

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI



DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

XXI CICLO

**STRATIGRAFIA FISICA ED ANALISI DI FACIES DELLA FORMAZIONE
MARNOSO-ARENACEA, AFFIORANTE FRA LA VALLE SANTERNO
E LA VALLE SAVIO (LANGHIANO-SERRAVALLIANO, APPENNINO
SETTENTRIONALE, ITALIA)**

Volume I

**TUTORI: Chiar.mo Prof. Emiliano Mutti
Chiar.mo Dott. Roberto Tinterri**

**Candidato
Pierre Muzzi Magalhaes**

A

*Fernanda,
Bianca e Eduardo.*

Ringraziamenti

Ringrazio il Prof. Emiliano Mutti ed il Dott. Roberto Tinterri per l'orientamento e gli insegnamenti durante lo svolgimento di questa ricerca.

Sono molto grato ai miei compagni di lavoro della Petrobras João Guerreiro, Jose Souto e Gustavo Basta per il prezioso aiuto durante lo svolgimento del lavoro di campagna. Ringrazio anche Enrico Bonamini (Università di Parma), Kei Ogata (Università di Parma), Mario Zelic (Centro di Bobbio), Claudemir de Vasconcelos (Petrobras) e Alexandre Grassi (Petrobras) per l'aiuto nel lavoro di terreno.

Un ringraziamento molto speciale va ai miei colleghi dalla Petrobras Andre Romanelli, Mario Carminatti e Almerio França che sempre mi hanno insegnato e stimolato l'interesse per la ricerca.

Un grazie va anche a Viviane dos Santos e Carla Araujo per il loro contributo nello studio petrografico.

Sono grato a Paulo Mendonça, Paulo di Tarso, Ernani Porche e Arnaldo Biassusi per l'aiuto nelle varie fasi di questo studio.

Grazie a Daniele Quintanilha, Rita de Cassia, Lucila Reis, Eliane Maria e Juarez da Silva per la rapidità con cui hanno sempre risposto alle mie richieste.

Ringrazio il Prof. Renzo Valloni e il Prof. Mario Tribaudino per il loro coordinamento del corso di dottorato.

Ringrazio anche la Prof.ssa Elisabetta Costa, la Prof.ssa. Giuliana Villa, la Prof.ssa Maria Sgavetti, la Prof.ssa Silvia Iaccarino e la Dott.ssa Elena Turco della Università di Parma per i suggerimenti durante lo svolgimento della tesi.

Sono molto grato, infine, al Prof. Franco Ricci Lucchi, al Prof. Marco Roveri e al Dott. Andrea Artoni per le preziose osservazioni fatte sulla versione preliminare dell'articolo, relativo a questa tesi.

Ringrazio, infine, la Petrobras (Petroleo Brasileiro S.A.) per avermi offerto l'opportunità di svolgere questo dottorato e anche per i finanziamenti che hanno reso possibile il lavoro di tesi.

Riassunto

Questo lavoro ha avuto come oggetto la stratigrafia e l'analisi di facies di un intervallo di circa 2.500 m di spessore nei depositi torbiditici della successione stratigrafica langhiana e serravalliana della Formazione Marnoso-arenacea (FMA). Seguendo le orme del lavoro di Ricci Lucchi & Valmori (1980), la correlazione stratigrafica ad alta risoluzione è stata realizzata attraverso la misura di sette sezioni stratigrafiche fra le valli del Santerno e del Savio per un totale di 6.715 m. I risultati di questo lavoro mostrano chiaramente come la stratigrafia e l'ambiente deposizionale della Fm. Marnoso-arenacea siano molto più complessi di quelli proposti nei lavori precedenti. Questa complessità è dovuta, principalmente, all'influenza che la tettonica, legata l'evoluzione del bacino, ha avuto sulla distribuzione delle facies. La storia evolutiva della successione sedimentaria della Formazione Marnoso-arenacea, infatti, è strettamente legata alla propagazione dei fronti compressionali verso NE che portano alla progressiva chiusura del bacino di avanfossa. Nella FMA, perciò, si registra una forte interazione tra strutture a vergenza appenninica e apporti sedimentari diretti verso sud-est.

Le analisi stratigrafico-sedimentologiche all'interno dell'intervallo studiato hanno permesso di individuare cinque (5) unità stratigrafiche informali (Unità I, II, III, IV e V). Queste unità sono state differenziate principalmente in funzione del controllo strutturale messo in evidenza dalla presenza di alti strutturali e depocentri e dalla progressiva comparsa e scomparsa di determinati tipi di strati che registrano un'intergioco tra efficienza del flusso e fisiografia del bacino. Più precisamente, l'Unità I è stata misurata soltanto nella porzione più distale (sezioni D, E ed F) e ha uno spessore di circa 240m. Il passaggio all'unità soprastante è marcata da un controllo tettonico che cambia drasticamente la sedimentazione. L'unità II, infatti, presenta una grande variazione di spessore che va da circa 50 m, nella sezione più prossimale B al di sopra del Caotico di Acquadalto, a circa 230 m nella sezione D. L'unità III, invece, è deposta durante la massima espansione del bacino dove la grande maggioranza degli strati possono essere correlati regionalmente per circa 30x120 Km (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Amy & Talling, 2006). L'Unità IV, a sua volta, è caratterizzata da un più evidente ritorno dell'attività tettonica, rappresentata principalmente dall'innalzamento dalla porzione più distale (vedasi sezione F nella zona di Verghereto). Il registro più significativo relativo alla chiusura del bacino avviene proprio al passaggio di questa unità all'Unità V con la deposizione dei caotici di Casaglia e Nasseto, considerati qui tempo equivalente come già suggerito da Ricci Lucchi (1981 e 1986) e Lucente & Pini (2002). In questo periodo l'alto a sud, ubicato nella zona di Verghereto, diventa sempre più accentuato e i sedimenti torbiditici del sistema Firuenzola (nel senso di Mutti *et al.*, 2002), depositati più a nord, passano sottocorrente alle Marne di Verghereto. Queste marne che

vengono deposte al di sopra di questo alto strutturale a partire dal caotico di Nasseto, cioè nel Serravalliano superiore (Amorosi, 1987), sono oggi preservate a causa di un'importante faglia diretta caratterizzata da un rigetto di circa 600 m. Questa faglia e il relativo rigetto sono stati individuati in questo lavoro grazie soprattutto allo studio stratigrafico effettuato. In questo periodo, inoltre, a causa di questo alto, il depocentro viene forzato a spostarsi verso nordest, cioè nella zona più esterna dove è ubicata la sezione G.

Queste cinque unità stratigrafiche, come detto prima, registrano la progressiva chiusura del bacino e sono influenzate dall'alto di Verghereto, soprattutto durante la deposizione delle unità stratigrafiche più sommitali IV e V. Quest'ultima unità nella sezione B nella Valle del Senio, che è spessa quasi 2.000 metri, raggiunge il sistema di Firenzuola che insieme al sistema del Paretaio, nella Valle del Santerno, preannunciano il passaggio ai sistemi misti di Fontanelice e Sarsina (nel senso di Mutti *et al.*, 2002 e Roveri *et al.*, 2002).

Questa tettonica compressiva, perciò, ha avuto un ruolo importante nel controllare il tipo di facies e facies *tract* della FMA attraverso la formazione di depositi relativamente più complessi rispetto a quelli dei modelli classici presenti in letteratura. Fra i circa 8.000 strati descritti e misurati, i cinque tipi di strati e relativi facies *tract* (nel senso di Mutti, 1992) considerati particolarmente rappresentativi di questa interazione sono:

- 1) Strati tripartiti da spessi a molto spessi caratterizzati da unità intermedie a *slurry*, che passano sottocorrenti in modo brusco a strati sottili d'arenaria molto fine laminata.
- 2) Strati tripartiti molto spessi caratterizzati da un'unità caotica intermedia tipo *slump*. Questi strati, come quelli tipo 1, passano sottocorrente in modo brusco a strati sottili d'arenaria molto fine laminata.
- 3) Strati gradati da spessi a molto spessi d'arenaria media e fine con una spessa unità pelitica sommitale, generalmente caratterizzati da un'aumento di spessore sottocorrente e da evidenti cambi di paleocorrenti rispetto a quelle basali indicate dalle strutture di fondo.
- 4) Strati gradati da spessi a medi caratterizzati soprattutto da arenaria medie e fini che diventano progressivamente più fini e sottili sottocorrente.
- 5) Strati sottili di arenaria molto fine. Essi sono presenti specialmente nelle zone più distali o nei pressi di alti topografici.

In particolare, gli strati tripartiti del tipo 1 sono interpretati essere legati ad intensi fenomeni di erosione seguiti da decelerazioni relativamente brusche, gli strati di tipo 2, invece, sono visti legati più direttamente ad un controllo tettonico mentre gli strati tipo 3 e 5 vengono interpretati come il prodotto di processi di *rebound* e *ponding*. Il controllo strutturale nella formazione di tutti questi tipi di strati, a parte gli strati tipo 4 che sono depositi da flussi che

decelerano nel tempo e nello spazio in modo più uniforme, è qui considerato di fondamentale importanza.

Abstract

This work presents the stratigraphy and facies analysis of an interval of about 2,500 metres in the Langhian and Serravallian stratigraphic succession of the foredeep turbidites of Marnoso-arenacea Formation. High-resolution stratigraphic analysis was made by measuring seven stratigraphic logs between the Sillaro and Marecchia lines for a total thickness of about 6,700 metres. The results of this work show that the stratigraphy and depositional setting of the Marnoso-arenacea Fm. was deeply influenced by syn-depositional structural deformation. As a result, the vertical stacking pattern of the Marnoso-arenacea actually records a close interaction between thrust propagation towards the NE and deposition from turbidity currents flowing towards the SE, i.e. parallel to the thrust front. In fact, the stratigraphic succession under study was subdivided into five informal stratigraphic units (I, II, III, IV, V) particularly on the basis of the formation of structurally controlled topographic high and depocentres.

The Unit I has only been identified in the southern part of the studied area (logs D, E and F) and has a thickness of about 240 metres. The Unit II has a basal boundary marked by an important surface related to a tectonic control that drastically changes the sedimentation conditions. This unit in the northern zone is relatively thin, with a total thickness of around 60 m in the Senio Valley (log B). In the more southern zone (Bidente Valley, log D), on the contrary, the thickness is about 230 m, thus highlighting the formation of an important depocentre. This basin physiography is associated to the north (logs A, B and C) with a tectonic uplift able to generate the Acquadato chaotic unit (mass transport complex) whose origin depends more probably on the propagation of the Monte Castellaccio thrust (see also Lucente, 2004). The Unit III shows a relatively scarce tectonic activity. At this time due to this relatively quiescent tectonic activity, the foredeep basin reached its maximum extension. The bed at the base of this unit (bed 138) corresponds to the A1 bed of Ricci Lucchi and Valmori (1980), and marks the first deposit that can be regionally correlated above the Acquadalto Chaotic unit. The basin's relative tectonic stability allows the formation of beds characterized by such great tabularity and lateral extension that the single beds can be traced for an area of about 120x30 Km (Ricci Lucchi and Valmori, 1980; Amy and Talling; 2006). The Unit IV marks an increase of tectonic activity with the formation of an unmistakable depocentre in the northern zones, mainly in the Lamone (log C) and Senio (log B) valleys. More precisely, the thickness of this stratigraphic unit in log B is about 800 m while in log F it is about 550 m with, therefore, a thinning gradient of 5.5m/km, which is about nine times greater than Unit III, showing the progressive uplifting of the basin's southern portion that led also to the formation of the Susinello chaotic unit. The basal boundary of the Unit IV is marked by the presence of the Casaglia and Nasseto chaotic units, that are

considered here as time-equivalent, as already suggested by Ricci Lucchi (1981 and 1986). This tectonic control of the sedimentation is clearly observed where the thick beds in the more westerly proximal zone (Fiorenzuola System di Mutti *et al*, 2002) pass downcurrent into very thin beds associated with the Verghereto Marl. This Marl is deposited above a structural high beginning from the Nasseto chaotic unit, i.e. upper Serravallian (Amorosi, 1987) and today is preserved by erosion thanks to an important normal fault with NW-SE direction and a dip slip of about 600 m. In that time, related of that high, the depocentre is forced to shift toward northeaster external zones (log G).

These five stratigraphic units, therefore, record the progressive closure of the foredeep, due to the northeastward propagation of the various thrust sheets and are strongly influenced by the Verghereto high, particularly during the deposition of the upper units IV and V. Each unit, moreover, was singled out thanks also to the progressive appearance and disappearance of five types of bed and thus as particularly significant facies tracts, since they are believed to be strongly related to an interaction between flow efficiency and basin physiography. The five types of bed and thus the facies tract distinguished are:

Type 1 bed: Thick [$30\text{ cm} < H$ (bed thickness) $< 100\text{ cm}$] to very thick ($H > 100\text{ cm}$) tripartite beds characterized by internal slurry unit that pass downcurrent into thin and fine-grained beds relatively suddenly. These beds are interpreted as related to relatively sudden decelerations of mud-rich turbidity currents.

Type 2 bed: Very thick ($H \gg 100\text{ cm}$) tripartite beds characterized by an internal slump-type chaotic unit. These beds pass downcurrent into thin and fine-grained beds in a sudden way. These beds are found at the base of structural controlled stratigraphic units and are here interpreted as elements indicating tectonic uplift.

Type 3 bed: Thick ($30\text{ cm} < H < 100\text{ cm}$) to very thick ($H \gg 100\text{ cm}$) fine-grained beds capped by a thick mudstone unit generally characterized by an increase in thickness downcurrent. These beds are interpreted as associated with rebound and ponding processes.

Type 4 bed: Medium ($10\text{ cm} < H < 30\text{ cm}$) to thick ($30\text{ cm} < H < 100\text{ cm}$) fine-grained beds that become progressively finer and thinner downcurrent due to deposition from depletive waning turbidity currents.

Type 5 bed: Thin to very thin ($H < 10\text{ cm}$) fine-grained beds characterized by combined flow structures associated with reflection and ponding processes. These are present especially in distal zones or near topographic highs.

The lateral geometries of these types of bed are quite different. Type 1 and 2 beds pass downcurrent into thin and fine-grained beds in a relatively abrupt way (see also Amy and Talling, 2006), while type 3 beds tend either to thicken or to maintain more or less the same

thickness downcurrent. Type 4 beds on the other hand tend to become progressively thinner and finer downcurrent whereas type 5 beds tend to be present only in more distal zones and above or in proximity of topographic highs.

In conclusion, type 1 and 2 tripartite beds characterized by intermediate slurry and chaotic unit respectively, thick type 3 beds, related to rebound and ponding processes, and type 5 beds are here considered particularly diagnostic in identifying the structurally-controlled depocentres and consequently the five informal stratigraphic units singled out in the stratigraphic succession studied.

INDICE

| | |
|---|-----|
| Ringraziamenti | v |
| Riassunto | vii |
| Abstract | xi |
| | |
| 1 – INTRODUZIONE | 1 |
| 1.1 - Importanza dei lavori di stratigrafia di dettaglio | 1 |
| 1.2 - Obiettivi della tesi | 3 |
| | |
| 2 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEGLI APPENNINI SETTENTRIONALI | 5 |
| 2.1 - Evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale | 6 |
| 2.2 – I domini paleogeografici | 11 |
| 2.2.1 – Il Dominio Ligure | 13 |
| 2.2.2 – Il Dominio Subligure | 16 |
| 2.2.3 – Il Dominio Toscano | 17 |
| 2.2.4 – Il Dominio Umbro-Marchegiano | 18 |
| 2.2.5 – Il Dominio Epimesoalpino ed Epiligure | 19 |
| | |
| 3 - LA FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA | 21 |
| 3.1 – Inquadramento geologico stratigrafico | 26 |
| 3.2 – Il controllo tettonico sull'avanfossa della Formazione Marnoso –arenacea | 29 |
| | |
| 4 – LE TORBIDITI | 35 |
| 4.1 - Facies e processi relativi ai depositi torbiditici | 41 |
| 4.2 - I sistemi torbiditici e gli elementi deposizionali | 47 |
| 4.3 – Il controllo topografico nelle correnti di torbida (<i>contained-reflected</i> e <i>slurry beds</i>) | 50 |
| 4.4 - La ciclicità sedimentaria dei depositi torbiditici | 55 |

| | |
|--|-----|
| 5 – METODO DI LAVORO E STRATI GUIDA | 59 |
| 5.1 – Metodologia | 59 |
| 5.2 - Gli strati guida | 60 |
| | |
| 6 – STRATIGRAFIA FISICA ED ANALISI DI FACIES DELLA FORMAZIONE MARNOSO - ARENACEA, AFFIORANTE FRA LA VALLE DEL SANTERNO E LA VALLE DEL SAVIO | 71 |
| 6.1 - Sedimentologia e facies <i>tract</i> | 75 |
| 6.1.1 - Descrizione ed interpretazione | 77 |
| 6.1.1.1 - Strato tipo 1 | 77 |
| 6.1.1.2 - Strato tipo 2 | 88 |
| 6.1.1.3 - Strato tipo 3 | 91 |
| 6.1.1.4 - Strato tipo 4 | 98 |
| 6.1.1.5 - Strato tipo 5 | 99 |
| 6.2 – Stratigrafia della successione sedimentaria studiata | 103 |
| 6.2.1 - Unità I | 103 |
| 6.2.2 - Unità II | 104 |
| 6.2.3 - Unità III | 107 |
| 6.2.4 - Unità IV | 109 |
| 6.2.5 - Unità V | 111 |
| 6.3 - Aspetti relativi alla relazione tra tettonica e sedimentazione | 113 |
| 6.3.1 – Relazione tra tettonica e spessore delle unità stratigrafiche individuate | 113 |
| 6.3.2 – Alti sindeposizionali e corpi caotici: le loro influenze sulla sedimentazione | 115 |
| 6.3.3 – Il problema delle Marne di Verghereto | 123 |
| 6.3.4 – Analisi delle paleocorrenti | 127 |
| 6.4 – Studio delle variazioni relative allo spessore, al numero e alla granulometria degli strati | 135 |
| 6.4.1 - Distribuzione dello spessore e del numero di strati | 135 |
| 6.4.1.1 - Relazione tra il numero e lo spessore degli strati (classi di 10 cm di spessore) | 136 |
| 6.4.1.2 - Distribuzione degli strati per ogni 100 m di sezione | 141 |
| 6.4.1.3 - Distribuzione del numero di strati per Unità Stratigrafica | 143 |

| | |
|--|-----|
| 6.4.1.4 - Distribuzione degli spessori della porzione arenacea degli strati per Unità Stratigrafica | 145 |
| 6.4.2 – Rapporti arenaria/pelite | 147 |
| 6.4.3 - Variazioni delle classi granulometriche sottocorrente | 151 |
| 6.5 - Discussione finale | 155 |
| 6.5.1 - Stratigrafia generale della Formazione Marnoso-arenacea | 155 |
| 6.5.2 - Evoluzione del bacino | 157 |
| 6.5.2.1 - I legami fra i depositi della Formazione Marnoso-arenacea e la loro area di alimentazione | 157 |
| 6.5.2.2 - Relazioni tra tipi di facies e fisiografia del bacino | 159 |
| 6.5.3 - Alcune considerazioni sul significato dei frustoli vegetali | 163 |
| 6.5.4 - Emipelagiti o emitorbiditi | 167 |
| 6.6 - Conclusioni | 171 |
| | |
| Bibliografia | 175 |

1- INTRODUZIONE

I principali dati utilizzati in questo studio sono stati raccolti attraverso un lungo lavoro di terreno all'interno della successione sedimentaria langhiano-serravalliana della Formazione Marnoso-arenacea tra le valli del Santerno e del Savio (Fig. 1). Nel corso del dottorato, infatti, sono stati passati in campagna circa 240 giorni, dove, sono state misurate sette (7) sezioni stratigrafiche di dettaglio per uno spessore totale di circa 6.715 m. Nella mappa di figura 1 si può osservare la localizzazione geografica di queste sezioni, che da un punto di vista generale sono ubicate all'interno della porzione settentrionale dell'Appennino tosco-romagnolo. La tesi è strutturata in due volumi: il primo, e principale, riguarda il corpo della tesi vera e propria con tutte le descrizioni ed interpretazioni dei dati raccolti, mentre nel volume II vengono presentate tutte le sezioni misurate alla scala 1:50.

1.1 - Importanza dei lavori di stratigrafia di dettaglio

Il grande volume dei dati raccolti in campagna è stato utilizzato per costruire pannelli stratigrafici ad altissima risoluzione dell'intervallo stratigrafico studiato. La stratigrafia fisica ad alta risoluzione è basata sul concetto di Campbell (1967) che definisce lo strato come un'unità cronostratigrafica informale in quanto delimitato alla base e al tetto da due superficie stratali sincrone. Benché pochi ne riconoscano o ne vogliano riconoscere l'autentica paternità, il concetto è ormai implicito in grande parte della letteratura ed ha portato, col tempo, ad una vera rivoluzione nella pratica e nella teoria dell'analisi stratigrafica di superficie e del sottosuolo. A questo concetto si ricollega infatti l'inizio della stratigrafia sismica (vedasi Vail *et al.*, 1977), dove un riflettore viene considerato sostanzialmente come una superficie stratale caratterizzata da un contrasto di densità e velocità delle onde acustiche (contrasto di impedenza acustica), e della successiva stratigrafia sequenziale che consente di estrapolare le conseguenze di questi concetti anche all'analisi di terreno (Posamentier & Vail, 1988).

