osservate è stata messa in evidenza la geometria asimmetrica del bacino, influenzata dal controllo tettonico, e caratterizzata dalla presenza di un alto morfologico piuttosto accentuato in corrispondenza del margine orientale e da una morfologia più blanda in corrispondenza del margine occidentale (Fig.6.15A, vedasi paragrafo 6.5).

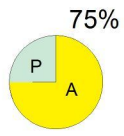
3) Allo stesso modo, lo studio delle arenarie di Castagnola e delle Arenarie di Annot nel bacino di Annot (Braux) fornisce modelli di facies relativi agli onlap contro i margini del bacino, che risultano del tutto similari a quelli riportati nella Formazione Marnoso arenacea da Tinterri e Tagliaferri (2015). In queste successioni sedimentarie sono state messe in evidenza sequenze di facies, caratterizzate in particolare da strati da ponding, strati tripartiti con unità intermedia a slurry o clasti pelitici allineati, legate in ogni caso all'interazione e agli impatti dei flussi torbiditici contro i margini del bacino (vedasi Tinterri e Tagliaferri 2015, Tinterri et al. 2006 e capitoli 7 e 8).

Concludendo, in questo progetto di Dottorato di Ricerca è stato quindi possibile realizzare una casistica relativa ai sistemi torbiditici confinati, in cui sono state messe in evidenza le differenti modalità con cui la morfologia di un bacino, sulla base della geometria e del grado di confinamento, vada ad influenzare la deposizione dei flussi torbiditici e di conseguenza la distribuzione di facies.



Unità 4

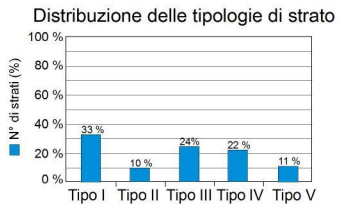


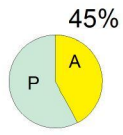


Unità 4

Fase di Flow stripping

Unità 3

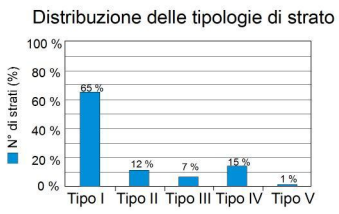


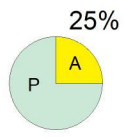


Unità 3

Transizione alla fase di flow stripping

Unità 2

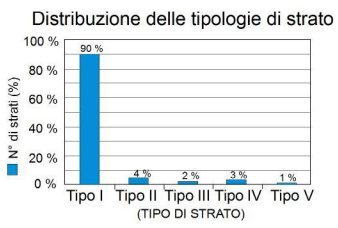


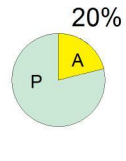


Unità 2

Transizione alla fase di flow stripping

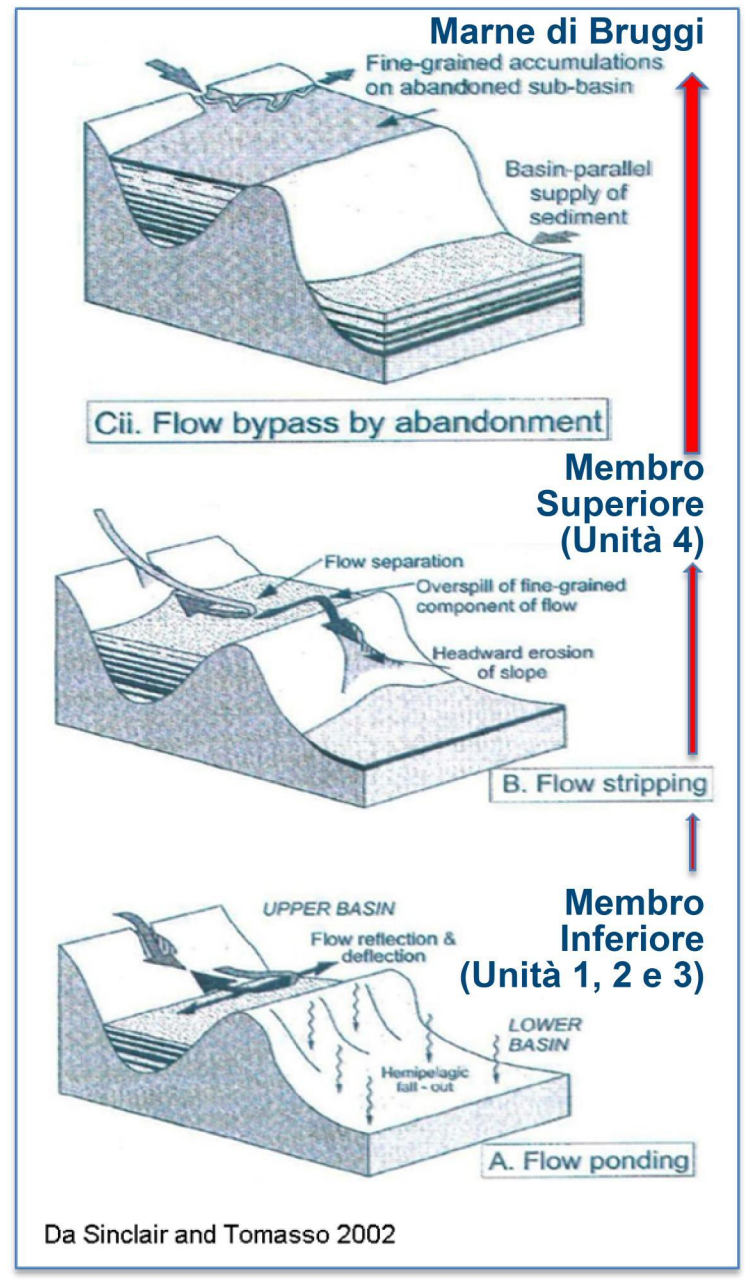
Unità 1

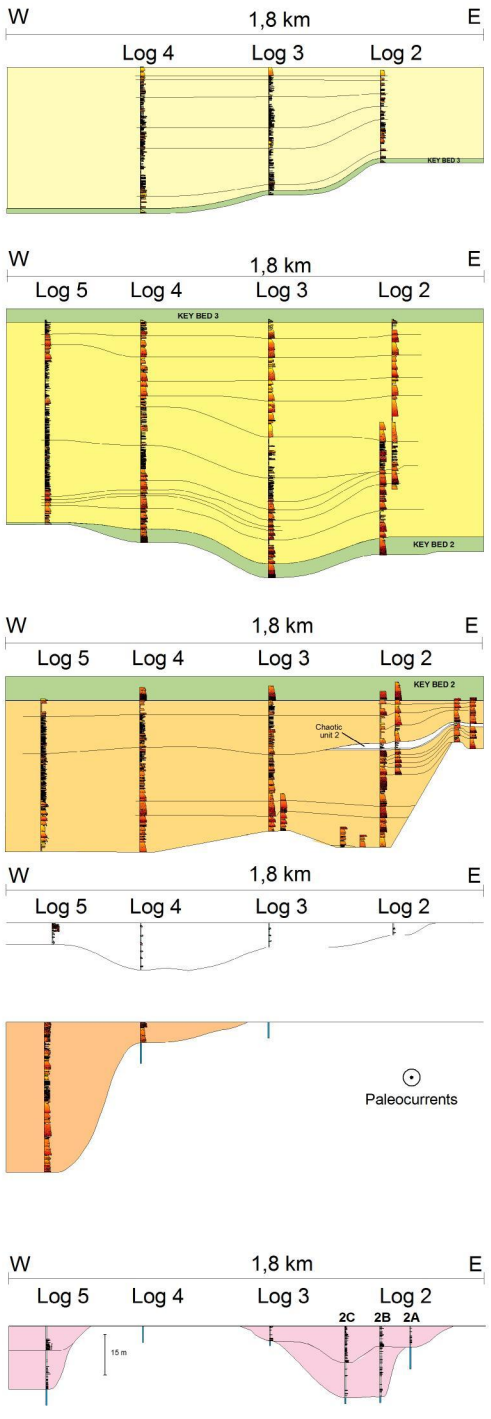


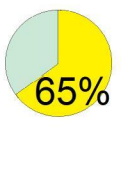


Unità 1 e 2

Fase a Ponding

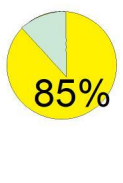






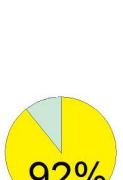
Unità IV

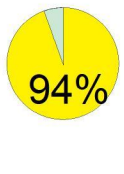
Transizione alla fase di bypass



Unità IIA, IIB e III

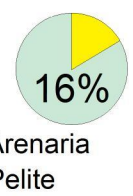
Fase di Flow stripping





Unità I

Fase a Ponding



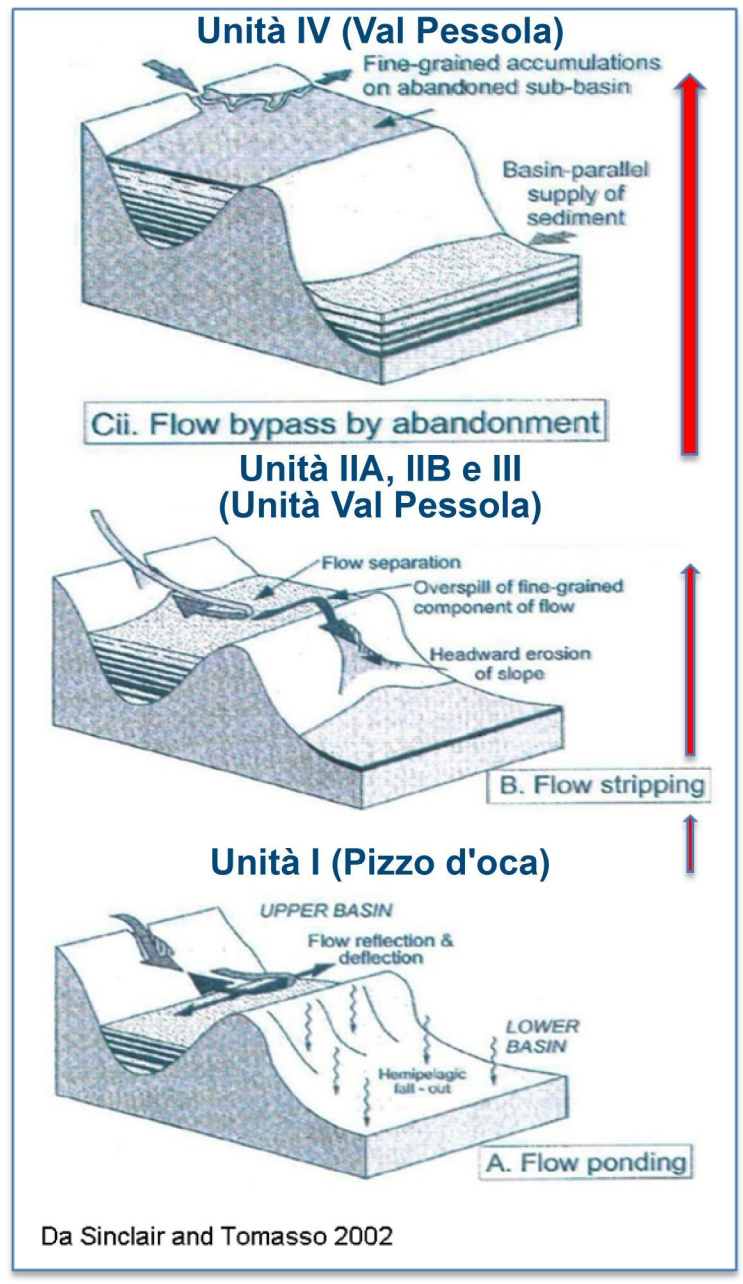


Fig.9.1: Schema conclusivo illustrante le fasi relative al progressivo riempimento dei bacini torbiditici confinati di Castagnola (Bacino Terziario Piemontese orientale e della Val Pessola (Appennino settentrionale). Come è possibile osservare dalla figura, la successione sedimentaria dei bacini presi in esame in questa tesi, coincide molto bene con le fasi di riempimento dei bacini di intraslope descritte tramite il modello di "fill and spill" da Sinclair e Tomasso 2002.