Il concetto di sincronità delle superfici stratali è ormai utilizzato come tecnica di routine in quasi tutti gli studi di terreno e di sismica a riflessione degli ultimi due decenni. L'integrazione di questo tipo di analisi con altri metodi di analisi che abbiano una risoluzione più alta di quella sismica è meno frequente (o per lo meno di pubblico dominio, essendo in gran parte contenuta in rapporti interne di società), anche se per vari bacini sepolti di alcuni margini continentali esistono studi stratigrafici integrati di analisi sismiche a riflessioni, soprattutto 3D, e log di pozzo la cui risoluzione può essere molto vicina a quella dell'osservazione di terreno.

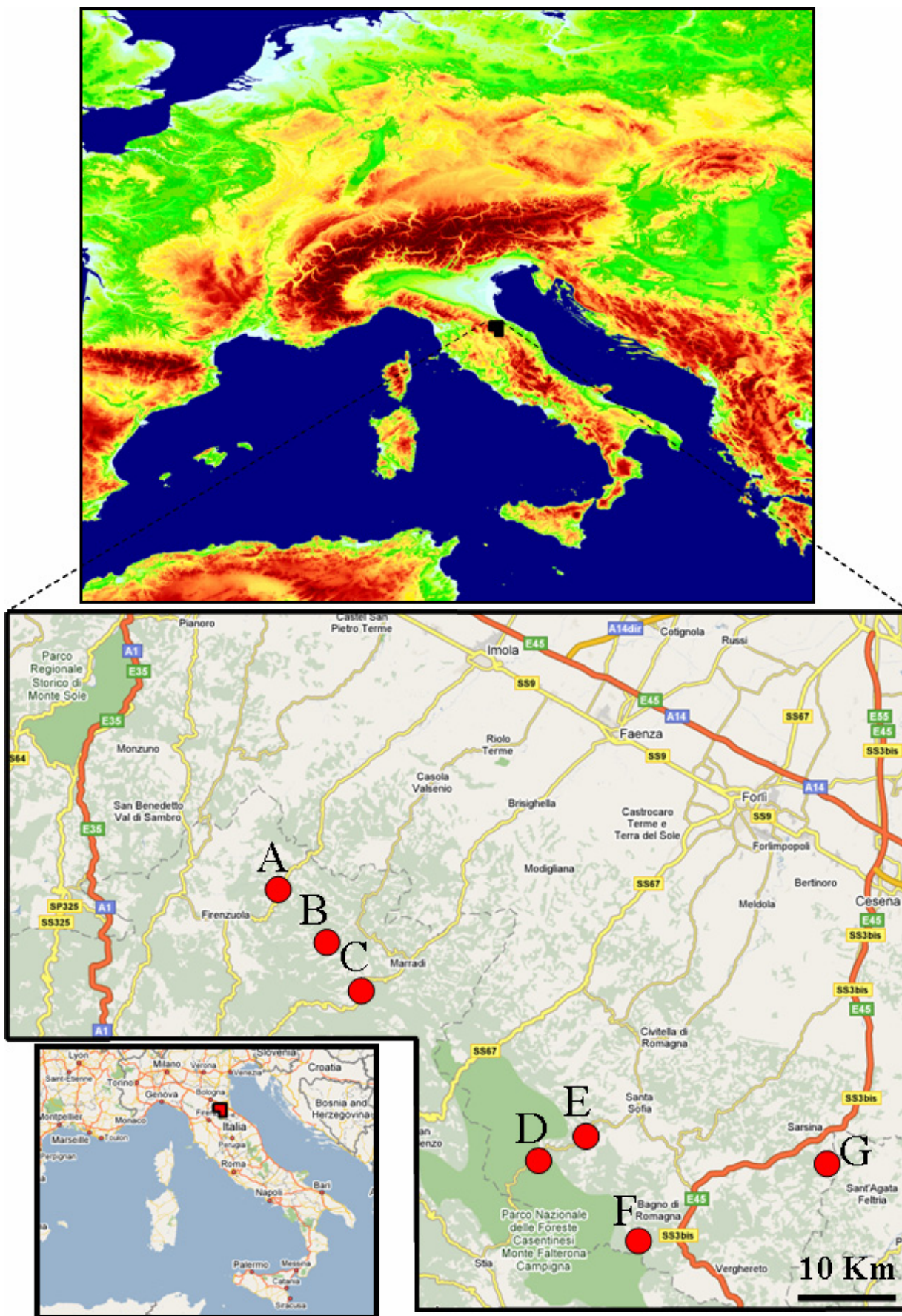


Figura 1 - Mappa di localizzazione delle sette sezioni misurate (A, B, C, D, E, F e G). Per maggiori dettagli, vedasi il Volume II.

Seguendo i concetti di Campbell (1967) la stratigrafia ad alta risoluzione riguarda strettamente il dominio della stratigrafia fisica e prescinde completamente dai concetti di stratigrafia sequenziale, ciclostratigrafia e stratigrafia integrata che fanno invece riferimento al riconoscimento di ciclicità eustatiche (cicli di variazioni relative del livello marino al disotto del terzo e quarto ordine o milankoviane) inserendole in schemi cronostratigrafici standard. Le unità stratali di Campbell (1967) vanno generalmente da una scala millimetrica per le lamine sino ad una scala metrica a decametrica per i pacchi di strati. I pacchi di strati (bedset) fanno quindi da legame naturale tra unità stratali essenzialmente sedimentologiche (lamine, gruppi di lamine e strati) e unità stratigrafico-deposizionali (facies, associazione di facies e elementi e sistemi deposizionali). Questo lavoro, perciò, si è basato fortemente su questa metodologia di lavoro che permettere di correlare con un elevatissimo dettaglio tutte le varie unità stratali sopramenzionate consentendo, quindi, di studiare come variano le facies sedimentologiche sopra e sottocorrente e di conseguenza tutti i vari tipi di parametri petrofisici (Bosellini *et al.*, 1989 e Mutti *et al.*, 1994b).

1.2 - Obiettivi della tesi

Gli obiettivi principali di questo studio possono essere articolati in due parti.

Il primo e principale obiettivo di questa tesi è quello di sviluppare correlazioni stratali ad altissima risoluzione entro la porzione langhiana e serravalliana della Formazione Marnoso-arenacea (qui abbreviata in FMA) tra le valli del Fiume Santerno e del Fiume Savio, su una distanza di circa 60 Km in direzione grosso modo parallela alle paleocorrenti. La porzione stratigrafica della FMA presa in esame, che è caratterizzata da uno spessore di circa 2.500 m, si presta in modo particolare a questo tipo di studio in ragione dei suoi eccellenti affioramenti e della presenza di numerosi strati guida, alcuni di questi (tipo lo strato Contessa) cartografati in grande dettaglio sulle carte dell'Appennino romagnolo (Martelli *et al.*, 1994 e Cerrina Feroni *et al.*, 2002) e toscano (RT - Carta Geologica della Regione Toscana). Queste particolari condizioni sono stati alla base di molti dei precedenti studi che già si sono occupati di correlazioni stratali su lunga distanza. Il lavoro pionieristico in questo senso è stato quello di Ricci Lucchi & Valmori (1980), sulla scia del quale sono poi seguiti quelli recenti di Amy & Talling (2006). Lavori di correlazioni regionali in sedimenti simili, comunque, non sono comunissimi e quelli conosciuti, condotti in diversi bacini del mondo, sono elencati nella tabella 1.

Il secondo obiettivo, invece, è quello di presentare, grazie alle correlazioni di cui sopra, dettagliate analisi di facies della successione stratigrafica presa in esame, al fine di migliorare la

comprensione di facies tract e processi di questi depositi classicamente conosciuti come torbiditi di piana sottomarina a partire dal lavoro classico di Mutti & Ricci Lucchi (1972).

| Età/Località | Totale misurato | Intervallo (m) | Sezioni misurate | Distanza (Km) | Referenze |
|--|------------------------|-----------------------|-------------------------|----------------------|--|
| Miocene, Fm. Marnoso - arenacea, Italia | 6.715 | 540 a 1.923 | 7 | 60 | Questo Lavoro |
| Eocene, Arenarie di Annot, Francia | 5.500 | 500 | 11 | 10 | Amy (2000), Amy <i>et al.</i> (2000, 2004, 2007) |
| Cretaceo, Fm. Gault, Bavaria, Est Alpi. | 4.400 | 100 | 44 | 115 | Hesse (1974) |
| Miocene, Fm. Marnoso-arenacea, Italia. | 3.300 | 150 a 200 | 19 | 120 | Ricci Luchi & Valmori (1980) |
| Miocene, Fm. Marnoso-arenacea, Italia. | 3.000 | 25 a 30 | 109 | 120 | Amy & Talling (2006) Talling <i>et al.</i> (2007a, b) |
| Ordoviciano Medio, Fm. Cloridorme, Canada. | 2.800 | 20 a 400 | 21 | 10,5 | Enos (1969) |
| Mio-Pliocene, Fm. Laga, Italia | 1.600 | 16 a 180 | 19 | 4,5 | Mutti <i>et al.</i> (1978) |
| Mio-Pliocene, Fm. Kiyosumi, Penisola di Boso, Giappone. | 1.100 | 50 | 22 | 40 | Tokuhashi (1979, 1989) |
| Plio-Pleistocene, Fm. Otadai, Penisola di Boso, Giappone. | 600 | 50 | 33 | 30 | Hirayama & Nakajima (1977) |
| Eocene, Gruppo di Hecho, Pirenei centro-meridionali, Spagna. | 250 | 50 | 5 | 30 | Remacha & Fernandez (2003) |

Tabella 1- Lavori riguardanti le correlazioni strato-strato a lunga distanza in sistemi torbiditici.

2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEGLI APPENNINI SETTENTRIONALI

Gli Appennini formano una catena montuosa che percorre tutta la penisola italiana per un totale di circa 1.500 Km dalla Liguria fino alla Sicilia; in questo modo essa può essere considerata la spina dorsale della penisola italiana. Gli Appennini possono essere divisi principalmente in due differenti archi orogeneci: l'Appennino Settentrionale e l'Appennino centro-Meridionale separati da un'importante allineamento denominato Anzio-Ancona (conosciuto anche come segmento Olevano-Antrudoco) (Locardi, 1982; Ricci Lucchi, 1986; Patacca & Scandone, 1989 e Vai, 2001).

L'Appennino Settentrionale, perciò, tradizionalmente è delimitato a sud dalla linea Anzio-Ancona e a nord da un'altro importante allineamento tettonico trasversale rappresentato dalla linea Sestri-Voltaggio (Elter, 1994), che separa un settore alpino con deformazioni prevalenti verso occidente da un settore appenninico con movimenti prevalenti verso oriente. Questo limite, in ogni caso, è ancora oggetto di discussione dal momento che entrambi i settori hanno subito deformazioni polifasiche a vergenza sia orientale che occidentale (Ciarapica & Passeri, 1998 e Elter, 1994) (Fig. 2). L'assetto attuale dell'Appennino settentrionale, infatti, è il risultato di una complessa storia geologica iniziata con la chiusura dell'oceano ligure piemontese, di età Giurassica, in seguito all'instaurarsi di movimenti di convergenza tra la placca europea e la placca africana a partire dal Cretaceo superiore. La strutturazione della catena, in particolare, si è sviluppata soprattutto a partire dall'Oligocene superiore dopo la collisione continentale tra il blocco europeo sardo-corso e quello Apulo africano avvenuta nell'Eocene superiore. Gli Appennini Settentrionali possono essere visti come una catena a pieghe e falde derivata dalla sovrapposizione tettonica di due grandi insiemi, diversi per litologia, struttura ed origine paleogeografica, che sono: un insieme Esterno orientale Tosco-Umbro-Marchigiano che costituisce essenzialmente lo zoccolo continentale appartenente alla Placca Apula-Africana ed un insieme Interno Ligure-emiliano occidentale caratterizzato da una serie di unità tettoniche con la presenza di ofioliti appartenenti al dominio oceanico ligure. Queste ultime unità hanno, comunque, abbandonato il loro substrato oceanico originario (scomparso in subduzione), attraverso una serie di sovrascorrimenti diretti verso est (vergenza appenninica) al di sopra dell'Insieme Esterno, che ha, quindi, rivestito un ruolo di avampaese. L'insieme interno, perciò, costituisce una coltre alloctona che sovrascorre l'insieme esterno autoctono più orientale.

Da un punto di vista geodinamico più generale, quindi, l'oceano Ligure-Piemontese, da cui sono derivati i depositi delle unità interne, costituiva la separazione fra il continente europeo da un lato e il continente apulo-africano dall'altro i cui margini hanno rappresentato, rispettivamente, gli avampaesì delle Alpi e dell'Appennino. La storia strutturale dell'Insieme

Ligure-emiliano, perciò, risulta essere molto complessa dal momento che una parte delle unità tettoniche che lo costituiscono prima che venissero implicate nella tettonica miocenica a vergenza appenninica (verso est nord-est), avevano partecipato anche a deformazioni alpine con vergenza principalmente verso ovest, nord-ovest.

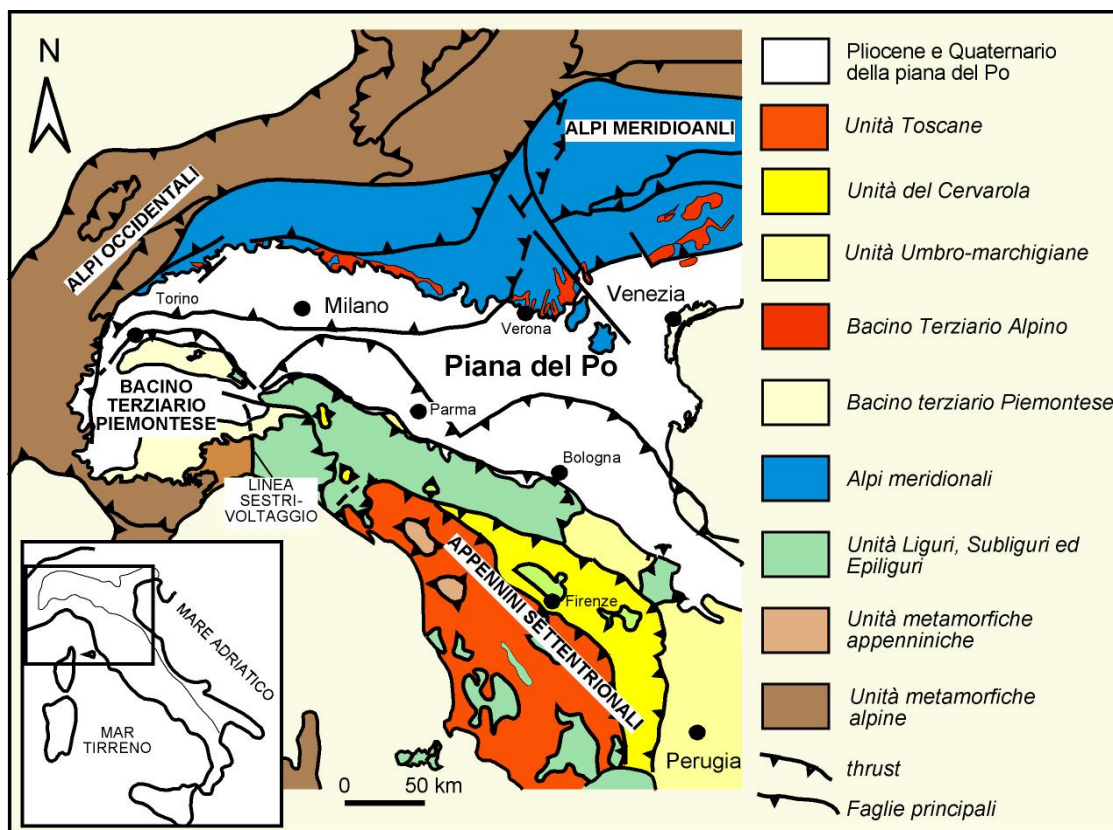


Figura 2 - Schema degli Appennini settentrionali (modificato da di Biase & Mutti, 2002).

2.1 - Evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale

La storia evolutiva dell'Appennino Settentrionale è caratterizzata da un complesso rapporto fra le placche europea ed africana a partire dal Giurassico fino ai giorni nostri. Per capire questa complessa evoluzione dell'Appennino occorre, comunque, basarsi su un'analisi regionale che considera anche la catena alpina. Secondo Elter & Marroni (1991), le Alpi occidentali, la Corsica e l'Appennino Settentrionale sono state caratterizzate fino al Paleogene da un'identica evoluzione strutturale legata agli stessi meccanismi geodinamici. A partire dall'Oligocene, però, mentre nelle Alpi continua un'intensa attività tettonica che interessa progressivamente i domini esterni dell'avampese europeo, nella zona sardo-corsa quest'attività cessa. Questo fatto sembra coincidere con l'inizio delle fasi del *rifting* balearico-rodoniano nell'Oligocene inferiore (Bellon, 1981) e successivamente con l'inizio dell'apertura dei bacini oceanici del Mediterraneo nord-occidentale nell'Aquitaniense (Rehault *et al.*, 1984). In questo modo Corsica e Sardegna, dopo

essersi staccate dalla placca iberica e da quell'europea, iniziano la loro migrazione verso Est attraverso una rotazione in senso antiorario (Montigny *et al.*, 1981), dando inizio alle principali fasi tettoniche dell'Appennino.

Vari autori hanno ipotizzato diversi schemi evolutivi riguardanti l'orogenesi alpina ed appenninica (vedasi ad esempio Boccaletti *et al.*, 1990 e Principi & Treves, 1984, con bibliografia). In questo lavoro, comunque, sarà utilizzato quello proposto da Elter & Marroni (1991) e leggermente modificato da di Biase & Mutti (2002) (vedasi figura 3). In questo schema bidimensionale si può osservare l'evoluzione fra la placca Africana (Apula) ed Europea a partire dal Cretaceo:

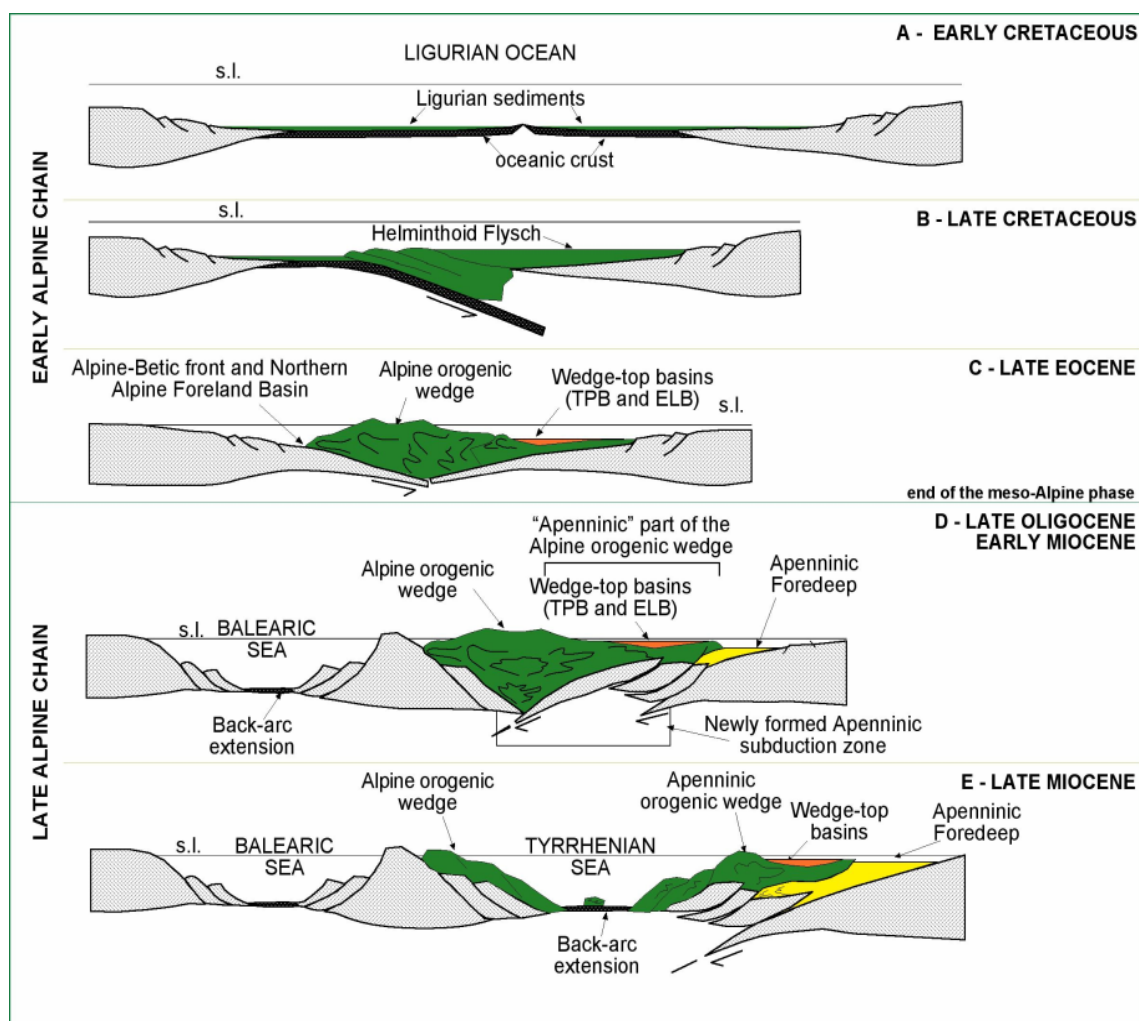


Figura 3 - Schema evolutivo relativo alla formazione degli Appennini settentrionali (Elter & Marroni, 1991, modificato da di Biase & Mutti, 2002).