10 - BIBLIOGRAFIA

Abbate, E., Bortolotti, V. & Sagri, M. (1981) – Olistostromes in the Oligocene Macigno Formation (Florence area), Introduction: An approach to olistostrome interpretation – In Ricci Lucchi, F. (Ed.) International Association of Sedimentologists, 2nd European Regional Meeting, Excursion N°5, Bologna, 1981; Excusion guidebook, Bologna, Tecnoprint; 165-185.

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

Allen, P. A., & Homewood, P. N. (1986) - Foreland basins. IAS Special Publication, 8, Oxford: Blackwell Scientific, p. 453.

Amy, L.A., McCaffrey, W.D., Kneller, B.C., (2004) - The influence of a lateral basin-slope on the depositional patterns of natural of experimental turbidity currents. In: Joseph, P., Lomas, S.A., (Eds.), Deep-water Sedimentation in the Alpine Foreland Basin of the SE Francia: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 221, pp. 311-330.

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

Amorosi A., Ricci Lucchi F. and Tateo F. (1995) - The Lower Miocene siliceous zone: a marker in the paleogeographic evolution of the northern Apennines. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 118, 131-149.

Andreoni, G., Galbiati, B., Maccabruni, A., Vercesi, P.L., (1981) - Stratigrafia e paleogeografia dei depositi oligocenici sup. - miocenici inf. nell'estremità orientale del bacino ligure-piemontese. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 87, 245-282.

Apps, G., Peel, F. and Elliott, T., (2004) - The structural setting and palaeogeographical evolution of the Grès d'Annot Basin. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems* (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), Geological Society, London Special Publication 221, 65- 96.

Aubry M.P. e Villa G., (1996) - Calcareous nannofossil stratigraphy of the Lemme-Carrosio Paleogene-Neogene Global Stratotype Section and Point (NW Italy). Giorn di Geol., 58 1/2, 51-69

Bally, A.W. & Snelson, S. (1980) - Realms of subsidence - In: A.D. Miall (Ed.), Facts and Principles of World Petroleum Occurrence, Memoir, v. 6, Canadian Society of Petroleum Geologists (1980), 9–94.

Baruffini, L., Cavalli, C., Papani, L., (1994). Detailed stratal correlation and stacking patterns of the Gremiasco and lower Castagnola turbidite systems, Tertiary Piedmont Basin, northwestern Italy. In: Weimer, P., Bouma, A.H., Perkins, B.F. (Eds) 15th Annual Research Conference Submarine Fans and Turbidite Systems. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Gulf Coast Section, pp. 9-21.

Bates, C. C. (1953). Rational theory of delta formation. AAPG Bulletin, 37, 2119–2162.

Bettelli, G. e Panini, F. (1987) - I mélanges dell'Appennino settentrionale dal T. Tresinaro al T. Sillaro. - Mem. Soc. Geol. Ital., 39, 187-214.

Braga G. (1963) – Stratigrafia e tettonica delle formazioni implicate nella struttura della valle del T. Spettine (Appennino di Piacenza). Mem. Soc. Geol. Ital., 4, 1-16.

Braga G. (1965) - Geologia delle valli Nure e Perino (Appennino Piacentino). Atti Ist. Geol.Università di Pavia, 17, 1-49.

Braga, G., Casnedi, R., Giametti, F., Marchetti, G. & Zerbi, M. (1975) - Elementi di granuliti basiche in livelli clastici associati a masse ofiolitiche ultrafemiche del versante appenninico padano - Atti 1st. Geol. Univ. Pavia, v. 25, 89-105.

Bettelli, G. & **Panini, F. (1987)** - I *mélanges* dell'Appennino settentrionale dal T. Tresinaro al T. Sillaro. - *Mem. Soc. Geol. Ital*., 39, 187-214.

Boccaletti, M.; Elter, P. & Guazzone, G. (1971) - Plate Tectonics models for the development of the Western Alps and Northern Apennines. Nature, 234, 108-111.

Boccaletti, M., Coli, M., Decandia, F. et alii (1980) – Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale – Mem. Soc. Geol. It., v. 21, 359-374.

Boccaletti, M.; Colamita, F. & Deiana, G. (1990) - Migrating foredeep-thrust belt system in the northern apennines and southern Alps. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 77, 3-14.

Bonazzi U. (1971) – Le arenarie di Ranzano: Caratteristiche sedimentarie e analogie con altre arenarie paleogeniche emiliane. Atti Soc. Nat. di Modena, 102, 1-32

Bonazzi, U. & Fazzini, P. (1979) - Le variazioni di facies nell'Oligo-Miocene semiautoctono del versante padano dell'Appennino Settentrionale - Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, v. 104, 285-308.

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

Callec, Y., (2001) - La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint Antonin). Unpublished Ph.D thesis. Ecole des Mines de Paris, Paris, p. 340.

Callec, Y., (2004) - The turbidite fill of the Annot sub-basin (SE France): a sequencestratigraphy approach. In: Joseph, P., Lomas, S.A. (Eds.), Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès D'Annot and Related Systems, Geological Society, London Special Publications 221,pp. 111e135.

Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F. & Bryn, P.(2004) - Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project - Marine Geology; v. 213, 9-72.

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

Caprara L., Garzanti E., Gnaccolini M. and Mutti L. (1985) - Shelf-basin transition: sedimentology and petrology of the Serravallian of the Tertiary Piedmont Basin (northern Italy). Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafica, 90 (4), 545-564.

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.

Castellarin, A., Cantelli, L.l., Fesce, A.M., Mercier, L., Picotti, V., Pini, G.A., Prosser, G. & Selli, L. (1992) - Alpine compressional tectonics in the southern Alps. Relationships with the N-Apennines – Ann. Tectonic, VI, 62-94.

Catanzariti R., Cibin U., Tateo F., Martelli R. & Rio D. (1993) - Segnalazione di livelli vulcanoderivati nella formazione di Ranzano: età oligocenica inferiore del vulcanismo andesitico dell'Appennino settentrionale. Gruppo Inform. di Sedim. del C.N.R., 3° Conv. Ann., Salice Terme 4-6/10/93, Riassunti: 15, Bologna

Catanzariti, R., Rio, D. & **Martelli, L. (1997)** - Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone - *Mem. Sc. Geol. Univ. Padova*, vol. **49**, 207-253.

Cavanna, F., Di Giulio, A., Galbiati, B., Mosna, S., Perotti, C.R., Pieri, M., (1989) - . Carta geologica dell‟estremità orientale del Bacino Terziario LigurePiemontese. Atti Ticinensi di Scienze della Terra 32, pp. 1-22.

Cazzola C., Fonnesu F., Mutti E., Rampone G., Sonnino M. and Vigna B. (1981) - Geometry and facies of small, fault-controlled deep-sea fan systems in a transgressive depositional setting (Tertiary Piedmont Basin, northwestern Italy). In: Ricci Lucchi F., Ed., Excursion Guidebook: 2nd European Regional Meeting of International Association of Sedimentologists, 5-56.

Cerrina Feroni, A., Ottria G. & Ellero A. (2004) - The Northern Apennine, Italy: geological structure and transpressive evolution - In Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S., Sacchi L. (Eds.) "Geology of Italy" Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence 2004, 15-32.

Chan M.A. & Dott R.H.Jr. (1983) - Shelf and deep-sea sedimentation in Eocene forearc basin, Western Oregon - Fan or No Fan? A.A.P.G. Bull., v. 67, pp. 2100-2116, Tulsa.

Cibin U. (1993) - Evoluzione composizionale delle areniti della Successione Epiligure eo-oligocenica (Appennino settentrionale). Giorn. di Geol., 55 (1): 69-92, 7 figg., 7 tabb., Bologna.

Cibin, U., Spadafora, E., Zuffa, G.G. & **Castellarin, A. (2001)** - Continental collision history from arenites of episutural basins in the Northern Apennines, Italy - *GSA Bull.*, vol. **113**/1, 4-19.

Cibin, U., Di Giulio, A. & **Martelli, L. (2003)** - Oligocene-early Miocene tectonic evolution of the Northern Apennines (Northwestern Italy) traced through provenance of piggy-back basin fill successions - In: McCann T. & Saintot A., Eds., *Tracing tectonic deformation using the sedimentary record. Geol. Soc. London, Spec. Public.*, **208**, 269-287.

Covey, M. (1986) - The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. In P. A. Allen, & P. Homewood (Eds.), Foreland Basins (pp. 77–90). IAS Special Publication 8, Oxford: Blackwell Scientific.

Dainelli, J. (1987) – Stratigrafia fisica e caratteristiche delle facies delle Arenarie di Ranzano della placca del M. Barigazzo (Parma) – unpublished MSc thesis, Università di Firenze.

Dallan Nardi, L. & Nardi, R. (1974) - Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale - Mem. Acc. Lunigianese "G. Capellini", v. 39.

D'Atri A. (1992) - *Facies e sequenze deposizionali nella Formazione di Visone (Miocene inferiore, Bacino Terziario Ligure-Piemontese)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 45, 723-729.

D'Atri A. (1995) - *Biostratigrafia della Formazione di Visone (Miocene inferiore, Bacino Terziario Ligure-Piemontese)*. Bollettino del Museo Regionale di Scienze Naturali di Torino, 13, 345-375.

De Jager, J. (1979) - The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillaro line" (northern Appennines, Italy), Geologica Ultraiectina 19, 97pp.

Di Biase, D. (1994) – Stratigrafia fisica e analisi di facies della successione Monte Piano-Ranzano della Placca del M.Barigazzo - *unpublished MSc thesis, Università di Parma*.

Di Biase, D. and 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), 120pp.

Di Giulio A. and Galbiati B. (1995) - Interaction between tectonics and deposition into an episutural basin in the Alps-Apennine knot. In: Polino R. and Sacchi R., Eds, Atti del Convegno sul tema «Rapporti tra Alpi e Appennino» e guida alle escursioni: Accademia Nazionale delle Scienze detta dei XL, Roma, 1-19.

Di Giulio, A., Mancin, N. & Martelli, L. (2002) – Geohistory of the Ligurian orogenic wedge: first inferences from Epiligurian sediments - Boll. Soc. Geol. It, Spec. vol., 375-384.

Dott, Jr., R.H. (1963) - Dynamics of subaqueous gravity depositional processes - A.A.P.G Bullettin; v. 47, 104-128.

Du Fornel, E., Joseph, P., Desaubliaux, G., Eschard, R., Guillocheau, F., Lerat, O., Muller, C., Ravenne, C., Sztràkos, K., (2004) - The southern Grès d'Annot outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation. In: Joseph, P., Lomas, S.A. (Eds.), Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems, Geological Society, London Special Publications 221, pp. 137e160.

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.

Elter, P., Grasso, M., Parotto, M. and Vezzani, L. (2003) - Structural setting of the Apennine–Maghrebian thrust belt-Episodes, v. 26, 205–211.

Felletti, F., (2002) - Complex bedding geometries and facies associations of the turbiditic fill of a confined basin in a transpressive setting (Castagnola Fm.,Tertiary Piedmont Basin, NW Italy). Sedimentology 49, 645-667.

Finetti, I., Boccaletti, M., Bonini, M., Del Ben, A., Geletti, R., Pipan, M. & Sani, F. (2001) - Crustal section based on CROP seismic data across the North Tyrrhenian-Northern Apennines-Adriatic Sea - Tectonophysics, v. 343, 135-163.

Fornaciari M. (1982); Osservazioni litostratigrafiche sul margine sudorientale della sinclinale Vetto-Carpineti (RE), Rend. Soc. Geol. It., 5, pp. 117-118.

Fornaciari E., Iaccarino S., Mazzei R., Rio D., Salvatorini G., Bossio A. and Monteforti B. (1997) - Calcareous plankton biostratigraphy of the Langhian historical Stratotype. In: Montanari A., Odin G.S. and Coccioni R., Eds, Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach. Elsevier Science, Amsterdam, 89-96.

Gazzi P. e Zuffa G.G., 1970, Le arenarie paleogeniche dell'Appennino emiliano: Mineral et Petrog. Acta, v. 16, p. 97-137.

Gelati R. e Gnaccolini M., (1980) - Significato dei corpi arenacei di conoide sottomarina (Oligocene-Miocene inferiore) nell'evoluzione tettonico sedimentaria del Bacino Terziario Ligure-Piemontese. Riv. Ital.Paleont.Strat., v. 86, pp. 167 - 186, Milano.

Gelati R., Gnaccolini M., Falletti P. and Catrullo D. (1993) - Stratigrafia sequenziale della successione oligo-miocenica delle Langhe, Bacino Terziario Ligure-Piemontese. Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafica, 98, 425-452.

Gelati R. and Gnaccolini M. with contributions by Petrizzo M.R. (1998) – *Synsedimentary tectonics and sedimentation in the Tertiary Piedmont basin, Northwestern Italy*. Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafica, 104, 193-214.

Ghibaudo, G. (1992) - Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. Sedimentology, 39, 423-454

Ghibaudo G. e Mutti E. (1973) - Facies ed interpretazione paleoambientale delle Arenarie di Ranzano nei dintorni di Specchio (Val Pessola, Appennino parmense). Mem. Soc. Geol. It., 12: 251-265, Pisa.

Ghibaudo G, Clari P, Perello M. (1985) - Litostratigrafia, sedimentologia ed evoluzione tettonico-sedimentaria dei depositi miocenici del margine sud-orientale del Bacino terziario ligure- piemontese (Valli Borbera, Scrivia e Lemme). Bol Soc Geol It 104:349–397.

Gnaccolini M. (1967) - Caratteristiche sedimentologiche principali dello strato-tipo del Langhiano e delle formazioni adiacenti. Pubblicazioni dell'Istituto di Geologia dell'Università di Milano, 237, 7.

Gnaccolini M. (1968) - Il bacino delle Langhe (Piemonte) durante il Miocene. Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafica, 74, 133-142.

Gnaccolini M. and Rossi P.M. (1994) - Sequenze deposizionali e composizione delle arenarie del Bacino terziario ligure piemontese: osservazioni preliminari. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 37, 3-15.

Goldring R. and Bridges P. (1973) - Sublittoral sheet sandstones. Jour. Sed. Petr., 43, 736-747.

Hampton, M.A. (1972) – The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents.Journal of Sedimentary Petrology, 42, 775-793.

Hampton, M.A., Lee, H.J. & Locat, J (1996) - Submarine landslides - Rewiews of Geophysics; v. 34/1, 33-59.

Harms, J.C. & Fahnestock, 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., (1994b) - Deposits of Deflected and Ponded Turbidity Currents, Sorbas Basin, Southeast Spain. Journal of Sedimentary Research 64, 233-246.

Haughton, P.D.W., Davis, C., McCaffrey, W., Barker, S., (2009) - Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance. Marine and Petroleum Geology 26, 1900–1918.

Heller P.L. & Dickinson W.R. (1985) - Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. A.A.P.G. Bull, v. 69 pp. 960-976, Tulsa.

Hiscott, R.N., (1994) - Traction-carpet stratification in turbidites-fact or friction Journal of sedimentary research, 64, 204-208.

Jobe, Z.R., Bernhardt, A., Lowe, D.R., (2010) - Facies and architectural asymmetry in a conglomerate-rich submarine channel fill, Cerro Toro Formation, Sierra del Toro, Magallanes Basin, Chile. Journal of Sedimentary Research, 80, 1085–1108.

Joseph, P., Lomas, S.A., (2004) - Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems. In: Special Publications 221. Geological Society, London, p. 448.

Joseph, P., Callec, Y., Ford, M., (2012) - Dynamic Controls on Sedimentology and Reservoir Architecture in the Alpine Foreland Basin e a Field Guide to the Eocene e Oligocene Grès D'Annot Turbidite System of SE France. IFP Energies Nouvelles e-books.

Iaccarino, S., Papani, G., Rio, D. & Zanzucchi, G. (1974) - Considerazioni sul contatto flysch-tongriano dell'Appennino emiliano - L'Ateneo Parmense-Acta Nat. v. 10/3, 381-408.

Iaccarino S., Borsetti A.M. and Rögl F. (1996) - Planktonic foraminifera of the Neogene Lemme-Carrioso GSSP section (Piedmont, northern Italy). Giornale di Geologia, 581 1/2, 35-49.

Ibbeken, H., (1978) - The Nivione structure: contemporaneous tectonics and sedimentation between the Ligurian and Tuscan Orogenies. In Alps, Appennines, Hellenides, Scientific Reports n.38; Inter-Union Commission of Geodynamics, pp. 274-275.

Kneller, B.C., (1995) - Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition and their implications for reservoir prediction. In: Hartlet, A.J., Prosser, D.J. (Eds.), Characterization of Deep Marine Clastic Systems. Geological Society of London, Special Publication 94, pp. 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) - Depositioinal 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.

Labourdette, R., Crumeyrolle, P., Remacha, E., (2008) - Characterisation of dynamic flow patterns in turbidite reservoirs using 3D outcrop analogues: Example of the Eocene Morillo turbidite system (south-central Pyrenees, Spain). Marine and Petroleum Geology 25, 255-270.

Lowe, D.R. (1982) - Sediment gravity flows; Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 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., Pini, G.A. & **De Libero, C. (2006)** - The role of large-scale sedimentary failures at the wedge frontforedeep boundary: a case study from the northern Apennines, Italy - *Geoacta*, **5**, 113-128.

Mancin, N., Martelli, L. & Barbieri, C. (2006) - Foraminiferal Biostratigraphic and Paleobathymetric constraints in Geohistory analysis: the exemple of the Epiligurian succession of the Secchia Valley (Northern Apennines, Mid Ecocene-Late Miocene) – Boll. Soc. Geol. It., v. 125/2, 163 – 186.

Mancin, N. & Pirini, C (2001) - Middle Eocene to Early Miocene planktonic foraminiferal biostratigraphy in the Epiligurian succession (Northern Apennines, Italy) - Riv. It. Paleont. Strat., v. 107 /3, 371-393.

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

Marini, M., Patacci, M., Felletti, F., McCaffrey, W.D., (2016). Fill to spill stratigraphic evolution of a contained turbidite mini-basin succession, and its likely well bore expression: The Castagnola Fm., NW Italy. Marine and Petroleum Geology, Volume 69, January 2016, 94-111.

Martelli L., Cibin U., Di Giulio A., Catanzariti R. & Rio D. (1993) - Revisione litostratigrafica della Formazione di Ranzano. Proposta di legenda per la Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. 3°Conv. Gruppo inf. di Sedim. del CNR, Riassunti: 13-14, Bologna

Martelli, L., Cibin, U., Di Giulio, A. & Catanzariti, R. (1998) - Litostratigrafia della Formazione di Ranzano (Priaboniano sup.-Rupeliano, Appennino Settentrionale e Bacino Terziario Ligure Piemontese) - Boll. Soc. Geol. It., vol. 117, 151-185.

Masini, L. & **Pecchioli, A. (1988)** – I conglomerati della Arenarie di Ranzano nella Bassa Val Ceno e nei dintorni di Viano (Appennino emiliano) – *Acta Naturalia, Parma*, v. **24**, 123-141.

Merla, G. (1951) – Geologia dell'Appennino settentrionale – Boll. Soc. Geol. It.; v. 70, 95-382.

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.

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 sumarine debris flows and slides using laboratory experiments. Mar. Petrol. Geol., 20, 883-899.

Mulder T. & Syvitski J.P.M. (1995) - Turbidity currents generated at river mouths during exceptionaldischarges to the world oceans. Journ. Geol., v. 103 (2), pp. 285-299, Chicago.

Mutti, E. (1963) - Confronto tra le direzioni d'apporto dei clastici entro il Macigno edil Tongriano dell'Appennino di Piacenza – Riv. It. Paleont. Strat., v. 69/2, 235 – 258.

Mutti, E. (1964) - Schema paleogeografico del Paleogene dell'Appennino di Piacenza - Riv. It. Paleont. Strat., v. 70/4, 869 – 885.

Mutti, E. (1979) - Turbidites et cônes sous-marins profonds. In: Homewood, P.(Ed.), Sédimentation détritique, 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., De Rosa E. & Saccani G. (1965) - Paleocorrenti e caratteri sedimentologici delle Arenarie di Ranzano tra la Val Tidone e la Val Taro (Appennino Settentrionale). Riv. Ital. Paleont. Strat., 71, 565-602.

Mutti E. & De Rosa E. (1968) - Caratteri sedimentologici delle Arenarie di Ranzano e della Formazione di Val Luretta nel basso Appennino di Piacenza. Ibid., 74, 71-120.

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. & 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. & Ricci Lucchi, F. (1972) - Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analsi 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. & Nilsen, T.H. (1981) - Significance of intraformational rip-up clasts in deep-sea fan deposits. International Association of Sedimentologists, 2nd European Regegional Meeting, 117-119.

Mutti, E. & Normark, W.R. (1987) - Comparing examples of modern and ancien turbidite systems: problems and concepts. In: Legget, J.K. & Zuffa, G.G. (Eds.), Marine Clastic Sedimentology. Graham and Trotman, London, 1-38.

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, 75-106.

Mutti, E.; Papani, L. & Di Biase, D. (1995) – Il bacino terziario epi-mesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino. Memorie Scienze Geologiche, 47, 217-244.

Mutti, E.; Davoli, G.; Mora, S. & Papani, L. (1994a) - Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basin. In: Weimer, P.; Bouma, A.H. & Perkins, B. (Eds.), Submarine fans and turbidite systems, GCS SEPM, 15th Research Conference, Austin, 257-268

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.