- A) Dal Giurassico fino al Cretaceo inferiore le placche sono caratterizzate da un movimento divergente con la formazione di un'ampia crosta oceanica, attraverso la nascita dell'oceano Ligure-Piemontese. In questo periodo, nel Dominio Ligure Interno la sedimentazione è essenzialmente pelagica di mare profondo con diaspri, calcari a

calpionelle ed argille a palombini. Al contrario nel Dominio esterno Toscano ed Umbro-Marchigiano la sedimentazione è essenzialmente di mare basso con la deposizione di potenti successioni prevalentemente carbonatiche.

- B) Nel Cretaceo superiore avviene un drastico cambio nel regime tettonico. Nel bacino che fino a quel momento era caratterizzato da fenomeni divergenti incominciano a comparire i primi processi di convergenza. In questa fase inizia la subduzione della Placca Europea al di sotto di quella Africana con la conseguente deposizione dei Flysch ad elmintoidi. Questa fase tettonica è conosciuta come fase Eoalpina in cui il massiccio Sardo-Corso è solidale con le Alpi dove si realizza una catena a vergenza occidentale con retrocarreggiamenti più o meno pronunciati soprattutto nelle fasi tardive eoceniche.
- C) Con la totale subduzione della crosta oceanica, nell'Eocene superiore avviene la collisione continentale tra le placche europea ed apula che determina una importante fase tettonica denominata Meso-Alpina o Ligure. In questa fase le falde liguri vengono sigillate da depositi definiti epimesoalpini formati in bacini tipo *piggy back* e facenti parte tradizionalmente del Bacino Terziario Piemontese e dei Bacini Epiliguri dell'Appennino settentrionale. La successione Priaboniana e Rupeliana, che affiora in questi bacini, perciò, sigilla le falde messe in posto a seguito della fase mesoalpina senza avere dei depositi equivalenti in avanfossa, dal momento che essi compariranno solo nell'Oligocene superiore con le torbiditi del Macigno (Mutti *et al.*, 1995).
- D) Nell'Oligocene superiore avviene un'altro grande cambiamento nel regime tettonico della catena in formazione legato all'inversione del processo di subduzione. Se, infatti, durante il cretaceo superiore e paleogene era la Placca Europea a subdurre al di sotto della Placca Apula ora a causa dell'apertura del bacino balearico e la conseguente rotazione in senso antiorario del massiccio Sardo-Corso il processo di subduzione subisce un'inversione costringendo la Placca Apula ad andare in subduzione al di sotto di quella Europea. Con questa inversione, perciò, ha inizio l'orogenesi appenninica, attraverso la formazione di una catena con vergenza verso i settori nord orientali e concomitantemente al movimento dei fronti di accavallamento si generano bacini d'avanfossa lungo il margine occidentale della Placca Apula (Rehault *et al.*, 1984; Boccaletti *et al.*, 1971, 1990 e Mutti *et al.*, 2002).

L'evoluzione post-collisionale dell'Appennino settentrionale, perciò, è legata alla migrazione spazio-temporale del sistema catena-avanfossa in risposta al progressivo arretramento verso est della zona di flessura della litosfera dell'avampaese adriatico. In questo modo a partire dall'Oligocene Superiore si formano quattro principali bacini d'avanfossa, il cui depocentro migra progressivamente nel tempo verso NE, chiamate

Macigno (Oligocene superiore), Cervarola (Miocene inferiore), Marnoso-arenacea (Miocene medio) e Laga (Miocene superiore) (Fig. 4). In ogni caso il movimento rotazionale in senso antiorario che, per l'insieme Sardo-Corso (in base ai dati paleomagnetici) risulta essere cessato a 16 Ma, per la penisola italiana continua grazie all'apertura del Tirreno, avvenuta nel Tortoniano, e che porta alla separazione della catena appenninica dal massiccio sardo-corso.

- E) Nel Miocene superiore, perciò, avviene un'altro importante cambio nel regime tettonico della catena legato all'apertura del bacino Tirrenico. A partire da questo momento si forma un altro bacino d'avanfossa, ancora più occidentale rappresentato dal bacino della Laga (Ricci Lucchi, 1986 e Artoni, 2003).

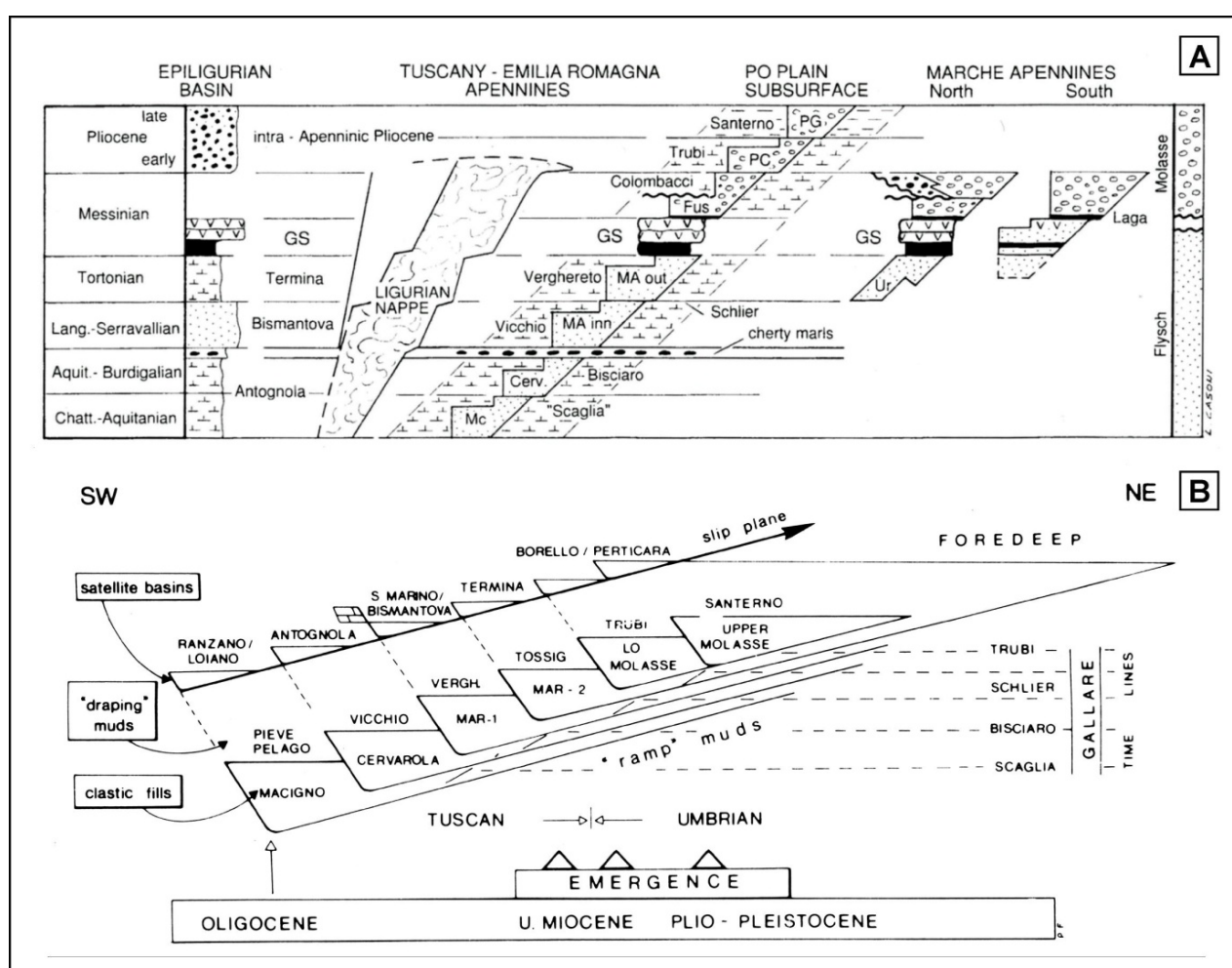


Figura 4 - Schema evolutivo dei depositi di avanfossa ed epiliguri (A), da Argnani & Ricci Lucchi (2001) e B) da Ricci Lucchi (1986) in Roveri *et al.* (2002).

Per quanto riguarda il quadro paleogeografico al tempo dell'evento collisionale epimesoalpino, si può immaginare un'assetto come quello mostrato in figura 5 in cui la zona retrovergente delle Alpi diventava il margine di un grande bacino chiamato da Biase & Mutti (2002) Proto-adriatico (BPA, Fig. 5).

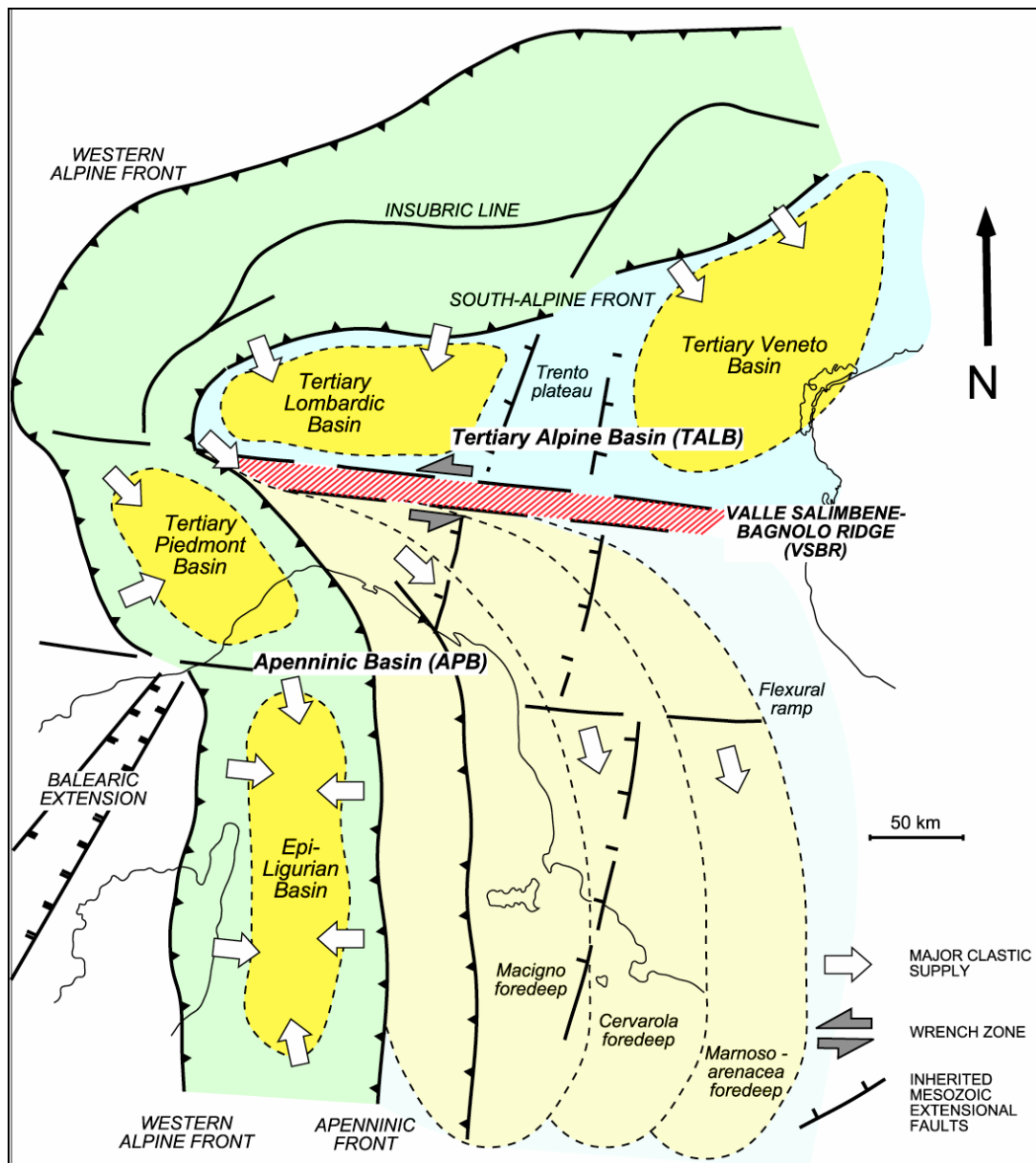


Figura 5 - Mappa paleogeografica semplificata del Bacino Proto-Adriatico dall'Oligocene superiore al Miocene medio (da di Biase & Mutti, 2002).

Questo bacino poteva essere suddiviso in un Bacino Terziario Alpino di acqua relativamente bassa a nord e un bacino appenninico di mare profondo separati a sud da uno svincolo cinematico rappresentato dalla linea di Valle Salimbene-Bagnolo (di Biase & Mutti, 2002). Quest'ultima struttura può essere vista come un'ampia zona a trascorrenza sinistra che accomodava a nord un dominio alpino a vergenza occidentale e settentrionale e un dominio appenninico a sud a vergenza orientale. Secondo questi autori, inoltre, questo sistema di faglie, che era attivo durante l'Oligocene e il Miocene, aveva origine dalla riattivazione di una zona di faglia più antica formatasi, molto probabilmente, durante la fase di *rift* del Lias e che dovrebbe corrispondere all'*Emilian Fault* di Bosellini (1981) (vedasi anche Vescovi, 1993). Dall'Oligocene inferiore fino al Miocene superiore, perciò, la struttura di Salimbene-Bagnolo fu di fondamentale

importanza nel controllo della sedimentazione, dal momento che i sedimenti che derivavano dall'erosione delle Alpi potevano, in parte, venire depositati in un bacino sudalpino marino poco profondo (Bacino Terziario Alpino) ubicato a Nord di questa struttura, e in parte bypassare per andare ad alimentare le avanfosse meridionali appenniniche. Il Bacino Terziario Alpino, infatti, era caratterizzato, soprattutto, da sistemi fluvio deltizi dominati da piene (nel senso di Mutti *et al.*, 1996, 2000 e 2003) e comprendeva il bacino Terziario Lombardo e il Bacino Terziario Veneto. Le correnti di torbida derivate da questi sistemi fluvio-deltizi, perciò, potevano venire intrappolati parzialmente dalla struttura di Salimbene-Bagnolo e in parte superare tale struttura, attraverso soprattutto le depressioni strutturali che poteva caratterizzare questo allineamento (di Biase & Mutti, 2002, Fig. 5). In questo modo le correnti di torbida che derivavano da questi sistemi andavano a costituire la fonte principale di alimentazione dei bacini Appenninici e in particolare dei bacini di avanfossa del Macigno, del Cervarola e della Marnoso-arenacea.

2.2 - I domini paleogeografici

Sulla base della revisione storica effettuata da Zanzucchi (1994), a cavallo tra i secoli XIX e XX, i ricercatori di scienze geologiche erano particolarmente attratti ed impegnati nella interpretazione della tettonica Alpina. In questo modo, i geologi dell'epoca avevano ipotizzato e provato che varie unità rocciose andavano a ricoprire altre unità sottostanti rimaste in situ, definendo così 'alloctone' le prime e 'autoctone' le seconde. Intorno agli anni 30 alcuni ricercatori tedeschi suddivisero le unità dell'Appennino Settentrionale in Toscanidi autoctone (sottostanti) e Liguri alloctone (sovrastanti). Le prime, estese dal Triassico all'Eocene, comprendevano successioni calcaree, silicee, marmoree ed arenacee, mentre le seconde erano caratterizzate da rocce ofiolitiche e da *flysch* ad elmintoidi. Queste unità, poi, dopo il loro sovrascorrimento, venivano ricoperte stratigraficamente, da 'molasse' terziarie posttettoniche.

In generale, quindi, i geologi dell'Appennino hanno sempre avuto la tendenza a suddividere i depositi di questa catena in unità tettoniche, sulla base della architettura prodotta dal movimento convergente delle placche continentali. Elter (1975 e 1994, vedasi anche Elter e Maroni, 1991), ad esempio, interpretano la successione stratigrafica degli Appennini come il risultato della sovrapposizione tettonica di due grandi domini, diversi per litologia, struttura ed origine paleogeografica, i quali sono: un insieme Esterno Toscano e Umbro-marchigiano, che costituisce lo zoccolo continentale appartenente alla Placca Africana-Apula ed un insieme Interno Ligure-emiliano caratterizzato da una serie d'unità tettoniche con la presenza di ofioliti appartenenti al dominio dell'oceano ligure-piemontese (Figg. 6 e 7). Queste ultime unità, come spiegato precedentemente, avevano comunque abbandonato il loro substrato originario, che era

scomparso in subduzione, attraverso una serie di sovrascorrimenti verso i quadranti orientali (vergenza appenninica) che andavano ad interessare il Dominio Esterno Toscano e Umbro-Marchigiano, che aveva, quindi rivestito un ruolo di avampaese.

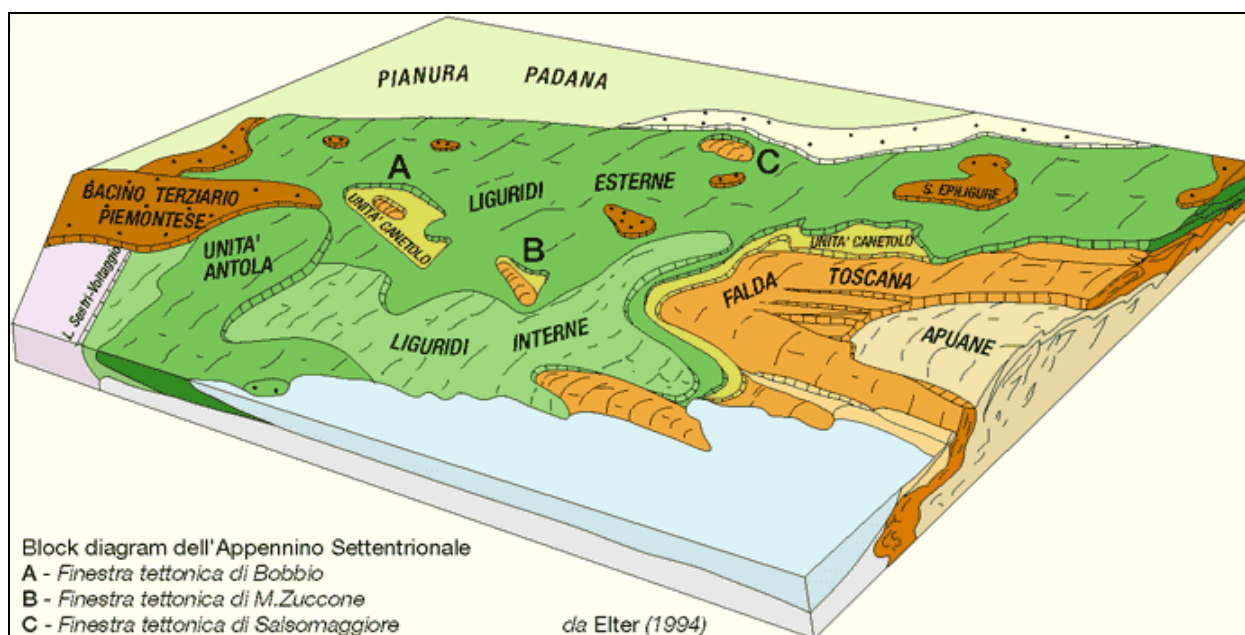


Figura 6 – Schema strutturale dell'Appennino settentrionale ligure emiliano (Elter, 1994).

In generale, comunque, le unità dell'Appennino Settentrionale possono essere divise in cinque (5) domini paleogeografici (Fig. 8), che dalla zona più interna (occidentale) a quella più esterna (orientale) sono: il **Dominio Ligure**, caratterizzato da crosta oceanica; il **Dominio Subligure**, ubicato fra il dominio oceanico e quello continentale; il **Dominio Toscano** e il **Dominio Umbro-Marchigiano** caratterizzato dalla crosta continentale appartenente alla placca Apula. Oltre a questi viene distinto inoltre un **Dominio Epimesoalpino e Epiligure** che si forma dopo la chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese avvenuta nell'Eocene superiore durante la fase mesoalpina. Per maggior dettagli su questa divisione si possono consultare le seguenti opere Dallan Nardi & Nardi (1974), Elter (1975 e 1994), Elter & Marroni (1991) Vai & Castellarin (1992), Mutti *et al.* (1995), Ricci Lucchi (1986) e Vai (2001). La successione stratigrafica degli appennini settentrionali, inoltre, può essere suddivisa attraverso due approcci: 1) utilizzando delle unità stratigrafico-strutturali a limiti inconformi (UBSU) i cui limiti sono legati alle principali fase tettoniche che caratterizzano l'edificio appenninico come indicato dalla figura 8, di Vai & Castellarin (1992), oppure 2) sulla base di unità tettoniche delimitate da superfici di scorrimento meccanico post-deposizionali come indicato, ad esempio, nel modello di Pini (1999) in figura 9.