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, 64th 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. and Tinterri R., (2004) - cross-stratified coarse-grained sandstone beds: evidence of flow-margin deposition and reworking in confined turbidity currents. AAPG bulletin v.88, no.13

Mutti, E., Tinterri, R., Muzzi Magalhaes, P. & Basta, G. (2007) - Deep-Water Turbidites and Their Equally Important Shallower Water Cousins - AAPG Annual Convention, Long Beach, California, April 1-4, 2007. Search and Discovery Article #50057.

Mutti, E.; Bernoulli, D.; Ricci Lucchi, F. & Tinterri, R. (2009) - Turbidites and turbidity currents from alpine flysch to the exploration of continental margins. IAS, Special Publication.

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.

Norem, H., Locat, J., & Schieldrop, B. (1990). An approach to the physics and the modeling of submarine flowslides. Marine Geotechnology, 9, 93–111

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.

Ogata K (2010) -Mass transport complexes in structurally-controlled basins: the Epiligurian Specchio Unit (Northern Apennines, Italy). Unpublished PhD thesis, University of Parma

Ogata, K., Tinterri, R., Pini, G.A., Mutti, E., (2012a) - Mass transport-related stratal disruption within sedimentary mélanges: Examples from the northern Apennines (Italy) and south-central Pyrenees (Spain). Tectonophysics

Ori, G.G. & Friend, P.F. (1984) - Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets – Geology, v. 12, 475-478

Papani, G., Tellini, C., Torelli, L., Vernia, L. & Iaccarino, S. (1987) - Nuovi dati stratigrafici e strutturali sulla Formazione di Bismantova nella «sinclinale» Vetto-Carpineti (Appennino Reggiano-Parmense) - Mem. Soc. Geol. It., vol . 39, 245-275.

Parea, G.C. (1965) - Evoluzione della parte settentrionale della Geosinclinale appenninica dall'Albiano all'Eocene. Acc. Naz. Sci. Lett. Arti Modena, Atti Mem. Ser. VI, 7, 1-98.

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, 270-277.

Piazza, A., Artoni, A., Ogata, K., (2016) - The Epiligurian wedge-top succession in the Enza Valley (Northern Apennines): evidence of a syn-depositional transpressive system. Swiss Journal of Geoscience 109, 17-36.

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.; 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.

Pickering, K.; Hiscott, R.N. & Hein, F.J. (1989) - Deep Marine Environments. Unwin Hyman, London, 416 pp.

Pickering, K.T., Hilton, V.C., (1998) - Turbidite Systems of Southeast France. Vallis Press, London, p. 229.

Pieri, M. (1961) - Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955-1959 dai geologi dell' AGI P Mineraria - Boll. Soc. Geol. It., v. 80/1, 3-34.

Piper, D.J.W., and Normark, W.R., (1983), Turbidite-deposits, patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California borderland: Sedimentology, v. 30, p. 681–694.

Piper, D.J.W. & Normark, W.R. (2001) - Sandy fans-from Amazon to Hueneme and beyond. AAPG Bull., 85, 1407-1438.

Postma G. (2011) - Sediment gravity flow. In: Encyclopedia of earth Sciences series edited by V.P. 733 Singh, P. Singh and U.K. Haritashya, Springer, Dordrecht (NL), p. 1005-1010.

Principi G. & Treves B. (1984) - Il sistema Corso-Appenninico come prisma di accrezione. Riflessioni sul problema generale del limite Alpi Appennini - Mem. Soc. Geol. It., v. 28, 548-576.

Prather, B. E. (2000). Calibration and visualization of depositional process models for above-grade slopes: a case study from the Gulf of Mexico. Marine and Petroleum Geology, 17(5), 619–638.

Prather, B. E., Booth, J. R., Steffens, G. S., & Craig, P. A. (1998). Classification, lithologic calibration, and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, deep-water Gulf of Mexico. AAPG Bullettin, 82(5A), 701–728.

Radrizzani, S. (1964) – Presenza di colate sottomarine nella placca oligocenica del M. Barigazzo – Mem. Soc. Geol. It., v. 4/1, 273-282.

Ravenne, C., & Beghin, P. (1983). Apport des experiences en canal a` l'interpretation sedimentologique des depots de cones detritiques sous-marins. Revue de l'Institut Francais du Petrole, 38, 279–297.

Ravenne, C., Vially, R., Riché, P., Trémolières, P., (1987) - Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. Rev. l'IFP 42, 529 e 553.

Remacha, E.; Fernández, L.P.; Maestro, E.; Oms, O. & Estrada, R. (1998) - The Upper Hecho Group turbidites and their vertical evolution to deltas (Eocene, South-Central Pyrenees). In: Melendez Hevia A. & Soria A. (Eds.), 15th IAS International Sedimentological Congress Field Trip Guidebook. Alicante, 1-25.

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., Fernández, 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.

Ricci Lucchi F. (1978) - Turbidite dispersal in miocene deep-sea plain: the Marnoso-arenacea of the northern Apennines: Geologie en Mijnbouw, 57 (4), 559-576.

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

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

Ricci Lucchi, F. & Ori, G.G. (1985) - Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland - In: P.H. Allen, P. Homewood e G. Williams (Eds.) "Excursion Guidebook". Foreland Basins Symposium. Fribourg, 137-176.

Richards, M.; Bowman, M. & Reading, H. (1998) – Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction. Marine and Petroleum Geology, 15, 689-717.

Rossi M, Mosca P, Polino R, Rogledi S, Biffi U (2009) - New outcrop and subsurface data in the Tertiary Piedmont Basin (NW-Italy): unconformity-bounded stratigraphic units and their relationships with basin-modification phases. Riv It Pal Strat Vol. 15, 305-335.

Salles, L., Ford, M., Joseph, P., Le Carlier de Veslud, C., Le Solleuz, A., (2011) - Progressive migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France. Bull. la Soc. Géol. Fr. 3, 199e220.

Salles, L.; Ford, M.; Joseph, P. (2014) - Characteristics of axially-sourced turbidite sedimentation on an active wedge-top basin (Annot Sandstone, SE France) Marine and Petroleum Geology 56 (2014) 305 e 323.

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.

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

Seranne, M. (1999) - The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: An overview. *In:* DURAND, B., JOLIVET, L., HORVATH, F. & SERANNE, M. (eds) *The Mediterranean Basins. Tertiary Extension within the Alpine Orogen.* Geological Society, London, Special Publication, 156, 15 36.

Sestini, G. (1970) - Sedimentation of the late geosynclinal stage - Sediment. Geol., v. 4, 445–479.

Sinclair, H.D., (1994) - The Influence of Lateral Basinal Slopes on Turbidite Sedimentation in the Annot Sandstones of Se France. Journal of SedimentaryResearch 64, 42-54.

Sinclair, H. D., & Tomasso, M. (2002) - Depositional evolution of confined turbidite basins. Journal of Sedimentary Research, 72(4), 451–456.

Shanmugam, G. (2003) - Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. Marine and Petroleun Geology, 20, 471-491.

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.

Smith, R., (2004) - Silled sub-basins to connected tortuous corridors: sediment distribution systems on topographically complex sub-aqueous slopes. In: Lomas, S. A., Joseph, P. (Eds.) Confined Turbidite Systems. Geological Society, London, Special Publications, 222, 23-43.

Southern, S.J., Patacci, M., Felletti,F., and McCaffrey, W. (2015) - Influence of flow containment and substrate entrainment upon sandy hybrid event beds containing a co-genetic mud-clast-rich division. Sedimentary Geology 321 (2015) 105-122.

Stanley, D.J., (1961) - Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. Unpublished Ph.D thesis, Université de Grenoble, 158 pp.

Stevenson, C.J., Talling, P.J., Wynn, R.B., Masson, D.G., Hunt, J.E., Frenz, M., Akhmetzhanhov, A., Cronin, B.T., (2012)- Flows that left no trace: Very large-volume turbidity currents that bypassed sediment through submarine channels without eroding the sea floor. Marine and Petroleum Geology 41, 186-205.

Stocchi, S., Cavalli, C., Baruffini, L., (1992) - The Guaso (south-central Pyrenees), Gremiasco and Castagnola (eastern sector of Tertiary Piedmont basin) turbidite deposits: Geometry and detailed correlation pattern. Atti Ticinensi di Scienze della Terra 35, 153-177.

Sylvester, Z. & Lowe, D.R. (2004) - Textural trends in turbidites and slurry beds from the Oligocene flysch of the East Carpathians, Romania. Sedimentology, 51, 945-972.

Sumner, E.J., Talling, P.J., Amy, L.A., (2009) - Deposits of flows transitional between turbidity current and debris flow. Geology 37, 991e 994.

Tagliavini, S. (1968) – Particolarità sedimentarie nelle "Arenarie di Ranzano" della media Val d'Enza (con carta geologica e sezioni 1:25.000) – Acta Naturalia, Parma, v. 4/2, 1-14.

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.

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. Marine and Petroleum Geology, 20, 911-933.

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, 28, 629-657.

Tinterri R.; Muzzi Magalhaes P.; Tagliaferri A. (2012) - Foredeep turbidites of the Miocene Marnoso-arenacea Formation (Northern Apennines). AAPG International Conference & Exhibition - Milan, 2011 DOI 10.3301/GFT.2012.03

Tinterri, R., Civa, A., (2014) - Lateral accretions in low efficiency turbidites associated with a structurally-induced topography (Oligocene Molare Unit, Tertiary Piedmont basin, North western Italy). In: 19th International Sedimentological Congress, Switzerland, Geneva, 18 - 22 August 2014 p.

Tinterri, R., Piazza, A., (2015) - The tectonically-confined foredeep turbidites of the Cervarola Sandstones Formation (Miocene, northern Apennines, Italy). In: 31st IAS Meeting of Sedimentology, Krakow 22-25 June 2015, 532.

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 67, 81-110.

Tinterri, R., Muzzi Magalhaes, 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, 304, 382-407.

Tinterri R., Laporta M., Ogata K. Cross-currents turbidite facies tract in a structurally-confined, asymmetrical mini-basin (Priabonian-Rupelian, Ranzano Sandstone, northern Apennines, Italy). Sedimentary Geology, in stampa.

Tomasso, M., Sinclair, H.D., (2004) - Deep-water sedimentation on an evolving faultblock: the Braux and St Benoit outcrops of the Grès d'Annot. In: Joseph, P., Lomas, S.A. (Eds.), Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès D'Annot and Related Systems, Geological Society, London Special Publications 221, pp. 267e283.

Van Andel, T.H., and Komar, P.D., (1969) - Ponded sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 22 and 23 north latitude: Geological Society of America, Bulletin, v. 80, p. 1163–1190.

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, Strausbourg, 190-209.

Vervloet, C.C. (1966): Stratigraphical and micropaleontological data on the Tertiary of southern Piedmont (northern Italy). – 88 p., Utrecht (Schotanus).

Vescovi, P. e Rio, D. (1981) - Stratigrafia delle formazioni dell'Appennino Settentrionale. Nota I: biostratigrafia a nannofossili e cronostratigrafia della formazione delle Marne di Monte Piano nella località tipo in media Val Taro (Appennino Parmense) - *Acta Naturalia*, v. **17**/3-4, 149-168.