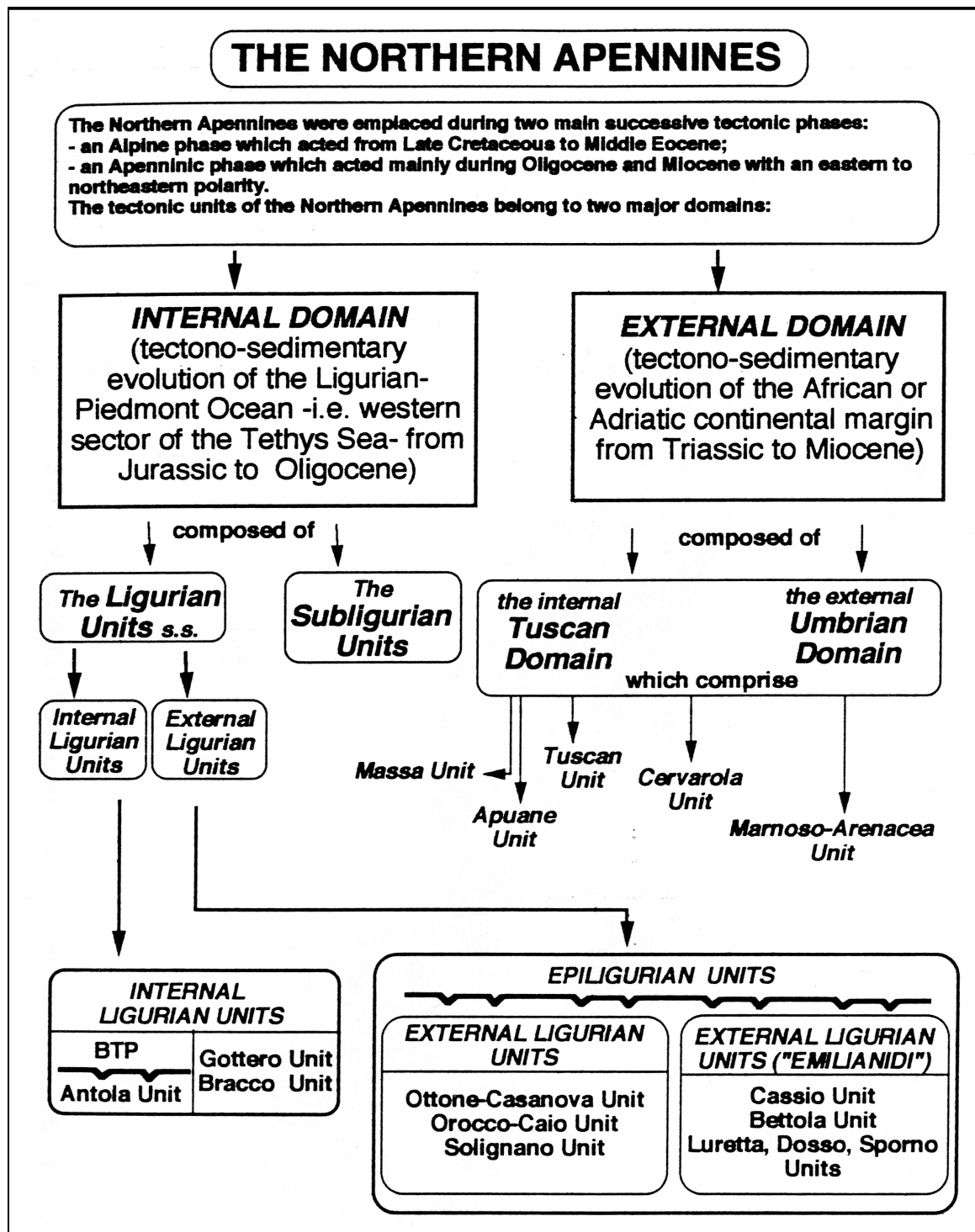


Figura 7 – Schema strutturale semplificato dell'Appennino settentrionale (da Bernini *et al.*, 1994).

2.2.1 - Il Dominio Ligure

Questo dominio viene tradizionalmente suddiviso in due domini detti rispettivamente Ligure Interno e Ligure Esterno, separati da un contatto tettonico rappresentato dalla linea Ottone–Levanto lungo il quale il primo si accavalla solo parzialmente sul secondo, poggiando per il

resto direttamente sulla Falda Toscana con l'interposizione della sola Unità Subligure di Canetolo (Elter, 1994).

I due domini interno ed esterno sono caratterizzati dalla presenza di ofioliti, ciononostante queste assumono nell'uno e nell'altro caso un diverso significato. Le Unità Liguri Interne (Elter & Perstusati, 1973) che sono costituite dalla sovrapposizione di tre unità tettoniche denominate rispettivamente, Unità di Colli/Tavarone, Unità del Bracco/Val Graveglia e Unità del M. Gottero (Elter & Marroni, 1991) hanno caratteristiche sicuramente oceaniche in quanto le maggiori masse ofiolitiche, rappresentate dall'Unità del Bracco, si trovano ancora in posizione primaria alla base della successione sedimentaria. I primi sedimenti che le ricoprono e che datano l'apertura dell'oceano, sono i diaspri del Giurassico superiore seguiti dai Calcari a calpionelle del cretaceo inferiore e poi dalle Argille a palombini che vanno fino al cretaceo superiore.

Nelle Liguri Esterne, al contrario, non si conoscono ofioliti che costituiscono in modo sicuro la base della successione, essendo questa ultima scollata dalla sua originaria base in corrispondenza di formazioni argillose del Cretaceo medio-superiore (i cosiddetti "Complessi di base). Le ofioliti compaiono invece come masse scollate anche di dimensione plurichilometriche, alla base della successione. Esse sono sempre accompagnate da un vistoso detritismo sottomarino (*debris flows, slides blocks*, ecc.) costituito da un misto d'elementi ofiolitici e sedimentari (Elter & Marroni, 1991 e Vescovi, 1993).

In generale, nel Dominio Ligure Esterno si possono distinguere due zone paleogeograficamente distinte: 1) una zona più interna a contatto con le liguri interne con caratteristiche più marcatamente liguri e 2) una zona più esterna detta "Emiliana" o "Ligure-Emiliana" in cui compaiono unità tettoniche caratterizzate da complessi di base in cui i clasti ofiolitici diventano una componente occasionale o addirittura totalmente assenti. La prima zona, infatti, è caratterizzata da un complesso di base detto di Casanova-M. Penna di età Campaniana che passa verso l'alto al *flysch* ad elmintoidi di Ottone e che risulta caratterizzato da un'abbondante detritismo ofiolitico caratterizzato da enormi olistoliti, olistostromi e torbiditi provenienti da successioni ofiolitiche (ofioliti e copertura sedimentaria) apparentemente diverse da quella delle Liguri interne. Il chimismo, infatti, delle ofioliti della Unità Bracco delle Liguri interne e delle masse ofiolitiche delle liguri esterne sembra essere completamente diverso (Elter & Marroni, 1991 e Elter, 1993). Le zone più esterne Emiliane, invece, sono caratterizzate da unità tettoniche costituite da *flysch* del Cretaceo superiore come quelli di M. Caio, M. Cassio e Solignano che sono caratterizzati da complessi di base in cui compaiono estese formazioni terrigene silicoclastiche come le Arenarie di Ostia e i ben noti Conglomerati dei Salti del Diavolo (Campaniano inf.) la cui origine è ormai associata provenire da settori occidentali del margine continentale apulo-austroalpino. Un'altra differenza tra queste due zone è data dal fatto che

mentre nella zona più interna la sedimentazione finisce con i *flysch* ad elmintoidi del Cretacico superiore nella zona Emiliana la successione continua nel Paleocene ed nell'Eocene con la deposizione di potenti successioni torbiditiche che dopo essersi depositate sui *flysch* ad elmintoidi più antichi si sono scollate per formare unità tettoniche indipendenti (*Flysch* di M. Sporno, Farini d'Olmo, Val Luretta, ecc.).

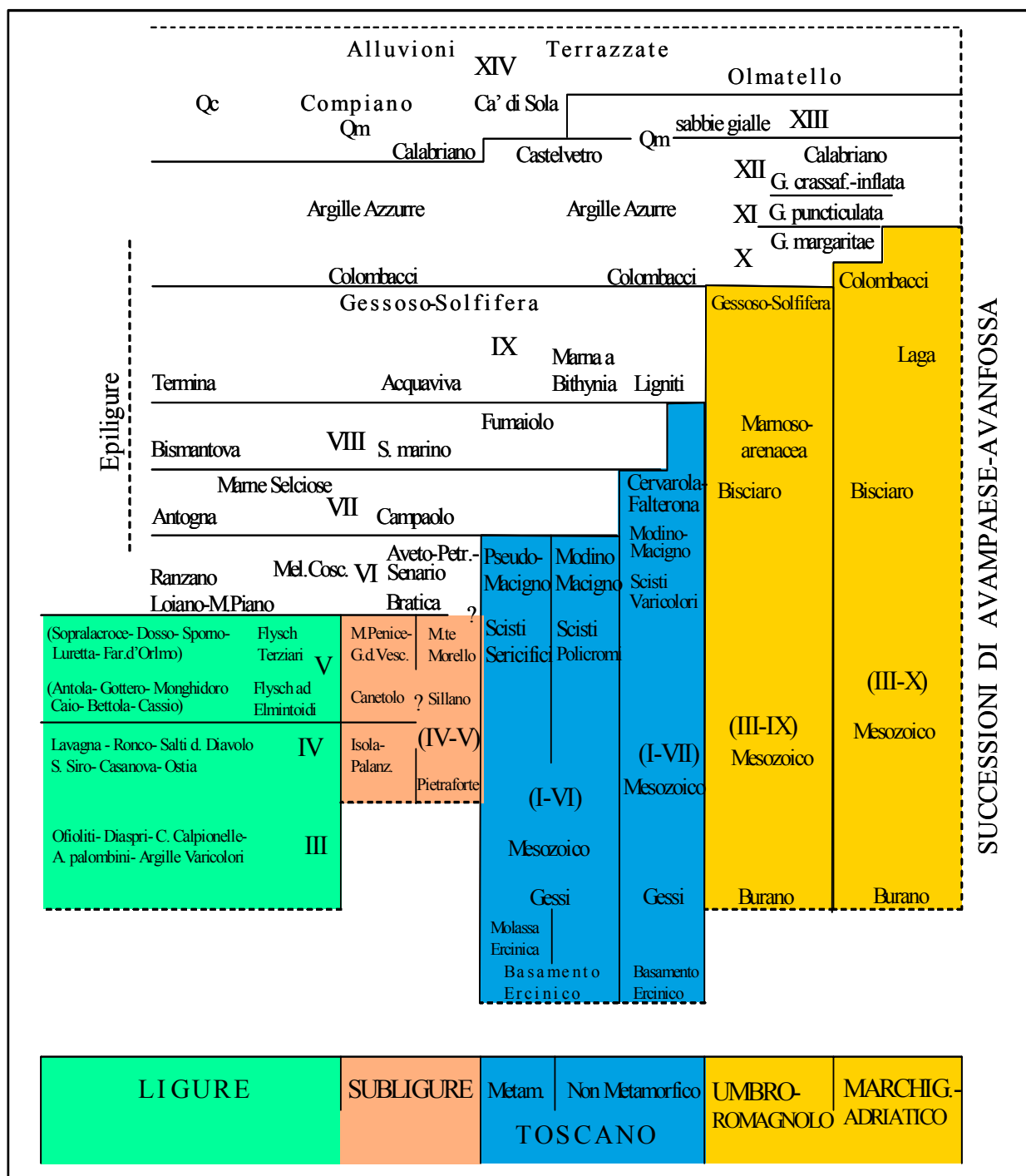


Figura 8 - Schema dell'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale basato sulla correlazione di unità stratigrafico-strutturali. Queste ultime sono rappresentate dai numeri romani (I a XIV) mentre i domini tettonici sono evidenziati dai diversi colori (modificato da Vai & Castellarin, 1992).

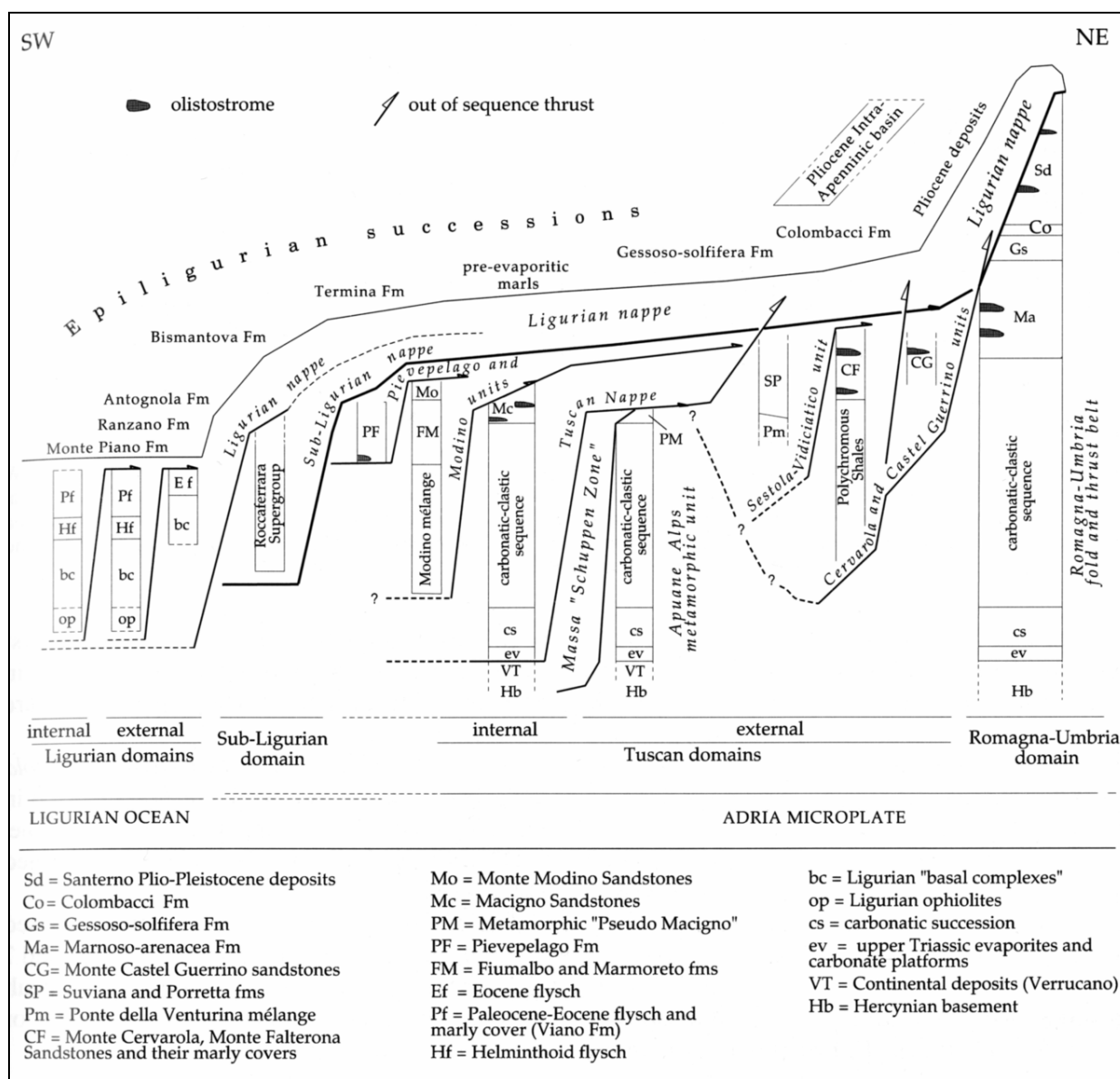


Figura 9 - Schema strutturale dell'Appennino settentrionale ligure-emiliano (da Pini, 1999).

2.2.2 - Il Dominio Subligure

Il Dominio Subligure si trova interposto tettonicamente tra le unità toscane sottostanti e le unità liguri sovrastanti e per questo vengono interpretate come un dominio intermedio fra la crosta oceanica ligure a ovest e il margine continentale Tosco-Umbro Marchigiano ad est. Fino ad oggi, comunque, ci sono dubbi sul tipo di substrato (oceanico, continentale o intermedio) e anche sulle unità che compongono questo dominio. Vari autori considerano soltanto l'Unità di Canetolo, Eocene, (Supergruppo di Roccaferrara) (Barbieri & Zanzucchi, 1963; Elter *et al.*, 1964 e Plesi, 1975) e altri anche dal Supergruppo di Caldana (Vai & Castellarin, 1992). In particolare questa falda può essere divisa in due gruppi di formazioni: 1) uno basale che comprende le Argille e calcari di Canetolo (Paleocene-Eocene) e un *flysch* eocenico a dominanza carbonatica

conosciuto come i Calcari del Groppo del Vescovo o del Penice o di Vico in cui è riconoscibile una affinità ligure esterna e perciò una netta e marcata alloctonia, e 2) un gruppo sommitale di età Eocene Sup.-Oligocene composto da potenti formazioni arenacee (Arenarie di Ponte Bratica e Arenarie di Petriagnacola) più affini alle torbiditi dei Domini esterni. La suddivisione di questi due gruppi è dettata anche dalla presenza di una discordanza alla base delle Arenarie di Bratica e Petriagnacola rispetto alle unità basali della Formazione di Canetolo tanto che un'ipotesi suggestiva è che si abbia a che fare con una prima avanfossa di *flysch*, situata all'interno del bacino del Macigno toscano, in cui sopraggiungeva il primo fronte alloctono, costituito dalle Argille e calcari di Canetolo e dai *flysch* calcarei eocenici associati. Su questo fronte si sedimentavano in discordanza le Arenarie di ponte Bratica e di Petriagnacola che possono essere considerate come un'Episubligure (Elter, 1994; Mutti *et al.*, 1995 con bibliografia).

2.2.3 - Il Dominio Toscano

Questo dominio insieme a quello Umbro-marchigiano costituisce l'elemento più esterno della catena appenninica (Dallan Nardi & Nardi, 1974; Elter, 1994). La successione stratigrafica di questi due domini, infatti, è molto simile e va a costituire la copertura sedimentaria del margine continentale della placca Apula. Nella successione stratigrafica di questo dominio è registrata la storia evolutiva della catena appenninica, dalle fasi di *rift* del Giurassico, alle fasi di margine passivo (*drift*) fino alle fasi collisionali che segnano l'inizio dell'orogenesi, prima alpina e poi appenninica. In particolare, da un punto di vista tettonico il Dominio Toscano può essere suddiviso in due unità strutturali: 1) una basale autoctona metamorfica che esce in finestra tettonica nelle Alpi Apuane rappresentata dal Complesso metamorfico Apuano e 2) una più sommitale ed interna che sovrascorre sulla prima. Quest'ultima può essere suddivisa, a sua volta, in un Dominio Toscano interno corrispondente in sostanza alla attuale Falda Toscana con la presenza delle torbiditi di avanfossa del Macigno e uno esterno corrispondente alla attuale Falda del Cervarola caratterizzato dalla presenza di un'importante cuneo torbiditico di avanfossa rappresentato dalle Arenarie del Cervarola che manca completamente nel primo.

In entrambi i casi la copertura sedimentaria è simile, la deposizione in questo dominio inizia con una successione basale clastica triassica, prima continentale poi di mare basso, seguita da depositi evaporitici. In seguito si instaura una piattaforma carbonatica che si approfondisce progressivamente mentre dal Lias superiore al Cretaceo inferiore si depongono, in un ambiente più profondo, sedimenti pelagici calcareo-silicei. In questo periodo nel Dominio Toscano si può riconoscere una serie di dorsali e bacini più o meno paralleli al supposto margine continentale, dove all'inizio del Cretaceo superiore si ha una deposizione terrigena argilloso-carbonatica che

ricorda da vicino i Complessi basali dei Domini Liguri. L'inizio della deposizione detritica, invece, coincide con l'inizio delle fasi tettoniche compressive che porteranno nell'Eocene superiore alla chiusura dell'oceano ligure-piemontese. Nell'Oligocene superiore, inferiore, si ha l'orogenesi appenninica e la formazione dei primi bacini di avanfossa con la deposizione dei sedimenti torbiditici silicoclastici; prima con la deposizione della Fm. Macigno nell'Oligocene superiore e poi con la deposizione della Fm. Cervarola nel Miocene inferiore.

2.2.4 - Dominio Umbro-Marchigiano

Questo dominio è il più esterno dell'Appennino Settentrionale e rappresenta la parte più esterna del margine continentale apulo. La successione stratigrafica di questo dominio, come si è detto precedentemente per il Dominio Toscano, rispecchia l'evoluzione della catena alpino-appenninica in cui da una situazione di *rift* continentale si passa a quella di margine, prima passivo e poi attivo che porta all'inizio dell'orogenesi prima alpina e poi appenninica. Ciononostante la sedimentazione di questo dominio inizia a differenziarsi da quello Toscano a partire dal Giurassico (Fig. 10). L'annegamento della piattaforma carbonatica legata alla fase di *rift*, infatti, è leggermente posteriore rispetto alle aree toscane permettendo la formazione di condizioni ambientali meno profonde. Questa deposizione carbonatica si mantiene fino al Cretaceo inferiore (Maiolica) a cui segue una sedimentazione calcareo-argillosa pelagica generalizzata (Scaglia). L'evoluzione deposizionale in questo dominio si mantiene sostanzialmente simile fino alla base del Miocene con la deposizione della Formazione del Bisciaro i cui sedimenti vulcanoclastici dovevano registrare l'apertura del bacino balearico. Dopo il Miocene inferiore la deposizione si differenzia principalmente per la diacronia dei bacini d'avanfossa e delle fasi tettoniche. Questo fatto ha portato vari autori, tra cui Vai & Castellarin (1992), a dividere questo dominio in un Subdominio Umbro-romagnolo (interno) e un Subdominio Marchigiano-adriatico (esterno). Il subdominio Umbro-romagnolo viene ad essere caratterizzato dalla deposizione delle torbiditi della Formazione Marnoso-arenacea (Langhiano-Tortoniano), mentre le zone relativamente più esterne del Subdominio Marchigiano-adriatico sarebbero caratterizzate, a partire dal Messiniano inferiore, dalla deposizione delle torbiditi della Formazione della Laga in vari bacini tettonicamente confinati (Ricci Lucchi, 1986 e Artoni, 2003).

2.2.5 - Il Dominio Epimesoalpino ed Epiligure

Dopo la chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese e la conseguente scomparsa della crosta oceanica, le Unità Liguri messe in posto durante la fase ligure sono interessate a partire dal Bartoniano dalla sedimentazione di potenti successioni sedimentarie in bacini tipo *piggy back* denominati bacini epiliguri (Dominio Epiligure). E' comunemente accettato che la successione terziaria del Bacino Epiligure estesa dalle Marne di Monte Piano alle Marne del Termina abbia i suoi equivalenti nelle avanfosse appenniniche secondo lo schema classico di Ricci Lucchi (1986). In realtà, l'età delle unità basali del Bacino Epiligure (Marne di Monte Piano ed Arenarie di Ranzano) estesa dal Bartoniano al Rupeliano rende il problema più complesso dal momento che in questo periodo di tempo non esistono ancora avanfosse appenniniche.

L'età di queste unità, infatti, è quella tardo oligocenica durante la quale è generalmente posto l'inizio del *drifting* del Bacino Balearico e quindi delle Avanfosse appenniniche. Si pone quindi il problema del significato delle unità basali del bacino epiligure e di conseguenza anche di quelle tempo-equivalenti del Bacino Terziario Piemontese in termini di evoluzione generale del limite Alpi Appennino. Il significato delle successioni Marne di Monte Piano e Arenarie di Ranzano diviene, in questo modo, uno dei problemi più importanti della storia evolutiva del sistema Alpi-Appennino dal momento che queste successioni sedimentarie vanno a sigillare l'edificio appenninico dopo la fase Mesoalpina o Ligure. Da qui la necessità di introdurre il concetto di Dominio Epimesoalpino alle unità comprese tra l'Eocene superiore e l'Oligocene Inferiore dei bacini Epiliguri e del Bacino Terziario Piemontese (Mutti *et al.*, 1995). Il significato di queste unità stratigrafiche risultano fondamentali nella storia evolutiva degli Appennini perchè esse possono essere considerate delle unità "ponte" tra la fase Ligure o Mesoalpina e l'inflessione del margine adriatico e di bacino episuturale in riferimento alla fase tettonica suddetta (Mutti *et al.*, 1995). Gli equivalenti bacinali di queste successioni epimesoalpini sarebbero da ricercare nei depositi subliguri delle Arenaie del Bratica e di Petrignacola che come accennato precedentemente potrebbero rappresentare i depositi di una prima avanfossa formatasi nel Rupeliano (Elter, 1994 e Mutti *et al.*, 1995)

Le Formazioni Epiliguri, comunque, che sono caratterizzate da una corrispondenza nelle torbiditati di avanfossa partono sicuramente solo dalla Formazione di Antognola (Cattiano-Aquitano) a cui corrispondono in avanfossa le torbiditi del Macigno.

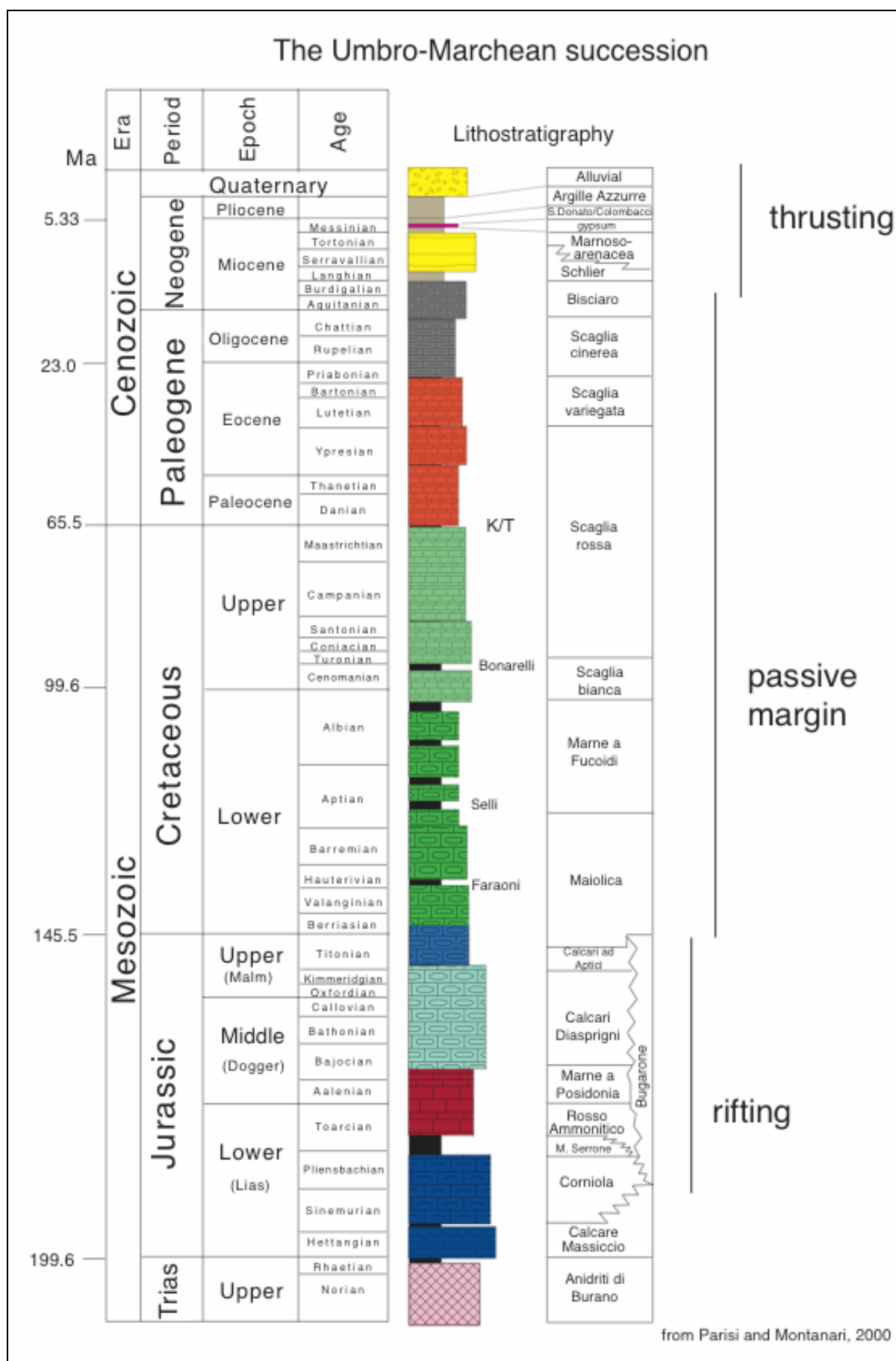


Figura 10 - Colonna stratigrafica schematica illustrante la successione sedimentaria del Dominio Umbro-marchigiano (da Parisi & Montanari, 2000).

3 – LA FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA

La Formazione Marnoso-arenacea (FMA), depositatasi in un periodo compreso tra il Langhiano ed il Tortoniano, è costituita, principalmente, da torbiditi silicoclastiche formati in un bacino d'avanfossa allungato secondo una direzione NW-SE, parallelamente ai fronti di accavallamento a vergenza appenninica (Fig. 11). La FMA, infatti, costituisce uno degli esempi più spettacolari e meglio affioranti al mondo di torbiditi di avanfossa per un volume totale di sedimento di circa 28.000 Km³, uno spessore che può superare i 3.000 m e una durata di deposizione di circa 12 Ma (Ricci Lucchi, 1986). Questa unità, perciò, rappresenta uno dei cunei torbiditici principali che caratterizzano l'evoluzione dell'avanfossa appenninica formatasi, come accennato nel capitolo 2, nel tardo Oligocene insieme ai bacini del Macigno prima e del Cervarola poi.

La successione sedimentaria della Formazione Marnoso-arenacea che ha un'alimentazione principale dai settori settentrionali alpini, affiora con grande continuità in Emilia Romagna, Toscana e in Umbria dove sono registrati i depositi più distali (Fig. 11). I depositi più prossimali, invece, si trovano attualmente ricoperti dalle falde liguri negli appennini più occidentali ed affiorano solo in finestre tettoniche isolate come la struttura di Salsomaggiore (Artoni *et al.*, 2004). La FMA nelle zone in cui affiora è caratterizzata da strutture tettoniche relativamente semplici che permettono di conseguenza correlazioni strato-a-strato su grandi distanze (vedasi al riguardo Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Amy & Talling, 2006). L'impressionante continuità laterale di questa unità contrasta con le torbiditi delle avanfosse più antiche, i.e. Macigno e Cervarola, che sono invece molto deformate tettonicamente, hanno aree di affioramento con limitata continuità laterale, e – in certi casi – affiorano soltanto in finestre tettoniche con strutture molto complesse. In questo modo gli strati della FMA costituiscono un proprio e vero laboratorio naturale che permette di studiare le variazioni di facies, spessore e geometria di strati e pacchi di strati su grandi distanze. Questi depositi, quindi, sono sempre stati un punto fondamentale per lo sviluppo di modelli sedimentologici a partire dal lavoro classico di Mutti & Ricci Lucchi (1972) sulle conoidi sottomarine.

La FMA, in particolare, può essere divisa in due settori, uno settentrionale ed uno meridionale, separati dall'unità alloctona della Val Marecchia. Il settore settentrionale, che è stato l'oggetto di questa tesi, è delimitato a NW, dalla Valle del Sillaro, dove i sedimenti torbiditici vengono ricoperti da un complesso caotico relazionato al sovrascorrimento delle falde Liguri (Ricci Lucchi, 1986 e Roveri *et al.*, 2002). Il limite più meridionale del secondo settore, invece, posto a circa di 120 Km di distanza dal primo, è rappresentato dalla piattaforma carbonatica laziale abruzzese su cui la successione della FMA tende ad assottigliarsi

bruscamente, passando a sedimenti fini di composizione marnosa. Questo limite viene visto da Ricci Lucchi & Valmori (1980) come un alto sottomarino, probabilmente, tettonicamente controllato (Fig. 12).

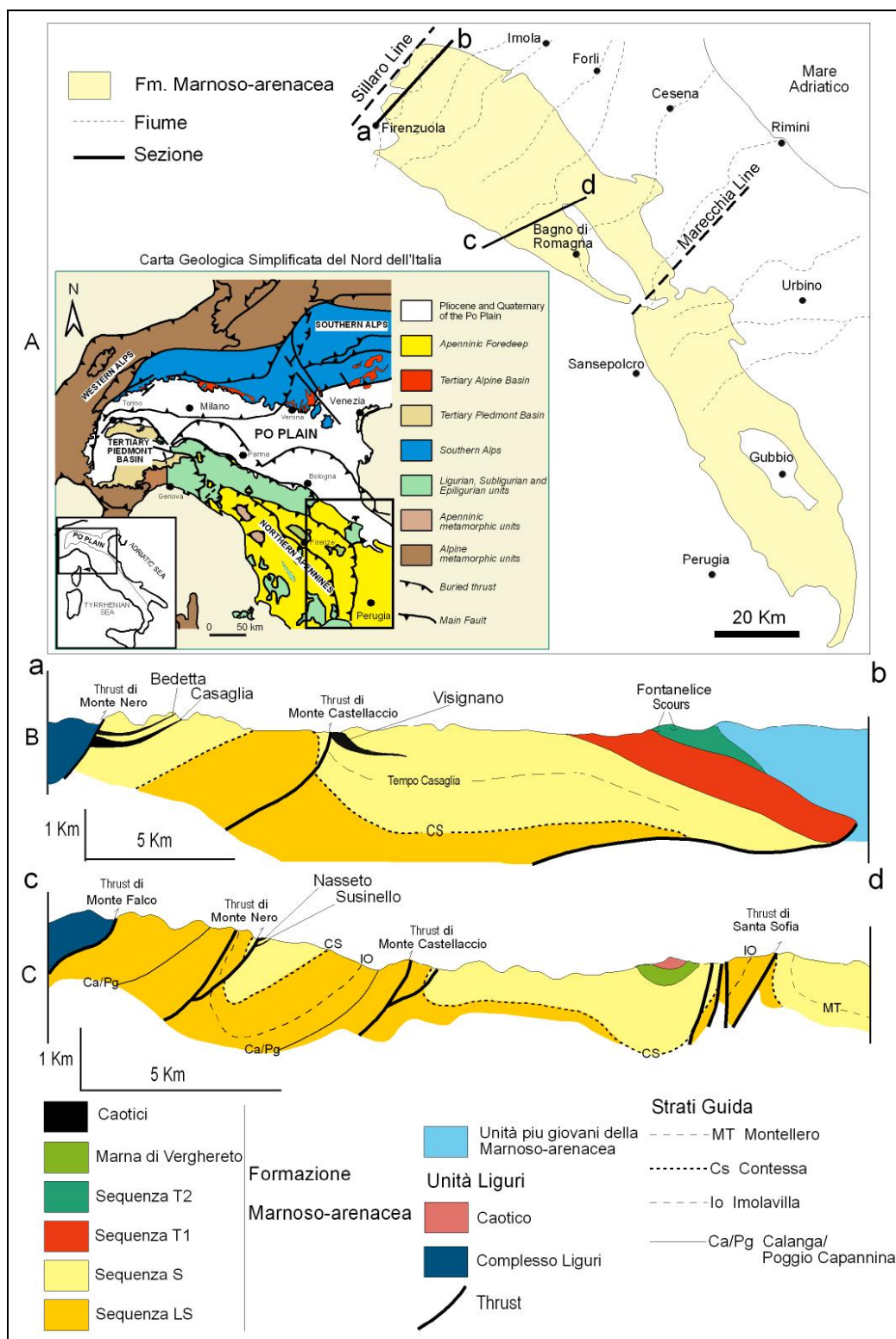


Figura 11 – A) Mappa di localizzazione della Formazione Marnoso-arenacea in cui sono indicate le tracce delle sezioni geologiche mostrate in B e C; B) Sezione geologica schematica della Valle del Santerno (leggermente modificata da Mutti *et al.*, 2002 e Roveri *et al.*, 2002); C) Sezione geologica schematica della Valle del Bidente (modificata da Martelli *et al.*, 1994). Nelle sezioni geologiche sono indicate anche le sequenze LS, S, T1 e T2 di Ricci Lucchi (1986).

La FMA come accennato precedentemente è caratterizzata soprattutto da una alimentazione derivante dalle zone alpine, ciononostante il riempimento del bacino è caratterizzato da diverse fonti che permettono di individuare all'interno della successione della FMA tre tipi di strati caratterizzati da tre diverse composizioni: 1) silicoclastica, 2) ibrida e 3) carbonatica (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Gandolfi *et al.*, 1983; Ricci Lucchi & Ori, 1985; Capozzi *et al.*, 1991 e Roveri *et al.*, 2002). Gli strati, inoltre, tendono a diventare meno carbonatici verso l'alto della successione sedimentaria. Secondo Valloni & Zuffa (1984), infatti, i sedimenti a composizione carbonatica vengono ritrovati soltanto nella parte inferiore ed intermedia della Formazione Marnoso-arenacea.

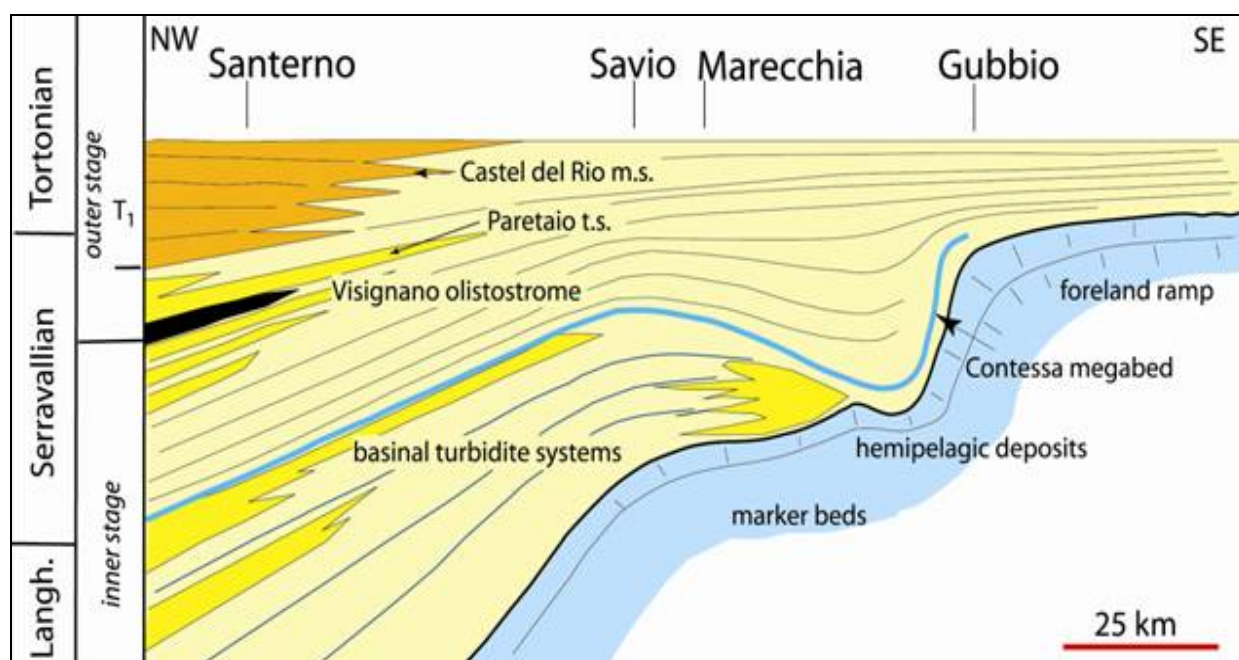


Figura 12 - Sezione schematica longitudinale della successione della Fm Marnoso-arenacea (da Ricci Lucchi & Valmori, 1980; in Roveri *et al.*, 2002).

Su questa base si possono distinguere:

1) **Strati a composizione silicoclastica di derivazione alpina** – Questa alimentazione era possibile in quanto al momento in cui si stavano formando gli Appennini e l'avanfossa della Marnoso-arenacea, la catena alpina era una catena già formata, in grado quindi di fornire sedimento alle avanfosse appenniniche poste più a sud (Figg. 11 e 13). La grande maggioranza dei sedimenti della Marnoso-arenacea, che aveva, perciò, una provenienza dai settori settentrionali alpini veniva immessa nelle avanfosse appenniniche meridionali parallelamente all'asse del bacino (Gandolfi *et al.*, 1983). Secondo di Biase & Mutti (2002), in ogni caso, l'alimentazione della Marnoso-arenacea veniva influenzata da un'importante faglia trascorrente che fungeva da svincolo fra le due catene alpine e appenniniche denominata Valle Salimbene-Bagnolo *ridge* (vedasi anche il concetto di faglia emiliana introdotto da Bosellini,

1981). Questa struttura molto probabilmente poteva fungere da barriera almeno per una parte dei sedimenti provenienti dalle Alpi che di conseguenza potevano venire intrappolati in bacini alpini come quello Lombardo (Fig. 13). In questo modo l'avanfossa appenninica avrebbe potuto essere alimentata solo dalle correnti più turbolente ed efficienti, in grado di superare quest'ostacolo.