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

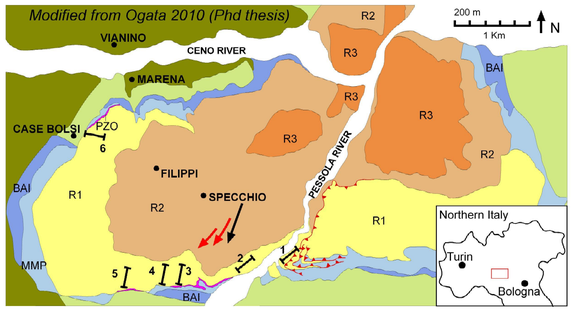
Walker, R.G. (1978) - Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans–models for exploration for stratigraphic traps. AAPG Bull., 62, 932-966.

Zanzucchi, G. (1982) - Il substrato alloctono nell'Appennino emiliano - In: G. Cremonini & F. Ricci Lucchi (Eds.), Guida alla geologia del margine appenninico-padano, 3-8, Guide Geol. Reg. S.G.I., Bologna.

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare il Prof. Tinterri per la sua disponibilità, pazienza e per gli insegnamenti ricevuti nel corso di questo Dottorato di Ricerca. Desidero inoltre ringraziare i revisori e i commissari di questo lavoro di tesi che sono stati rispettivamente i Professori: Alessandro Amorosi, Adele Bertini (Revisori), Daniela Fontana, Isabella Raffi e Elena Turco (Commissari). Ringrazio anche tutto il gruppo di ricerca di sedimentologia del Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Parma, in particolare: Andrea Civa, Alberto Piazza, Alessio Tagliaferri e Vincenzo Cedro. Questa ricerca è stata finanziata da Petrobras (Petroleo Brasileiro S.A.).

1- ARENARIE DI RANZANO (BACINO DELLA VAL PESSOLA)



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PARMA

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
XXIX CICLO - 2016

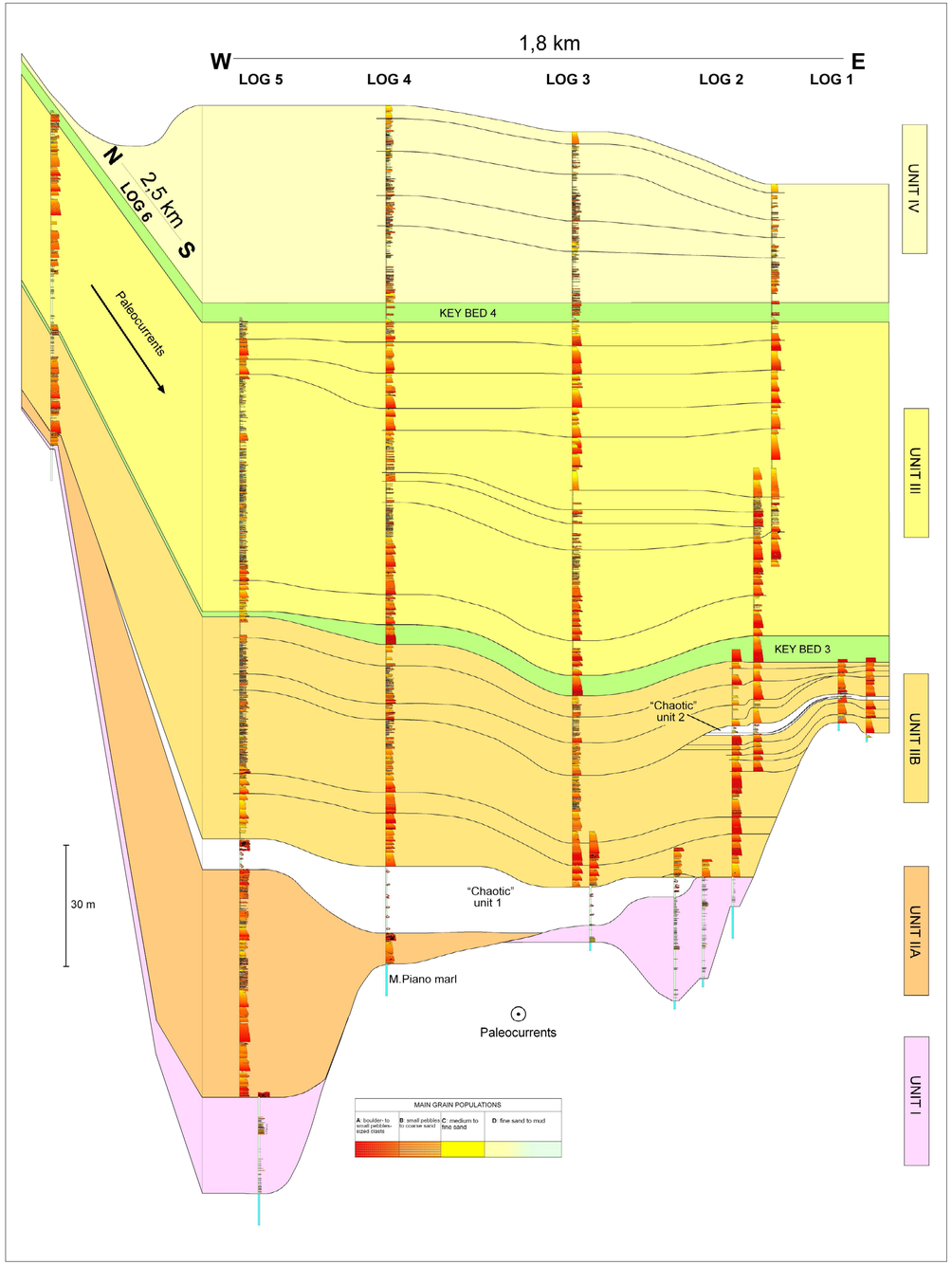
RELAZIONE TRA VARIAZIONI DI FACIES E MORFOLOGIA DEL BACINO IN SISTEMI TORBIDITICI CONFINATI

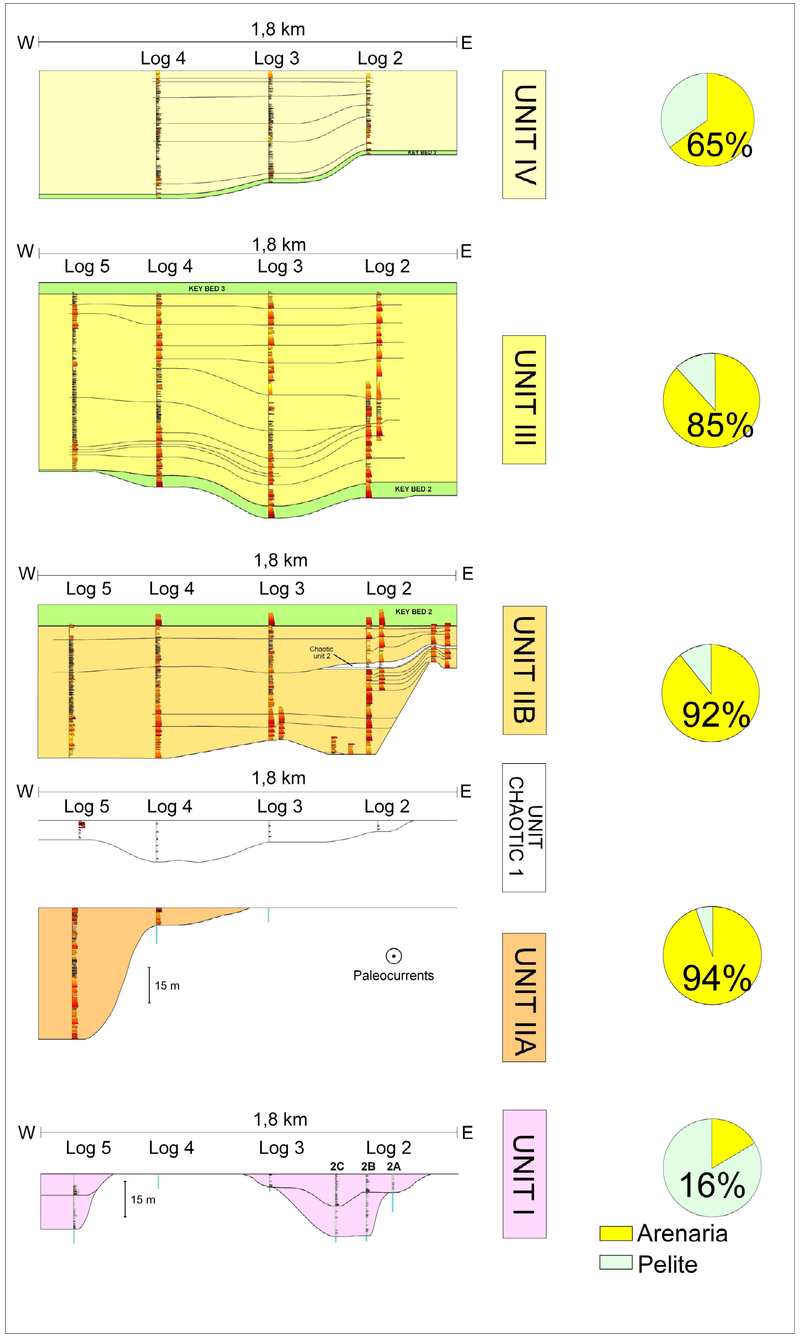
ALLEGATO 1

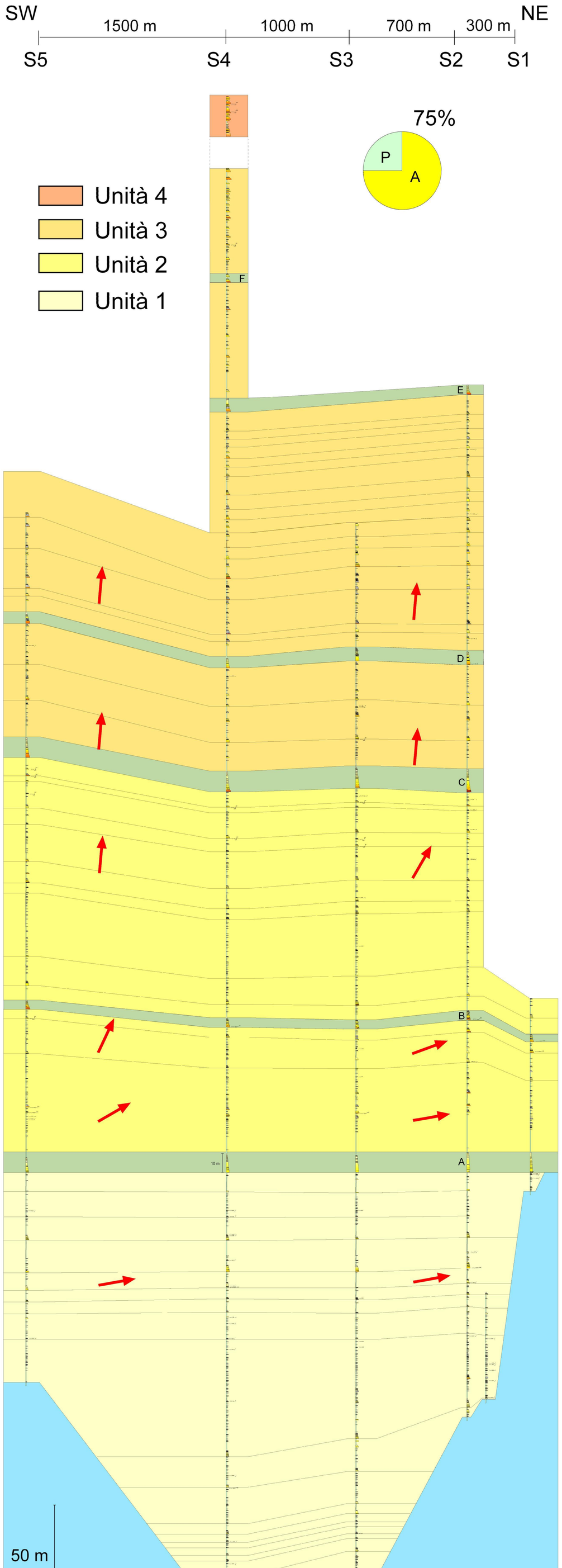
STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES DELLE ARENARIE DI RANZANO IN VAL PESSOLA (Appennino settentrionale)