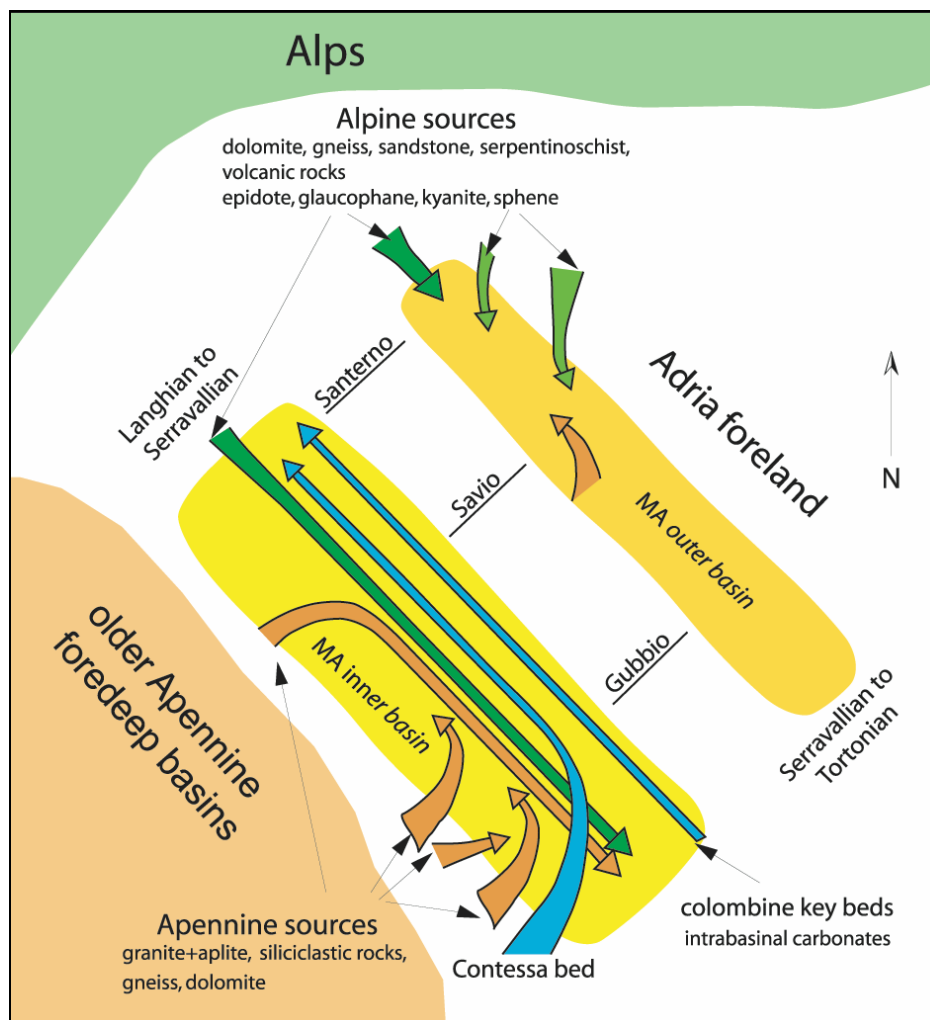


Figura 13 - Tipi di apporti nel bacino di avanfossa della FMA (da Gandolfi *et al.*, 1983 e Roveri *et al.*, 2002).

2) **Strati a composizione ibrida di provenienza meridionale** – Una piccolissima parte degli strati della MA sono caratterizzati da una composizione ibrida, ossia in parte terrigena e in parte carbonatica (Fig. 13). Nonostante questi strati siano in numero molto ridotto, essi sono di fondamentale importanza in quanto vanno a costituire importantissimi strati guida, facilmente riconoscibili in campagna e tracciabili su lunghe distanze. Questi particolari strati hanno una provenienza dai settori meridionali e sono rappresentati, nella successione studiata in questa tesi, dallo strato Contessa (Ricci Lucchi & Piali, 1973) e dallo strato Io (Imolavilla di Martelli *et al.*, 1994). Lo strato Contessa, depositato fra 14 e 14,5 Ma nel Serravalliano basale (Van Wamel &

Zwart, 1990), è il principale strato guida della Marnoso-arenacea che affiora in tutto il bacino con una variazione di spessore molto limitata. I *flute casts* presenti in modo costante alla sua base indicano paleocorrenti da SE, ossia, in senso opposto a quello dei sedimenti silicoclastici. Secondo Ricci Lucchi & Valmori (1980) il Contessa è costituito da una parte basale arenacea il cui spessore può variare da 3,5 a 7 m e da una parte sommitale pelitica il cui spessore varia solitamente da 5 a 9 m. Lo strato Contessa fu denominato megastrato da Ricci Lucchi & Valmori (1980), in funzione dello spessore (che può raggiungere i 13 metri), del volume (circa 35 Km³) e dell'estensione areale (area di 120 × 30 Km). Questi tipi di strato, infatti, possono raggiungere spessori e volumi notevoli come ad esempio le megatorbiditi dei Perinei centro meridionali del Gruppo di Hecho le quali possono raggiungere spessori di circa 200 m (Labaume *et al.*, 1987). L'origine della megatorbidite del Contessa, in particolare, viene generalmente messa in relazione al collasso di una piattaforma carbonatica, ubicata nel bordo meridionale del bacino innescato molto probabilmente da un terremoto (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Gandolfi *et al.*, 1983).

Un fatto interessante da notare, infine, è anche l'esistenza di alcuni strati relativamente più sottili a composizione ibrida con provenienza da SE, come messo in evidenza già a suo tempo da Ricci Lucchi & Valmori (1980) e più recentemente da Amy & Talling (2006) e Talling *et al.* (2007b).

3) Strati a composizione carbonatica di provenienza meridionale – Sopra lo strato Contessa, Ricci Lucchi & Valmori (1980) hanno distinto cinque strati di composizione carbonatica, denominati Colombine. Questi strati sono generalmente caratterizzati da una parte basale costituita da calcareniti fini con spessori che variano da pochi centimetri a diversi decimetri e da una spessa parte marnosa sommitale. Altri strati simili alle Colombine sono stati identificati nella successione sedimentaria studiata fra la colombina 5 e l'unità caotica di Casaglia, come per esempio lo strato MT (Montellero di Martelli *et al.*, 1994). A questo proposito, per maggiori dettagli, si rimanda al Capitolo 5 in cui vengono descritti i vari strati guida individuati in questo lavoro di tesi. Anche questi strati a composizione carbonatica, come nel caso degli strati Contessa ed Io, sono molto importanti perchè vanno a formare eccellenti livelli guida di facile riconoscimento in campagna, a causa non solo della loro porzione basale carbonatica ma anche della marna sommitale che, generalmente, risulta essere molto più chiara e quindi più evidente di quella presente negli altri strati a composizione silicoclastica.

Infine, un'altro apporto sedimentario molto importante all'interno della Marnoso arenacea è dato dalla presenza di alcuni complessi caotici presenti a vari livelli nella successione langhiana e serravaliana. Queste unità risultano essere costituite da sedimenti appartenenti alla Marnoso arenacea stessa anche se in quelli superiori si possono trovare componenti extrabacinali che derivavano dai fronti di accavallamento del prisma appenninico che caratterizzavano il

marginale interno della avanfossa (Fig. 14) (vedasi ad esempio il caso del Caotico di Casaglia, Lucente & Pini, 2002). La presenza di questi livelli perciò preannuncia il restringimento e la segmentazione del bacino a causa della propagazione verso nord-est dei fronti di accavallamento. In particolare i fenomeni di cannibalismo come fonte di sedimento diventano sempre più importanti mano a mano che ci si alza stratigraficamente, fino ad arrivare ai sistemi misti tortoniani (Mutti *et al.*, 2002).

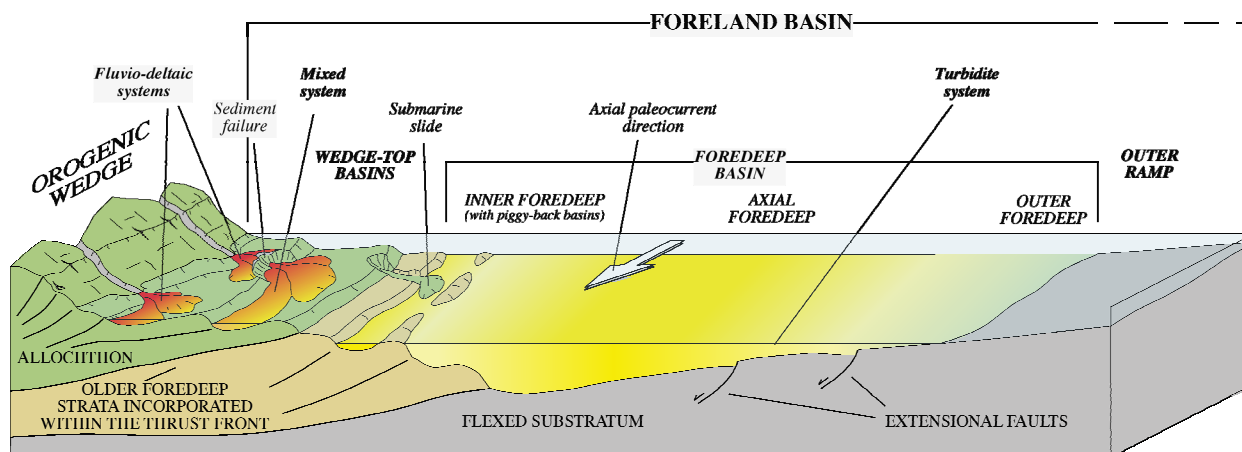


Figura 14 - Schema con i principali elementi strutturali e deposizionali di un bacino di avanfossa di tipo appenninico (Mutti *et al.*, 2002).

3.1 – Inquadramento geologico stratigrafico

Come si può vedere dalla figura 15 la FMA è stata suddivisa sia attraverso un criterio litostratigrafico (Martelli *et al.*, 1994) che attraverso l'introduzione di sequenze deposizionali (Ricci Lucchi, 1986).

La successione sedimentaria della FMA è stata divisa dai geologi della Regione Emilia Romagna in diversi membri in base al rapporto arenarie/pelite (A/P), allo spessore medio dei livelli arenacei, alla composizione delle arenite e alla posizione stratigrafica (Martelli *et al.*, 1994). Il criterio litostratigrafico adottato da questi autori, permette di individuare delle unità diacrone (Fig. 15) le quali possono essere suddivise nel modo seguente: 1) il Membro di Premilcuore caratterizzato dal rapporto arenaria/pelite più elevato ($2 > A/P > 0,5$), 2) i membri di Galeata e Corniolo con $0,5 > A/P > 0,17$ e 3) i membri di Biserno e Collina con rapporti A/P minori di 0,33. Fra il Serravalliano e il Tortoniano, poi, appare il Membro di Verghereto che corrisponde ad una successione marnosa che può arrivare circa 600 m di spessore con intercalazioni di sottili livelli siltosi e arenitici e depositi di frana sottomarina. Nel Tortoniano, infine, appare il Membro di Civitella, costituito da strati che vanno da sottili a molto spessi, in cui si nota una netta diminuzione della frazione marnosa. Questa suddivisione stratigrafica, come

mostrato dalla figura 15, può essere correlata con quella informale proposta da Mutti *et al.* (2002) nella valle del Santerno che segue essenzialmente la suddivisione in sequenze deposizionali proposta da Ricci Lucchi (1986) (vedasi anche Roveri *et al.*, 2002 e Amy & Talling, 2006).

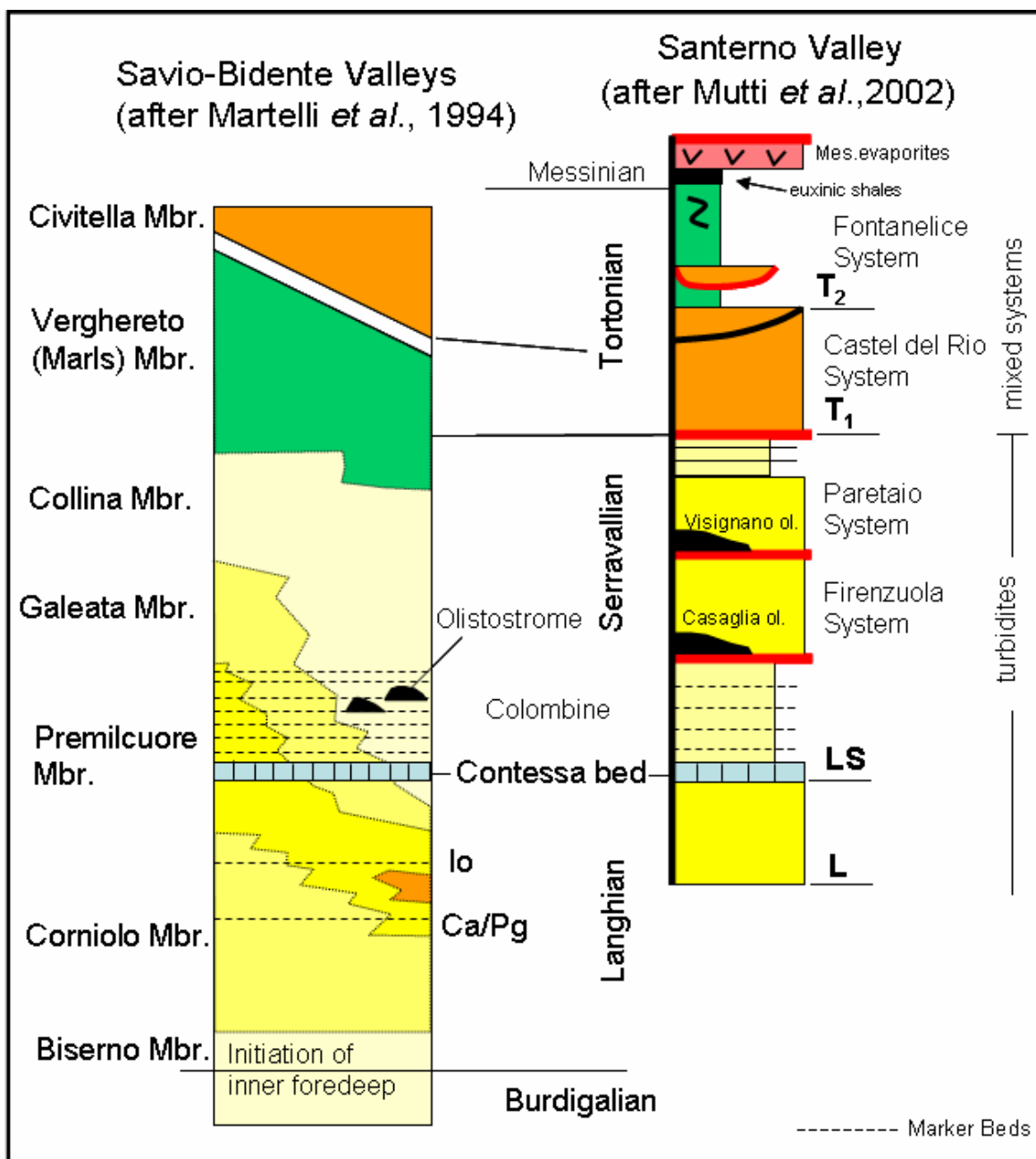


Figura 15 - Colonnine stratigrafiche della Formazione Marnoso-arenacea (modificate da Mutti *et al.*, 2002; Martelli *et al.*, 1994; Amy & Talling, 2006; le sequenze L, LS, T1 e T2 sono quelle del lavoro di Ricci Lucchi, 1986).

Ricci Lucchi (1981 e 1986), infatti, suggerisce che la successione sedimentaria della FMA può essere suddivisa in due fasi di crescita o bacini in funzione della storia evolutiva dell'avanfossa, legata al progressivo spostamento verso nord-est dei fronti compressionali e alla conseguente chiusura della stessa. La parte più vecchia della FMA di età langhiana e

serravalliana, è stata denominata di *inner stage* o *inner basin*, mentre quella sommitale, di età tortoniana, viene indicata come l'*outer stage* o *outer basin*. L'*inner basin* si differenzia dal secondo essenzialmente per una paleotopografia relativamente più uniforme e per i tassi di subsidenza molto più elevati. In questo periodo, infatti, il bacino era caratterizzato dalla massima estensione areale testimoniata soprattutto dalla grande tabularità e continuità degli strati. I depositi di questa fase possono essere interpretati come torbiditi bacinali in senso stretto.

L'*outer basin*, invece, risulta essere caratterizzato da una minore continuità degli strati i quali tendono a diventare relativamente più spessi, più grossolani, meno classati, più bioturbati, e con processi di amalgamazioni sempre più frequenti. I tassi di sedimentazione, inoltre, presentano una considerevole diminuzione passando dai 600 m/MA per i depositi torbiditici Langhiano-Serravalliani ai 200 m/Ma, per quelli Tortoniani (Argnani & Ricci Lucchi, 2001). L'analisi di questi strati porta a interpretare questi depositi come sistemi misti nel senso di Mutti *et al.* (2003); depositi cioè che pur avendo ancora delle caratteristiche riconducibili alle torbiditi di mare profondo incominciano a registrare una forte influenza della sedimentazione deltizia grazie alla presenza di alcune caratteristiche tipiche di flussi iperpicnali carichi di sedimento innescati da piene fluviali catastrofiche che entrano in mare.

Secondo Mutti *et al.* (2002 e 2003) (vedasi anche Ricci Lucchi, 1986 e Roveri *et al.*, 2002) questo passaggio verticale da depositi torbiditici di età langhiana e serravalliana a depositi misti di età tortoniana va a registrare una fase di chiusura del bacino d'avanfossa. La parte tortoniana della FMA non è stata, comunque, oggetto di studio in questa tesi, e per ulteriori dettagli, vedasi Mutti *et al.* (2002 e 2003) e Carubelli (2006).

Questa interpretazione, in ogni caso, ricalca essenzialmente quella già proposta da Ricci Lucchi & Ori (1985) e Ricci Lucchi (1986) che dividono la successione della Marnoso-arenacea in quattro sequenze deposizionali denominate dal basso verso l'alto LS, S, T1 e T2. I limiti di queste unità, comunque, non sono legati ad evidenti discordanze angolari, ma piuttosto a variazioni nelle geometrie e nelle caratteristiche delle facies che possono essere ricondotte a cambi paleogeografici del bacino legati ad un controllo tettonico (Figg. 14 e 16). Queste quattro sequenze, in pratica, registrano la progressiva chiusura del bacino di avanfossa della Marnoso arenacea in cui le sequenze più vecchie LS e S costituiscono le fasi interne del bacino (*inner basin*) mentre le sequenze T1 e T2 contraddistinguono le fasi esterne del bacino (*outer basin*). Più precisamente la Sequenza LS (Langhiano-Serravalliano inferiore) corrisponde alla porzione basale della Marnoso-arenacea la cui base non affiora in Romagna ma è stata identificata soltanto attraverso la perforazione di pozzi. Essa risulta costituita da una successione arenacea sopra sedimenti più fini di marne grigie con selci, i.e. una facies condensata che costituisce la chiusura dell'avanfossa più antica (Scaglia e Bisciario). Il limite superiore di questa sequenza

coincide con lo strato Contessa, in quanto al di sopra di esso si registra una rapida diminuzione degli apporti arenacei dalla fonte principale alpina, che può essere legata ad un'episodio trasgressivo della porzione più prossimale (Ricci Lucchi & Ori, 1985). Di conseguenza la Sequenza S (Serravalliano) è composta da strati relativamente più sottili in relazione alla sequenza LS. Il limite della sequenza S/T1 è marcato da importante evento tettonico legato a chiusura del bacino, in corrispondenza del quale si ha un sostanziale aumento degli apporti. Proprio questo cambio segna, secondo Ricci Lucchi & Ori (1985), il passaggio dall'*inner basin* all'*outer basin*. In generale, perciò, queste quattro sequenze deposizionali registrano la transizione da estesi sistemi torbiditici di piana bacinale (sequenze LS e S) a depositi misti in bacini tettonicamente confinati (sequenze T1 e T2) fino al sollevamento e alla chiusura finale del bacino che avviene con la deposizione delle peliti eusiniche e dei gessi della Formazione Gessoso-solfifera (vedasi anche Roveri *et al.*, 2002; 2003). La sequenza deposizionale successiva M del Messiniano superiore è associata ad una importante discordanza angolare intramessiniana che segna non solo il definitivo coinvolgimento della avanfossa della marnoso-arenacea nei fronti di accavallamento appenninici ma anche un brusco cambio paleogeografico. Il risultato finale è segnato dalla emersione della catena appenninica e la creazione per la prima volta di un sistema di drenaggio appenninico che andrà ad alimentare in modo sostanziale il sistema di avanfossa (fase di molassa di Ricci Lucchi, 1986).

3.2 - Il controllo tettonico sull'avanfossa della Formazione Marnoso-arenacea

La deformazione della catena appenninica indica un trend generale di progressivo restringimento dei bacini a causa della propagazione verso nord e nord-est dei fronti di *thrust* (Boccaletti *et al.*, 1990). Sulla base della ricostruzione dei paleobacini, ad esempio, viene avanzata l'ipotesi che la larghezza del bacino al tempo della deposizione del Macigno fosse di circa 150 Km, per passare a meno di 100 km durante la Marnoso-arenacea ed arrivare a circa 50-60 Km al tempo dei bacini post Messiniani (Dondi *et al.*, 1982 e Argnani & Ricci Lucchi, 2001).

Questa deformazione progressiva legata alla propagazione verso i settori nord orientali dei fronti di accavallamento appenninici fa sì che il bacino della Marnoso-arenacea diventi progressivamente sempre più ristretto con un depocentro che si sposta via via sempre più verso le zone nord orientali (Figg. 14 e 16). Il controllo della tettonica sulla sedimentazione della Formazione Marnoso-arenacea è stato discusso da vari autori come, ad esempio, de Jager (1979), Ricci Lucchi & Ori (1985), Ricci Lucchi (1975, 1981, 1986 e 1987), Martelli *et al.* (1994), De Donatis & Mazzoli (1994), Roveri *et al.* (2002), Pini & Lucente (2002), Mutti *et al.* (2002 e 2003) e Lucente (2004); ciononostante tutti sono concordi nel ritenere il bacino della

FMA una avanfossa complessa nel senso di Ricci Lucchi (1986) in cui la propagazione sinsedimentaria dei principali fronti di accavallamento separa l'avanfossa in vari subacini o elementi strutturali (Fig. 16, Van Wamel & Zwart, 1990; De Donatis & Mazzoli, 1994; Martelli *et al.*, 1994 e Lucente, 2004).

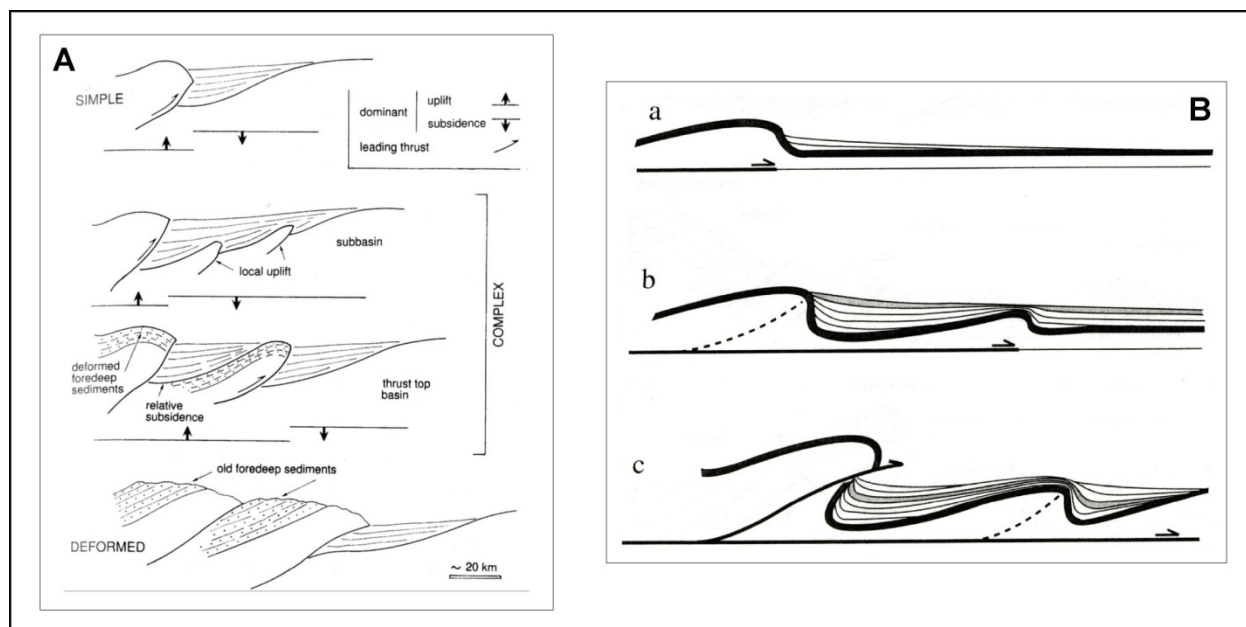


Figura 16 - A) Esempi di avanfosse complesse nel senso di Ricci Lucchi (1986) in Argnani & Ricci Lucchi (2001), B) Schema mostrante la formazione di alti strutturali e relativi depocentri all'interno di una avanfossa complessa come quella della Formazione Marnoso-arenacea (da De Donatis & Mazzoli, 1994).

Nella regione toско-romagnola, in particolare, l'elemento strutturale di **Monte Nero** è delimitato a nord e a sud rispettivamente dai *thrust* di Monte Falco e di Monte Nero; l'elemento di **Ridracoli** dai *thrust* di Monte Nero e di Castellaccio; l'elemento di **Isola** dai *thrust* di Monte Castellaccio e Santa Sofia; l'elemento di **Pianetto** dai *thrust* di Santa Sofia e di Civitella, mentre infine l'elemento di **M. Ruffo** corrisponde ad un'area a nord-est del *thrust* di Civitella (Fig. 17). I movimenti dei fronti compressionali sono presenti anche durante il Langhiano ed il Serravalliano (De Donatis & Mazzoli, 1994; Roveri *et al.*, 2002 e Lucente, 2004), ciononostante il principale periodo di attività tettonica avviene soprattutto a cavallo del limite Serravalliano-Tortoniano quando si registra il passaggio tra i sistemi torbiditici delle sequenze LS e S e i depositi misti, nel senso di Mutti *et al.* (2003), delle sequenze T1 e T2. Secondo gli autori sopramenzionati la compartimentazione del bacino durante il Langhiano ed il Serravalliano legata ai fronti di *thrust* di figura 17 avrebbe prodotto degli alti sindeposizionali, in grado di influenzare da una lato sedimentazione delle correnti di torbida provenienti sia da nord che da sud e dall'altro di fornire sedimenti per i diversi corpi caotici ubicati soprattutto ai fronti dei *thrust*.

L'influenza della tettonica sulla sedimentazione legata alla propagazione di questi *thrust*, perciò, è testimoniata anche dalla presenza di alcuni livelli di frana sottomarina (caotici o *Mass transport complex*) ubicati soprattutto ai fronti di questi alti strutturali nella porzione serravalliana della Marnoso-arenacea (Fig. 18). Questi livelli, la cui messa in posto è legata a fasi di propagazione dei fronti di accavallamento, possono essere considerati anche importanti *markers* deposizionali. Secondo Capozzi *et al.* (1992) (vedasi anche Lucente & Pini, 2002) ad essi si associano localmente grandi olistostromi di materiali marnoso-calcarei-arenacei ed argilloso-calcarei derivati rispettivamente dalle unità tettoniche toscane/sub-ligure e dalla coltre ligure.

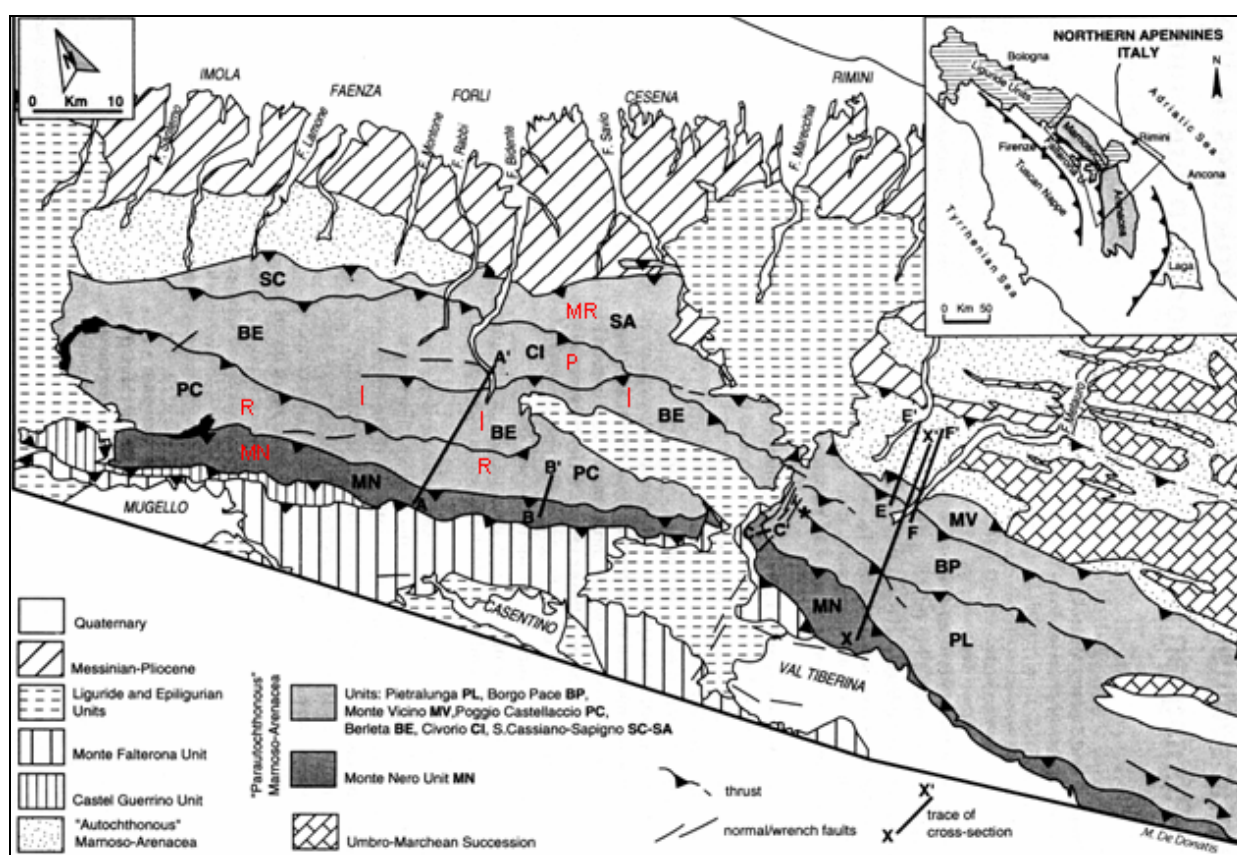


Figura 17 - Schema mostrante i principali elementi strutturali all'interno della Formazione Marnoso arenacea (da De Donatis & Mazzoli, 1994). I limiti degli elementi sono uguali ai quelli di Martelli *et al.* (1994), cambiano, però, alcuni nomi. Questi ultimi autori chiamano gli stessi elementi con i seguenti nomi: Monte Nero (MN), Ridracoli (R), Isola (I), Panetto (P) e Monte Ruffo (MR), indicati in rosso nella mappa.

In generale comunque, tutti i caotici sono caratterizzati da strati di *basin plain* della FMA stessa e in quantità variabile da facies fini legati agli alti intrabacinali. Soltanto nel Caotico di Casaglia sono stati trovati vari sedimenti di derivazione extrabacinale provenienti dal prisma di accrezione appenninico. Secondo Lucente & Pini (2003), Lucente (2004) e Bonini (2006) i livelli caotici sono bene rappresentati nel *footwall* del thrust di Monte Nero. Gli autori distinguono due

principali livelli caotici associati a questa zona di faglia, che sono il Caotico di Nasseto nella Valle del Savio e il caotico di Casaglia nelle valli del Santerno, Senio e Lamone. Gli stessi autori distinguono anche altre due unità caotiche denominate Santa Sofia nella Valle del Bidente e Visignano nella Valle del Santerno, associati al *thrust* di Monte Castellaccio (Fig. 11).

Ricci Lucchi & Valmori (1980) e più recentemente Amy & Talling (2006), inoltre, hanno mostrato che gli strati attorno al Contessa sono relativamente più sottili nella regione fra la Val Savio e la Val Marecchia mettendo in evidenza come in questa zona ci sarebbe dovuto essere, già a questo tempo, una restrizione locale della sedimentazione legata all'alto di Verghereto il cui vero sollevamento, comunque, è interpretato iniziare per lo meno dal Serravalliano superiore (Amorosi, 1987). Secondo gli stessi autori, però, in questa regione i dati delle paleocorrenti indicano sempre e costantemente una direzione verso SE non mostrando alcuna influenza di un alto strutturale sindeposizionale. Gli autori, quindi, ipotizzano soltanto la presenza di questo alto strutturale, (vedasi anche figura 18 da Lucente, 2004), e giustificherebbero il limitato influsso tettonico attraverso l'ipotesi di un tasso di sedimentazione dell'ordine di grandezza della subsidenza, tale da consentire alla topografia del bacino di rimanere più o meno piana.

Molti altri autori, invece, considerano che l'intervallo a cavallo del Langhiano e Serravalliano non abbia sofferto una forte influenza tettonica permettendo la formazione di un bacino relativamente piatto. Tale configurazione bacinale avrebbe consentito la formazione di strati caratterizzati da una grande tabularità ed estensione laterale, come lo strato Contessa (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; De Donatis & Mazzoli, 1994 e Martelli *et al.*, 1994). In particolare Ricci Lucchi & Pignone (1978), Ricci Lucchi & Valmori (1980) e Cattaneo & Ricci Lucchi (1995) hanno dimostrato la grande tabularità di questi strati e pacchi di strati attraverso correlazioni su distanze considerevoli interpretando tale caratteristica geometrica come una tipica di facies di conoide esterna (*outer-fan sandstone lobes* e *fan fringe*) e di piana sottomarina (*basin plain*). Pickering *et al.* (1989, 1995), in seguito, hanno utilizzato le conclusioni derivate da questi studi sulla Marnoso-arenacea come un *case history* degli *sheet systems*, ossia, sistemi torbidity dove la gran parte degli strati spessi (>40 cm) ha una continuità laterale da decine a centinaia di chilometri.

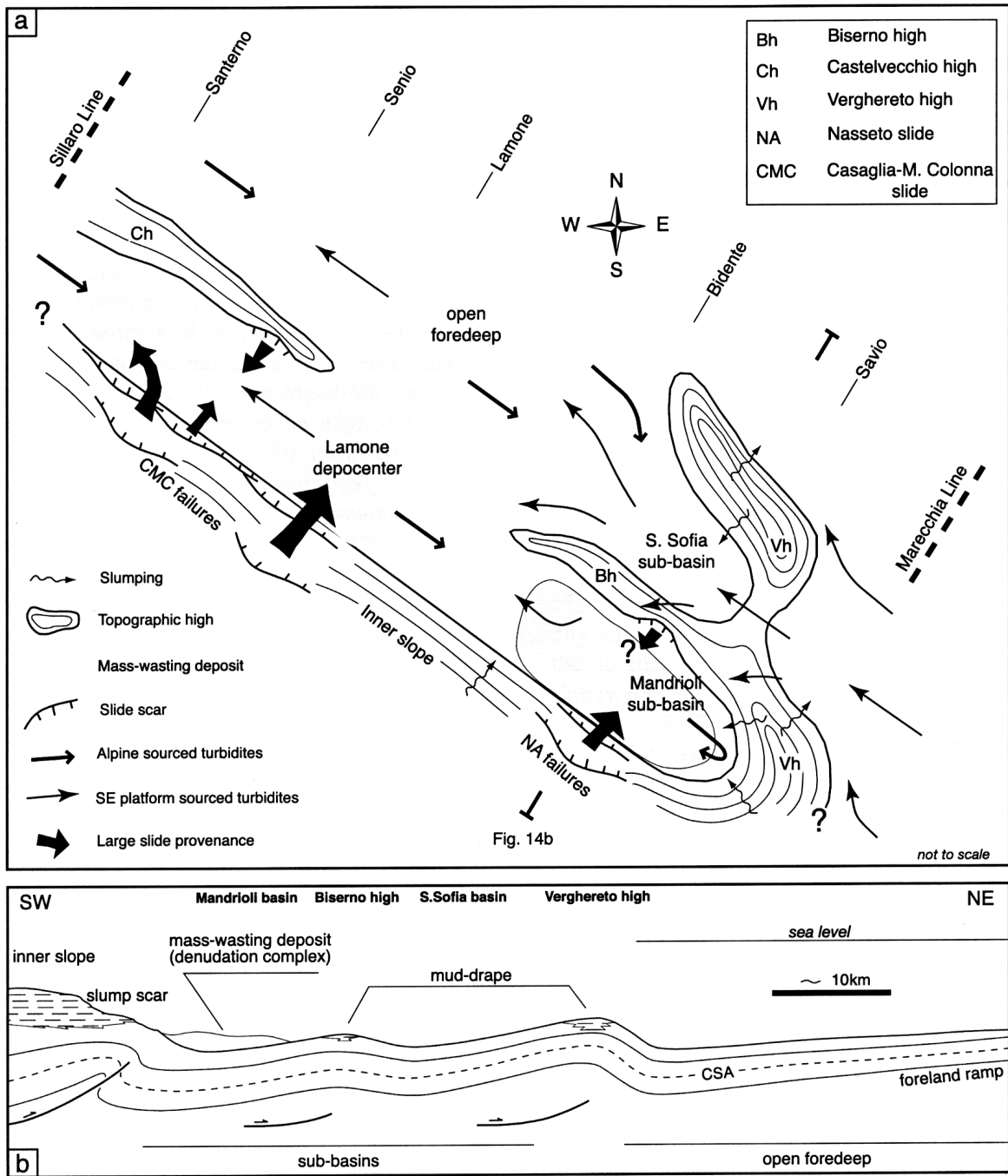


Figura 18 - Schema mostrante la formazione di alti strutturali all'interno dell'avanfossa complessa della Formazione Marnoso-arenacea in cui sono mostrati anche i principali apporti (da Lucente, 2004).

4 – LE TORBIDITI

Il concetto di torbidite nasce dai lavori di Migliorini (1943) e Kuenen & Migliorini (1950) sulla base del confronto tra studi di terreno provenienti dai depositi del Macigno dell'Appennino settentrionale e dati di laboratorio. Questi autori interpretavano gli strati gradati a base netta come il prodotto di fenomeni di risedimentazione legati a correnti di torbida. Il termine di torbidite vero e proprio viene introdotto successivamente da Kuenen (1957) come sinonimo di strati gradati. Attualmente, dopo circa mezzo secolo, la maggioranza dei geologi considera come torbidite un deposito di mare profondo esemplificato dalla sequenza di Bouma (1962) cioè uno strato gradato a base netta deposto da una corrente di torbida caratterizzato da una coppia di arenaria e pelite comunemente associata a depositi emipelagici caratterizzati da fossili di mare profondo (Mutti *et al.*, 1999).

Il concetto di torbidite, perciò, nasce in un contesto collisionale di tipo alpino e a partire dagli anni 50 incominciano a proliferare un gran numero di lavori riguardanti le facies, i processi e gli ambiente deposizionali relativi a questi importantissimi tipi di depositi. Il primo modello di deposizione di questi sedimenti fu proposto da Bouma (1962). Questo modello, nato dagli studi effettuati su strati torbiditici degli Alpi occidentali (Arenarie di Annot) e dell'Appennino settentrionale (Macigno e Marnoso-arenacea), diventerà uno dei più famosi ed utilizzati al mondo. La sequenza di Bouma (Fig. 19) è definita idealmente come composta da cinque divisioni stratali che registrano la decelerazione di una corrente di torbida turbolenta. Nonostante, infatti, questa suddivisione si riferisca ad uno strato turbiditico individuale, il modello di Bouma include il fondamentale modello di *depositional cone*, che mette in evidenza il carattere depletivo della corrente di torbida. In questo modello, perciò, era già presente il concetto di decelerazione nel tempo e nello spazio di una corrente di torbida che ha portato poi Parea (1965) e Walker (1967) a sviluppare i concetti di prossimalità e distalità relativi alla deposizione torbiditica. Nel suo lavoro Bouma (1962) interpreta la sequenza come un deposito tipico di corrente di torbida, cioè una corrente turbolenta carica di sedimento, senza discutere i processi idrodinamici in dettaglio. Questi processi furono discussi successivamente da Harms & Fahnestock (1965) e Walker (1967) che re-interpretarono la sequenza attraverso un confronto con i dati di laboratorio suggerendo un regime flusso superiore per la divisione basale "a" e "b" e un regime inferiore per le divisioni da "c", "d" ed "e".

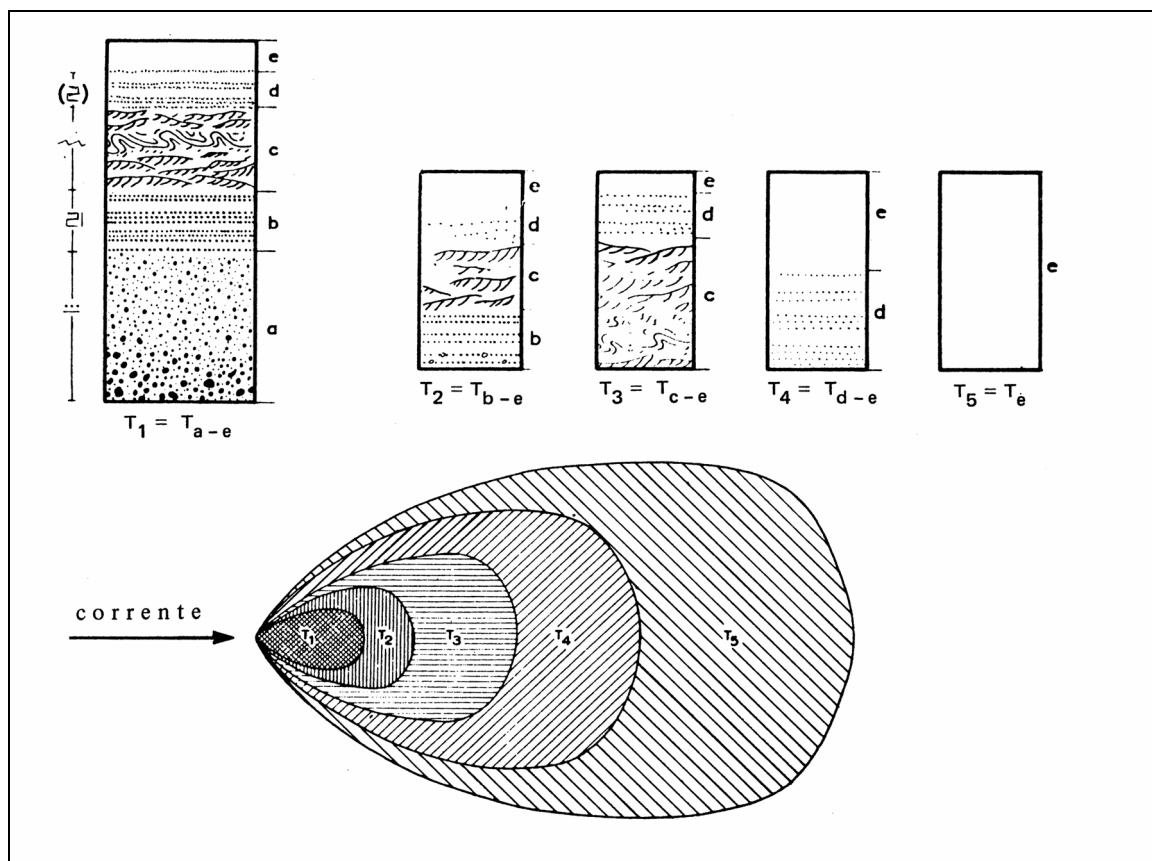


Figura 19 - La sequenza di Bouma e il suo sviluppo sottocorrente (da Bouma, 1962).