Coordinatore:
Chiar.mo Prof. Fulvio Celico
Tutor:
Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri

Dottorando: Michele Laporta

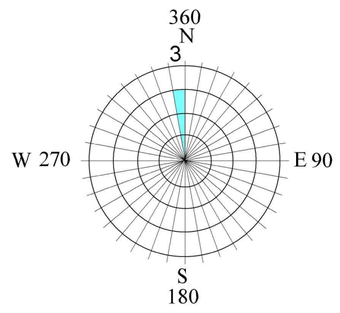




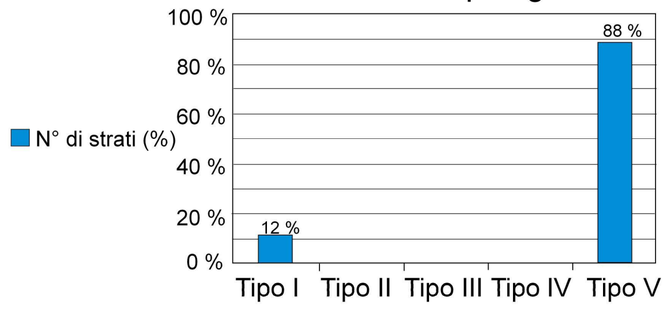


Unità 4

Flute/Groove Unita' 3

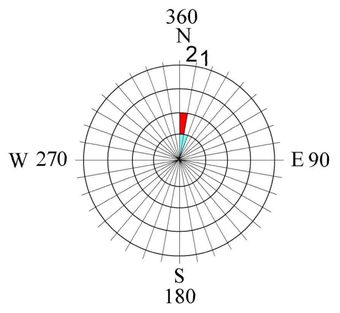


Distribuzione delle tipologie di strato

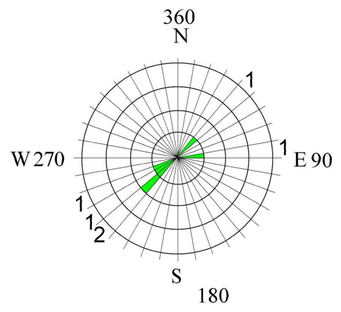


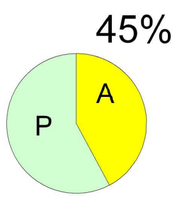
Unità 3

Flute/Groove Unita' 3

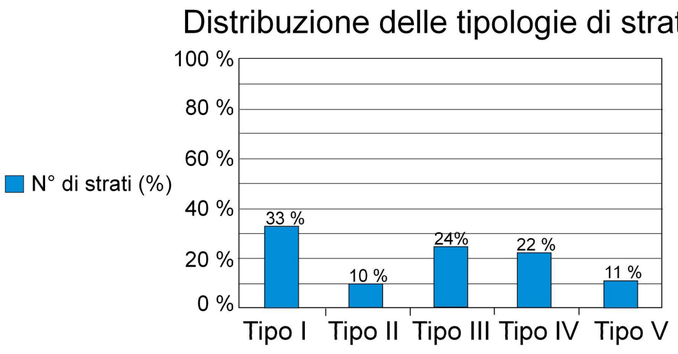


Ripples/Convolute Unita' 3



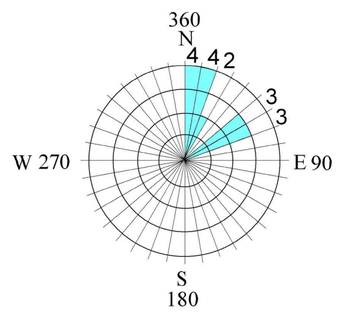


Distribuzione delle tipologie di strato

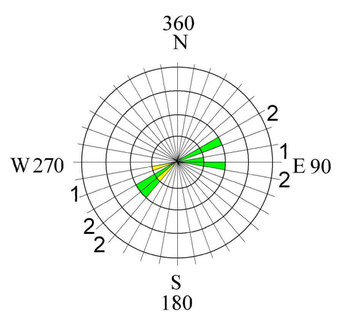


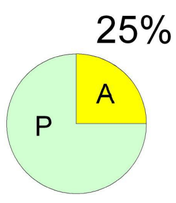
Unità 2

Flute/Groove Unita' 2

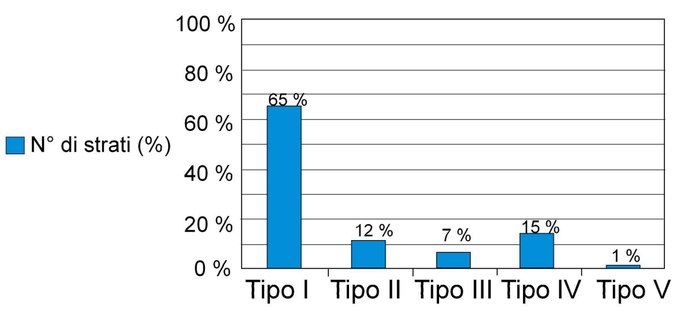


Ripples/Convolute Unita' 2



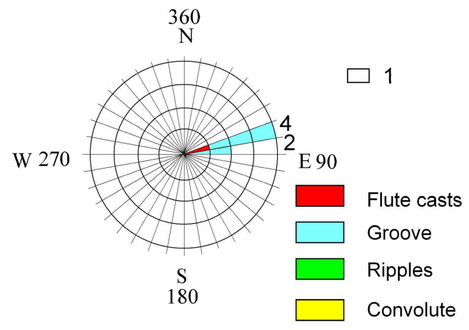


Distribuzione delle tipologie di strato

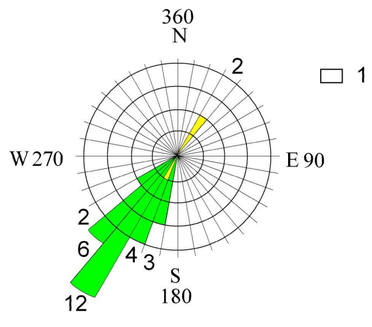


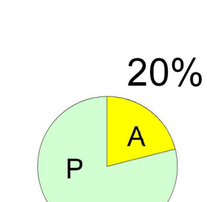
Unità 1

Flute/Groove Unità 1



Ripples/Convolute Unità 1





Distribuzione delle tipologie di strato

Modified from Cavanna et al. 1989

AGE		FORMATION	
MIOCENE	LOWER	CASTAGNOLA FM.	Mt.Bruggi Member (C3)
			Upper Member (C2)
			Lower Member (C1)
OLIGOCENE	UPPER	RIGOROSO FM.	Upper Member (R1)
			Intermediate Member (R2)
			Lower Member (R1)

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PARMA

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

XXIX CICLO - 2016

RELAZIONE TRA VARIAZIONI DI FACIES E MORFOLOGIA DEL BACINO IN SISTEMI TORBIDITICI CONFINATI

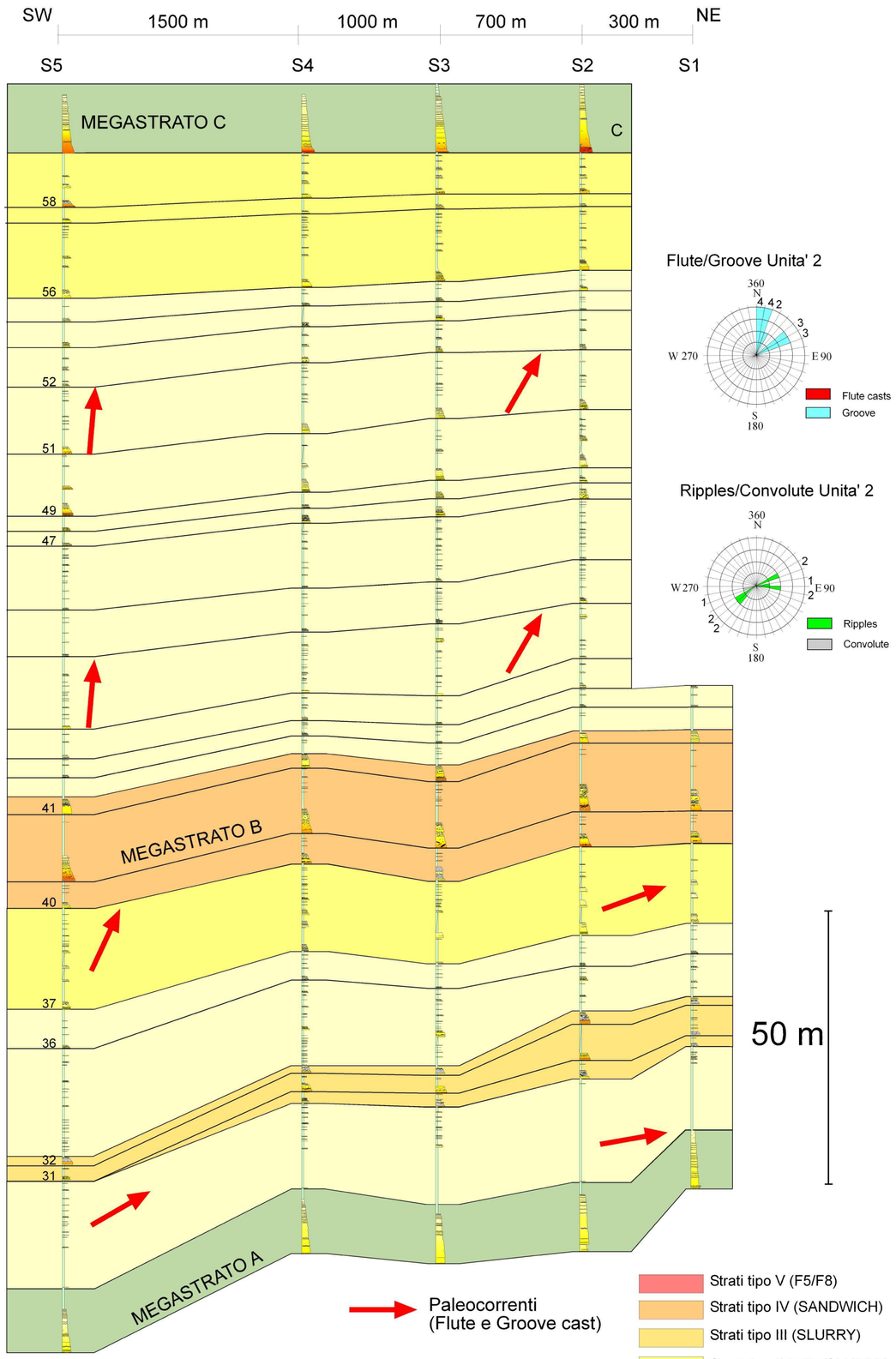
ALLEGATO 2

STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES DEL BACINO DI CASTAGNOLA
(Bacino Terziario Piemontese Orientale)

Coordinatore:
Chiar.mo Prof. Fulvio Celico
Tutor:
Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri

Dottorando: Michele Laporta

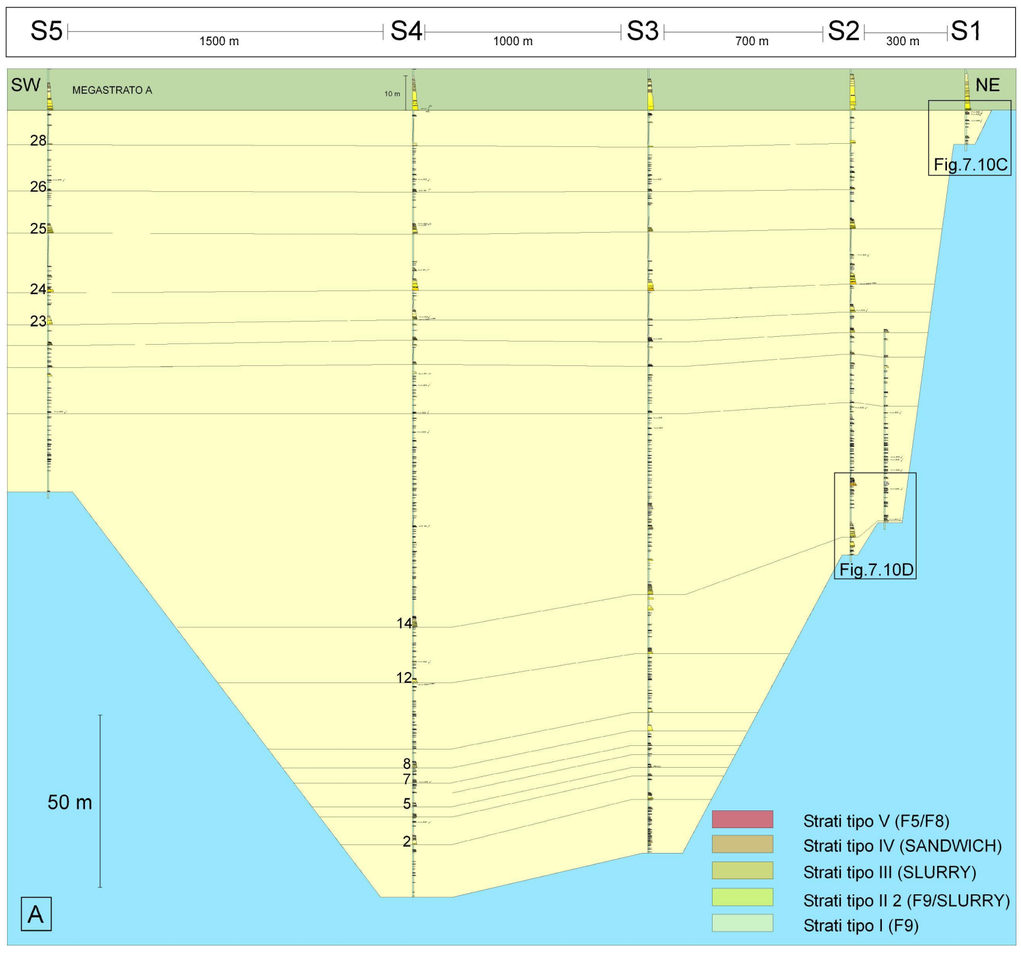
UNITA' 2

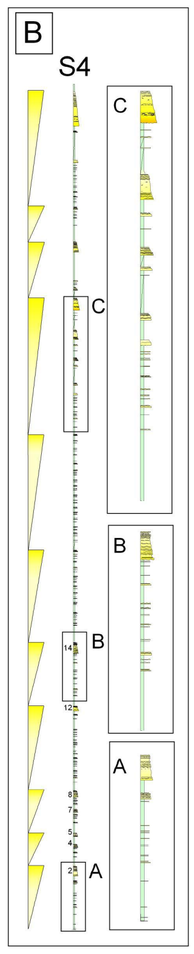


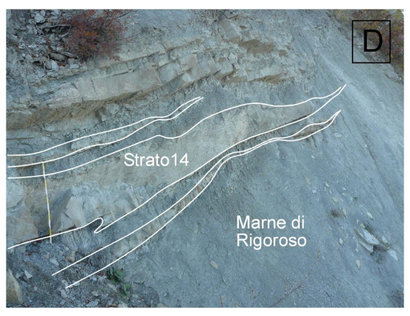
Flute/Groove Unita' 2

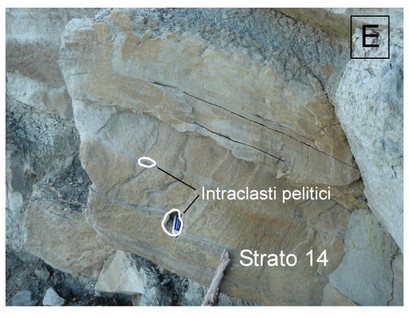
Ripples/Convolute Unita' 2

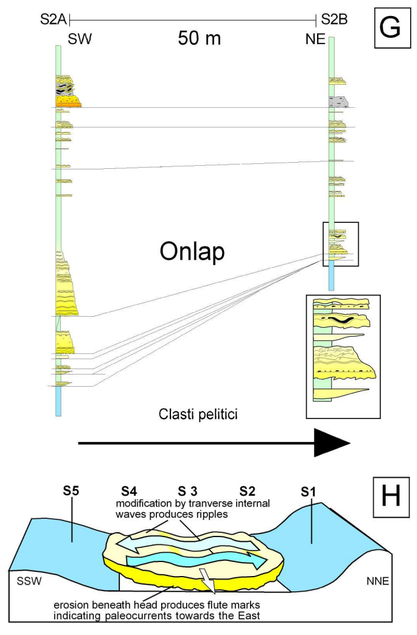
UNITA' 1



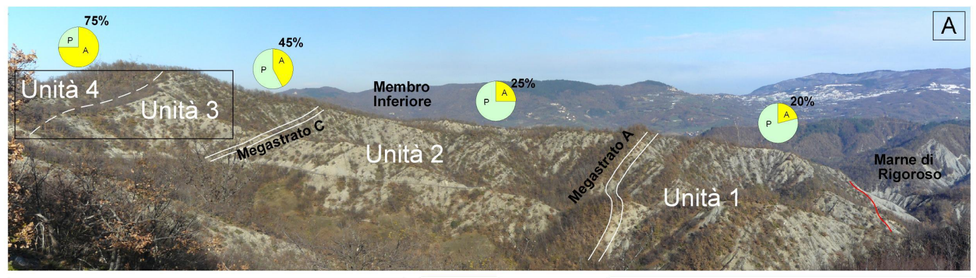


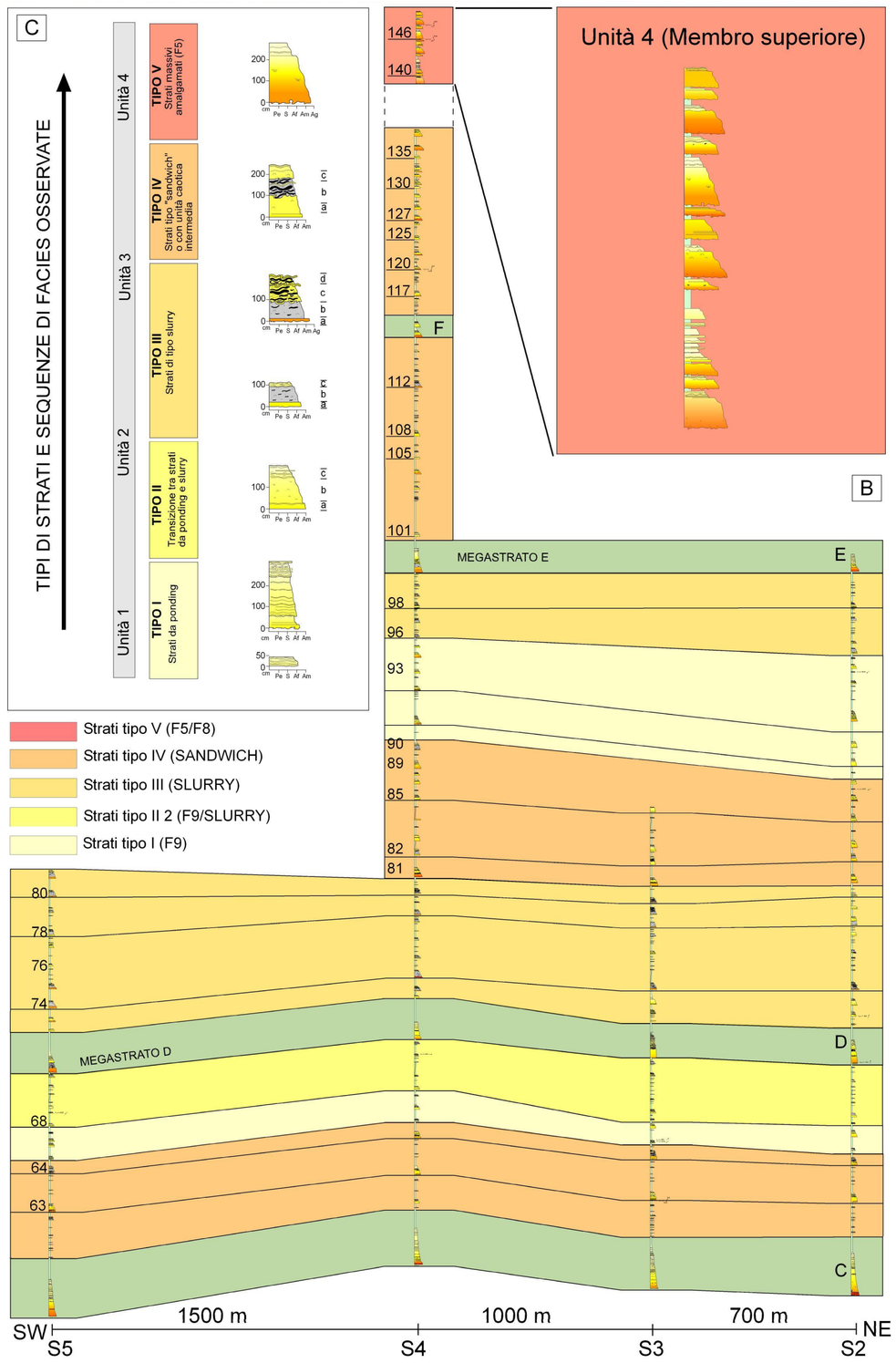






UNITA' 3 e 4





UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PARMA

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
XXIX CICLO - 2016

RELAZIONE TRA VARIAZIONI DI FACIES E MORFOLOGIA DEL BACINO IN SISTEMI TORBIDITICI CONFINATI

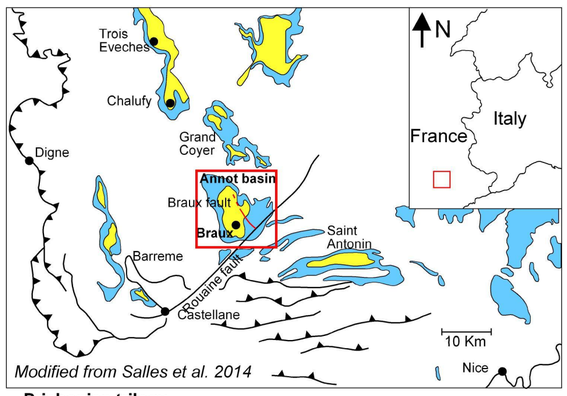
ALLEGATO 3

STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES DEL BACINO DI CASTAGNOLA
(Bacino Terziario Piemontese Orientale)

Coordinatore:
Chiar.mo Prof. Fulvio Celico
Tutor:
Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri

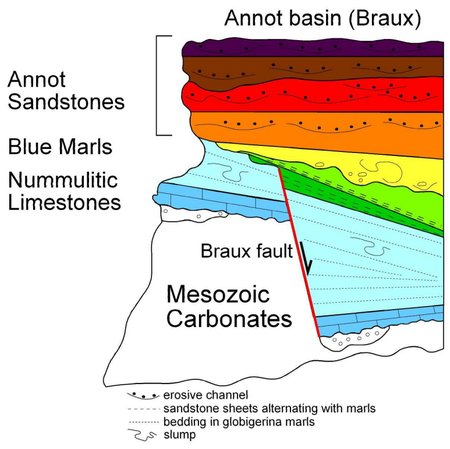
Dottorando: Michele Laporta

3- ARENARIE D'ANNOT (ONLAP DI BRAUX, ALPI FRANCESI MERIDIONALI)



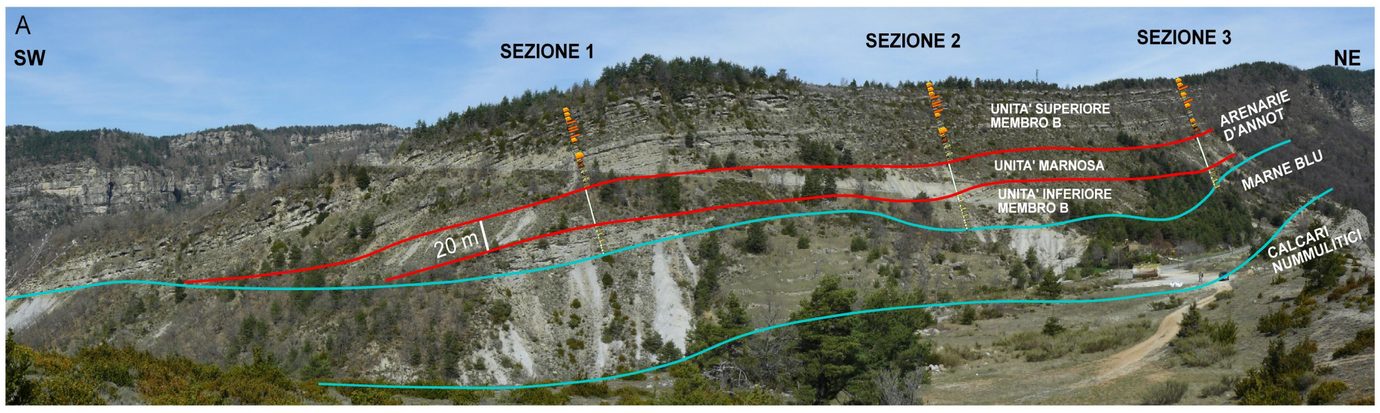
Priabonian trilogy

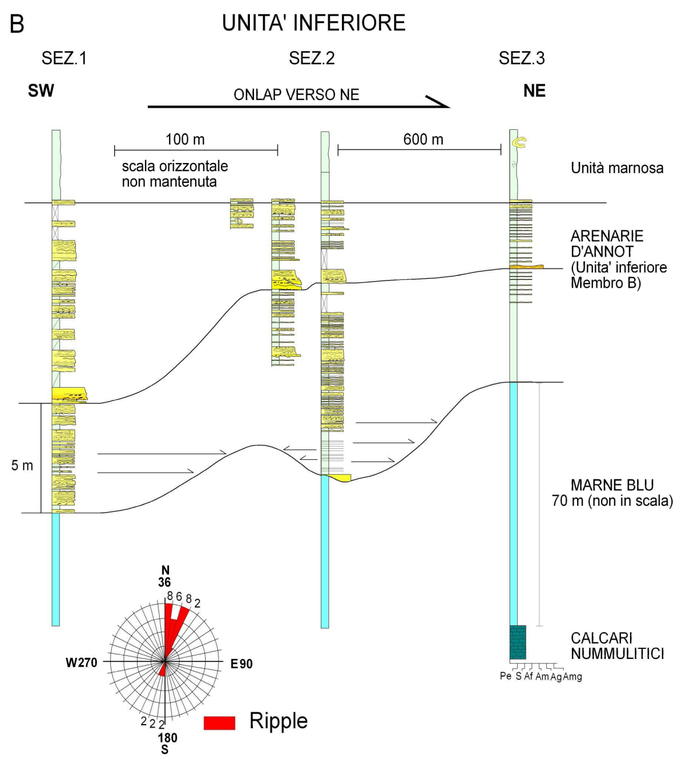
- Annot sandstone (Oligocene)
- Blue Marls and Nummulitic Limestone (Eocene)
- Main fault
- Thrust
- Area of study

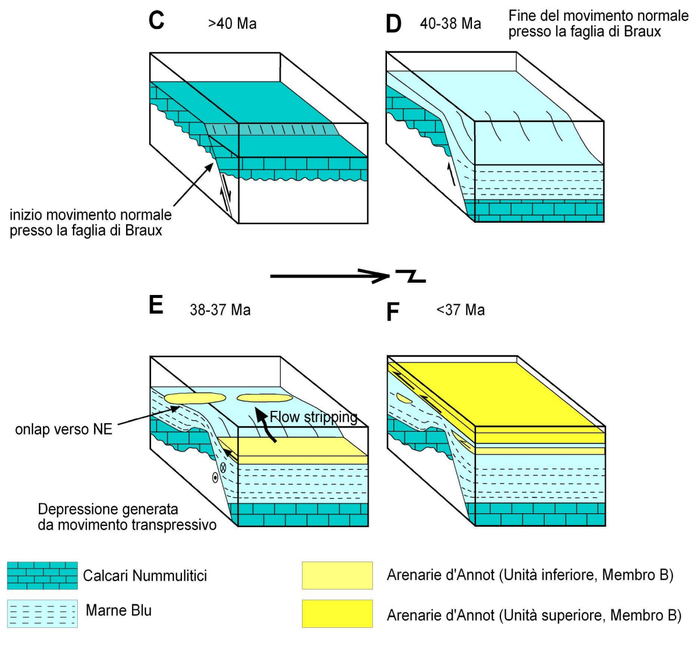


Members (Callec 2001)	Lithostratigraphic Unit (Du Fornel et al. 2003)	
G	Garambes massive sandstones	Lower Oligocene
F		
E	Scaffarels massive sandstones	
D		
C	Gastres conglomeratic megaslump	
B	Crete de la barre sandstones	
A	Marly-silty alternations	Upper Eocene
	St.Benoit sanstones	

Modified from Salles et al. 2014







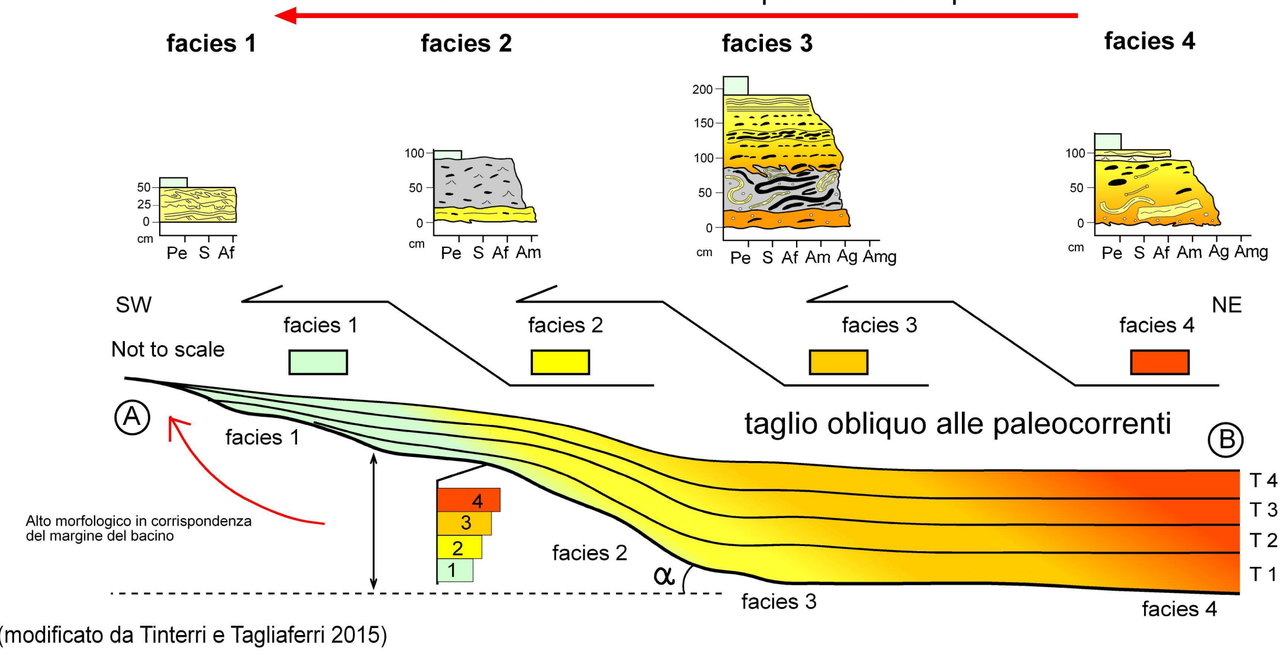
STRATI DA PONDING TIPO F9 (facies 1)

STRATI DI TIPO SLURRY (facies 2)

STRATI DI TIPO SANDWICH (facies 3)

STRATI MASSIVI TIPO F5 (facies 4)

Variazione laterale di facies tipica di un onlap



(modificato da Tinterri e Tagliaferri 2015)

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PARMA

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
XXIX CICLO - 2016

RELAZIONE TRA VARIAZIONI DI FACIES E MORFOLOGIA DEL BACINO IN SISTEMI TORBIDITICI CONFINATI

ALLEGATO 4

STRATIGRAFIA FISICA E ANALISI DI FACIES DELLE ARENARIE DI ANNOT NELL'AREA DI BRAUX (Francia sud-orientale)

Coordinatore:
Chiar.mo Prof. Fulvio Celico
Tutor:
Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri

Dottorando: Michele Laporta