Negli anni 60, comunque, diversi lavori incominciavano a mettere in dubbio il fatto che questi strati gradati venissero depositi esclusivamente da flussi turbolenti; vedasi ad esempio il concetto di *fluxoturbidite* di Dzulynski *et al.* (1959). In questo senso il pionieristico lavoro di Sanders (1965), proponeva, per spiegare la formazione delle torbiditi, un modello di un flusso bipartito in cui la porzione massiva veniva formata da una sedimentazione in massa legata ad un flusso inerziale basale mentre la parte al tetto laminata, da processi di decantazione più trazione relativi al flusso turbolento sommitale (Fig. 20). In questo modello, quindi, soltanto la porzione laminata della sequenza di Bouma sarebbe depositata da una corrente di torbida in senso stretto. Questi stessi concetti sono stati ripresi recentemente da Shanmugam *et al.* (1994) e Shanmugam (2000) che interpretano la parte basale massiva degli strati torbiditici come deposta da *sandy debris flows* che può essere o meno associato ad una corrente di torbida. A cavallo degli anni 60 e 70, in ogni caso, anche i dati sperimentali di Hampton (1972) dimostravano come un *debris flow* potesse, attraverso la trasformazione della testa, dare vita a correnti accessorie turbolente. Lavori questi che verranno ripresi ed approfonditi più recentemente dai lavori di Mohrig *et al.* (1998) e Marr *et al.* (2001).

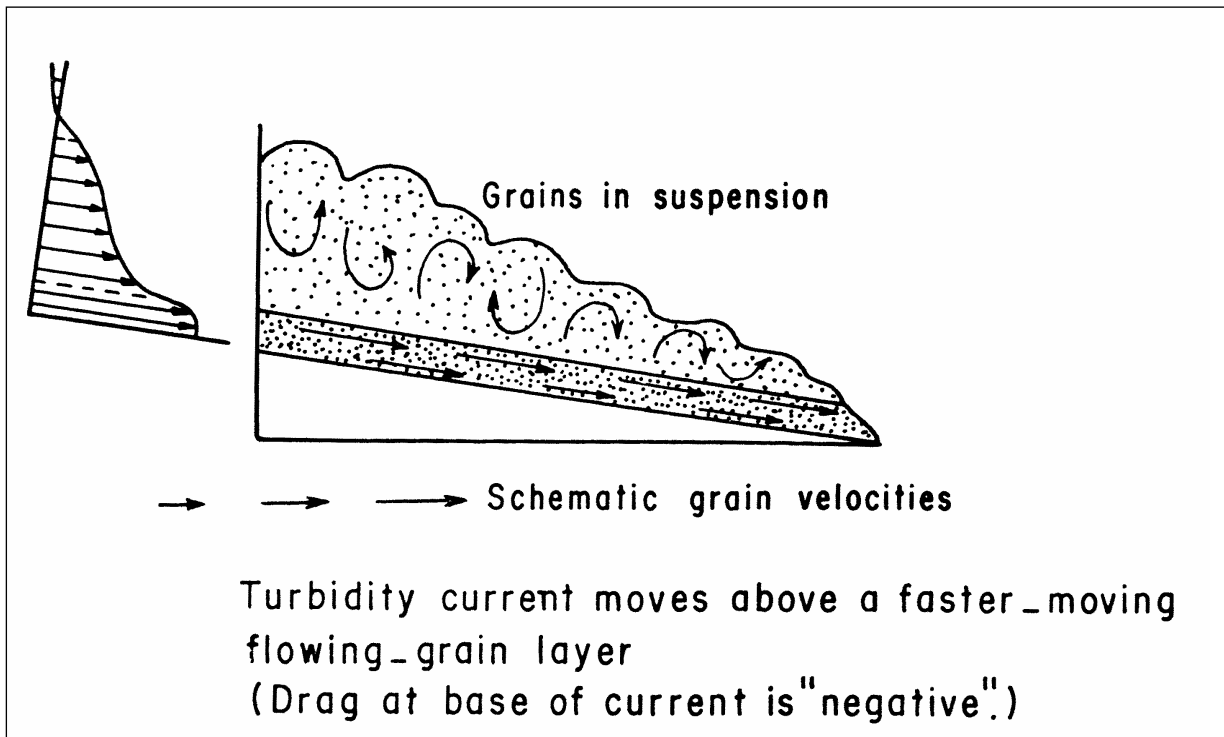


Figura 20 - Profilo di velocità di una corrente di torbida bipartita caratterizzata da un livello basale granulare ad alta densità e una parte sommitale turbolenta (da Sanders, 1965).

Il concetto, infine, che gli strati gradati potessero venire depositi anche da altri tipi di flusso oltre che da correnti turbolente veniva definitivamente consacrato dal lavoro di Middleton & Hampton (1973) il quale rappresentava per l'epoca un lavoro rivoluzionario e riassumeva in un qualche modo i lavori degli anni 60. In questo lavoro gli autori sostenevano che i quattro principali meccanismi di sostentamento delle particelle all'interno di un flusso potevano essere: 1) la turbolenza, 2) la pressione dispersiva intergranulare, 3) la sovra-pressione e 4) la coesione della matrice. Ad ognuno di queste categorie, poi, veniva abbinato anche un tipo di flusso che erano rispettivamente: 1) le correnti di torbida, 2) i flussi granulari, 3) i flussi fluidificati, e 4) le colate di detrito (*debris flow*) (Fig. 21).

Sulle orme di questo lavoro anche Lowe (1979) propone una classificazione dei tipi di flussi in base al loro comportamento reologico e al meccanismo di sostentamento delle particelle. Lowe (1979), in particolare, distingue flussi a comportamento fluido (*fluidal flow*) e plastico (*debris flow*), introducendo cinque tipi di flusso con l'aggiunta, rispetto alle quattro categorie di Middleton & Hampton (1973), dei flussi liquefatti (Fig. 22).

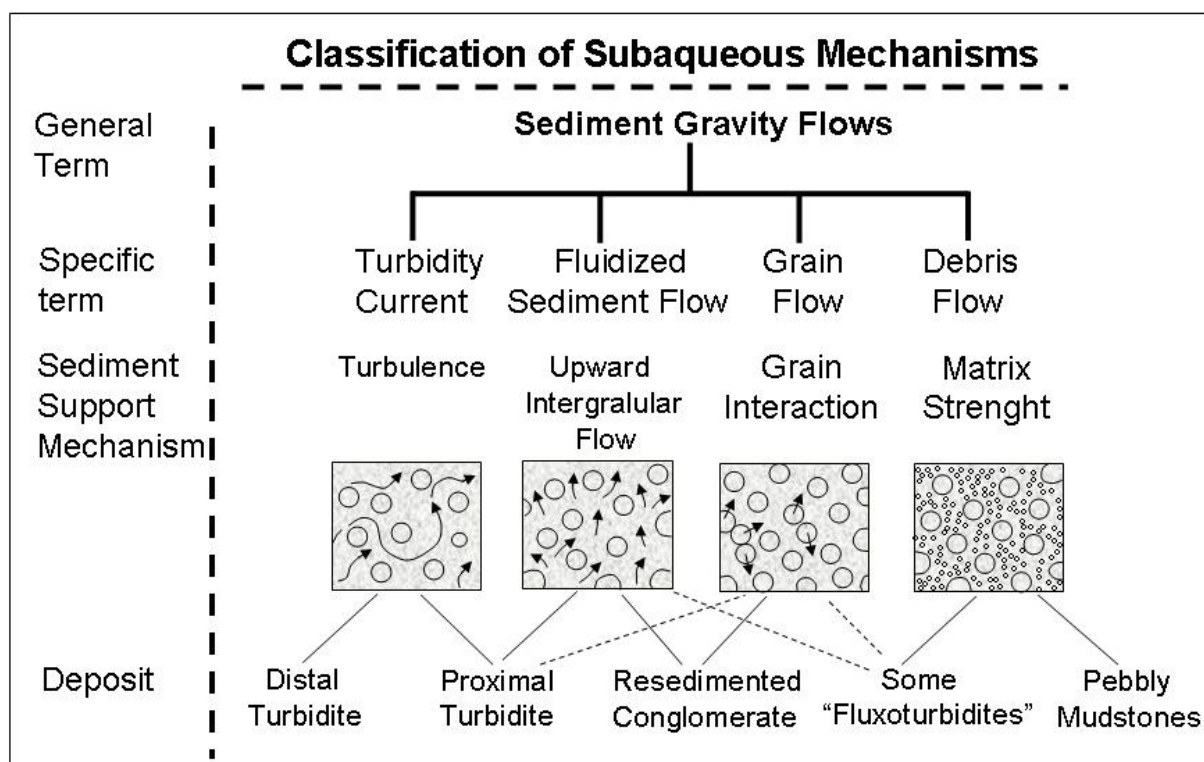


Figura 21 - Classificazione dei flussi gravitativi di sedimento subacquei (da Middleton & Hampton, 1973).

| Flow Behavior | Flow Type | | Sediment Support Mechanism |
|----------------------|---------------------|--|--|
| <i>Fluid</i> | <i>Fluidal Flow</i> | <i>Turbidity current</i> | <i>Fluid turbulence</i> |
| | | <i>Fluidized flow</i> | <i>Escaping pore fluid (full support)</i> |
| | | <i>Liquefied flow</i> | <i>Escaping pore fluid (partial support)</i> |
| <i>Plastic</i> | <i>Debris Flow</i> | <i>Grain flow</i> | <i>Dispersive pressure</i> |
| | | <i>Mudflow or cohesive debris flow</i> | <i>Matrix strength/Matrix density</i> |

Figura 22 - Classificazione dei flussi gravitativi di sedimento sulla base della reologica e dei meccanismi di supporto delle particelle (da Lowe, 1979 e 1982).

Nello stesso tempo, a cavallo degli anni 60 e 70, di pari passo con gli studi su facies e processi si sviluppano i primi modelli di conoide sottomarina di Mutti & Ricci Lucchi (1972 e 1975). Su questi lavori si basano anche gli schemi di Walker & Mutti (1973) e Walker (1978).

In ogni caso, dagli anni 70 in avanti gli schemi di facies riguardanti le torbiditi si sviluppano attraverso due vie parallele, uno più descrittivo ed uno più genetico basato sui processi. Il primo porta allo sviluppo di schemi caratterizzati da una grande proliferazione di tipi di facies, vedasi a tal proposito gli schemi di Pickering *et al.* (1986) e Ghibaudo (1992). Il

secondo, invece, puntando più sui processi che legano una facies e l'altra porta allo sviluppo di schemi basati sul concetto di facies *tract*, cioè dell'insieme delle facies geneticamente legate tra loro che all'interno di ogni sistema considerato registrano l'evoluzione sottocorrente di un flusso gravitativo. Da un punto di vista ideale, quindi, un facies *tract* rappresenta l'insieme delle facies depositate da un singolo flusso gravitativo. Sebbene il primo ad applicare questo concetto fosse stato Aalto (1976), è, comunque, Lowe (1982) che propone uno schema in un certo qual modo rivoluzionario in quanto basato per la prima volta sul concetto di popolazione granulometrica dinamica legata alle facies e al tipo di flusso. In questo lavoro, infatti, Lowe individua tre popolazioni granulometriche: 1) da ciottoli ad arenaria grossolana, 2) da arenaria grossolana a sabbia media e 3) da sabbia fine a fango. Ognuna di queste popolazioni granulometriche andrebbe a caratterizzare un ben determinato tipo di flusso gravitativo e più precisamente la popolazione 1 caratterizzerebbe soprattutto le colate di detrito coesive (*cohesive debris flows*) e le correnti ghiaiose ad alta densità (*gravelly-high density turbidity currents*) la popolazione 2 le correnti sabbiose ad alta densità (*sandy high density turbidity currents*) ed infine la popolazione 3 caratterizzerebbe soprattutto le correnti di torbida a bassa densità (*low density turbidity currents*). Lowe (1982) inoltre individua tre fasi di sedimentazione legate alla progressiva decelerazione di un flusso e quindi al progressivo aumento dei tassi di sedimentazione che sono: 1) la fase di trazione (S1), 2) la fase a tappeti di trazione (S2) e 3) la fase di sedimentazione da sospensione (sedimentazione in massa) (S3). Tutti questi concetti vengono poi espressi in un facies *tract* che viene legato all'evoluzione sottocorrente di un flusso che parte come coesivo per passare a correnti di torbida ad alta densità e infine a corrente di torbida di bassa densità (Fig. 23).

Sulle orme di questo lavoro Mutti (1992) introduce uno schema di facies più completo di quello di Lowe (1982) essendo basato su quattro popolazioni granulometriche. L'autore, inoltre, in questo schema introduce il concetto di flusso iperconcentrato (facies F2) cioè un flusso transizionale tra il *cohesive debris flow* (facies relativa F1) e le correnti di torbida più diluite. Queste ultime, riprendendo i concetti di Lowe (1982) possono essere divise in correnti ad alta densità ghiaiose (facies relative F4 e F5), sabbiose (facies relative F6, F7 e F8) e quelle a bassa densità (facies relative F9a, b). Lo schema di Mutti (1992) inoltre dà una forte enfasi alle facies indicanti *bypass* che sono materializzate dagli ortoconglomerati F3 e dalle facies a megaripple F6. Gli schemi di facies successivi di Mutti *et al.* (1999 e 2003) sono essenzialmente una revisione più che altro in termini di processi di questo schema del 1992 (Fig. 24).

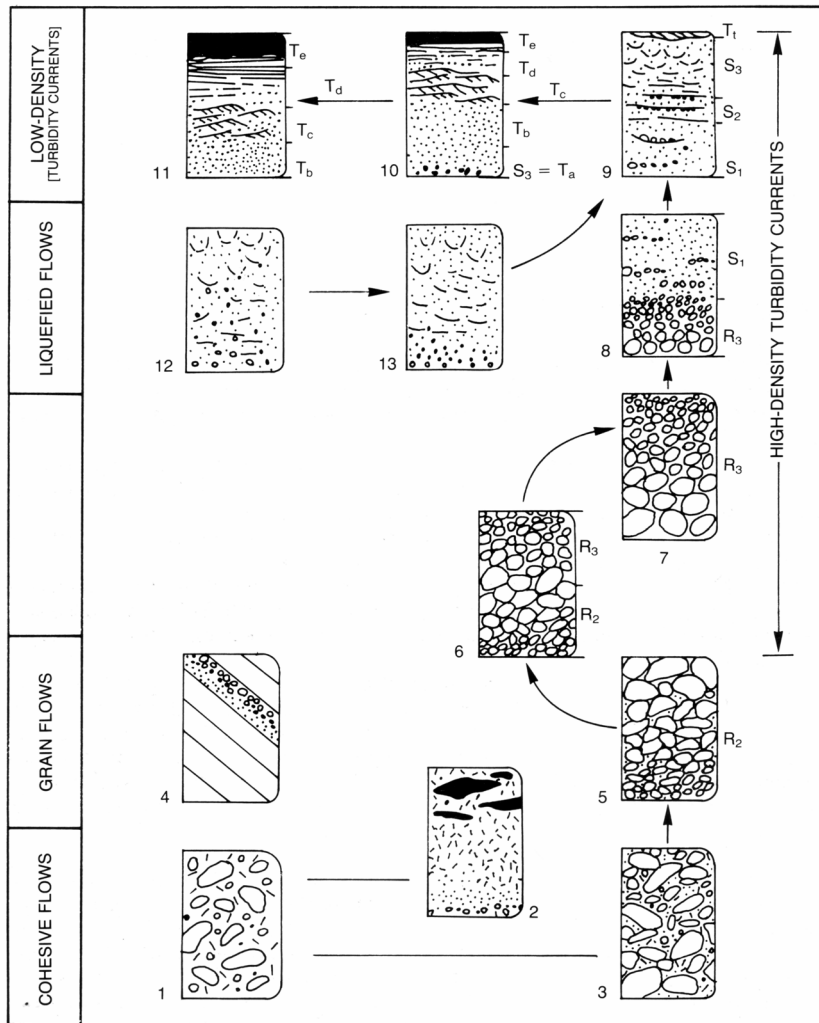


Figura 23 – Facies tract in funzione delle tre classi granulometriche dinamiche e tipi di flussi gravitativi (da Lowe, 1982).

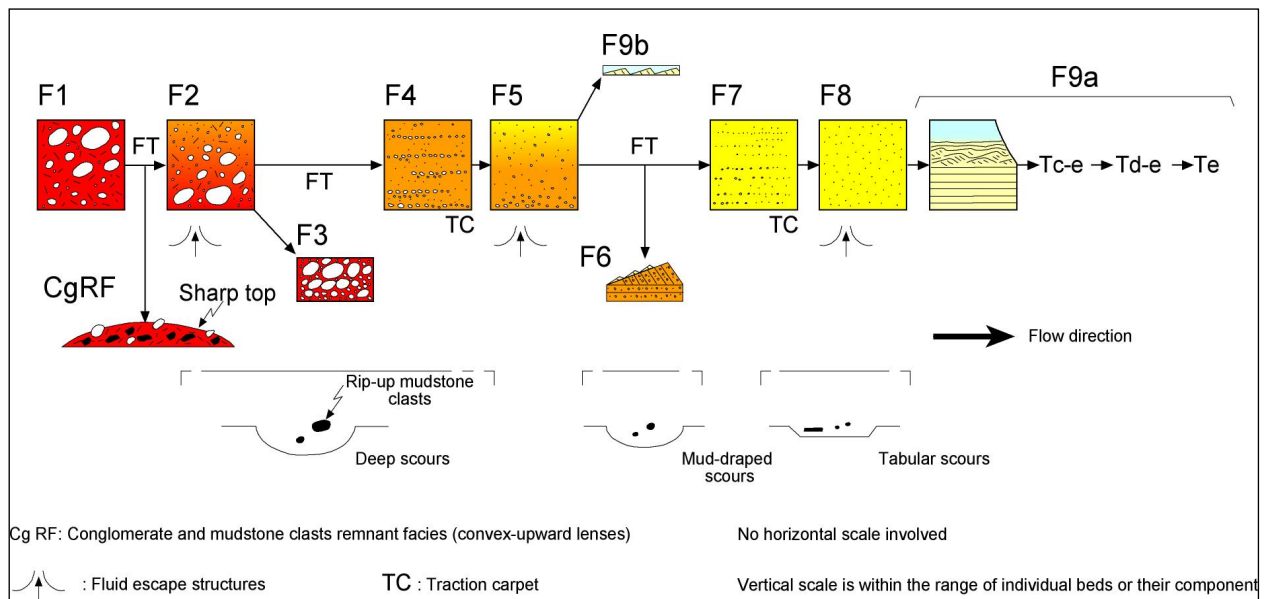


Figura 24 - Schema di facies di Mutti (1992).

4.1 - Facies e processi relativi ai depositi torbiditici

Di seguito, prima di discutere le caratteristiche degli elementi deposizionali che caratterizzano un sistema torbiditico, verrà presentato e discusso in dettaglio, il facies *tract* di Mutti *et al.* (1999 e 2003) che è stato preso come riferimento per il lavoro di terreno di questa tesi.

Diversi lavori hanno studiato le facies e processi dei depositi torbiditici, fra questi i più diffusi in letteratura sono: Mutti & Ricci Lucchi (1972 e 1975), Walker & Mutti (1973), Mutti (1979 e 1992), Nardin *et al.* (1979), Lowe (1979 e 1982), Ghibaudo (1992), Pickering *et al.* (1986 e 1989) e Mutti *et al.* (1999 e 2003). In questa tesi, comunque, è stato utilizzato, il facies *tract* proposto da Mutti (1992) successivamente modificato da Mutti *et al.* (1999 e 2003). Questi autori hanno ripreso il concetto di corrente bipartita di Sanders (1965) in cui il carico sedimentario viene diviso in varie classi granulometriche come aveva fatto anche Lowe (1982). Il modello mostra le variazioni di facies che si possono osservare all'interno di uno stesso strato (o all'interno di uno *bedset* nel senso di Campbell, 1967) che registrano l'evoluzione di un flusso gravitativo sottocorrente (Figg. 25 e 26). Per questo schema gli autori hanno considerato le seguenti popolazioni granulometriche:

- A – da blocchi (*boulder*) a piccoli ciottoli (*small pabbles*);
- B – da piccoli ciottoli a sabbia grossolana,
- C – da sabbia media a sabbia fine,
- D- da sabbia fine a fango.

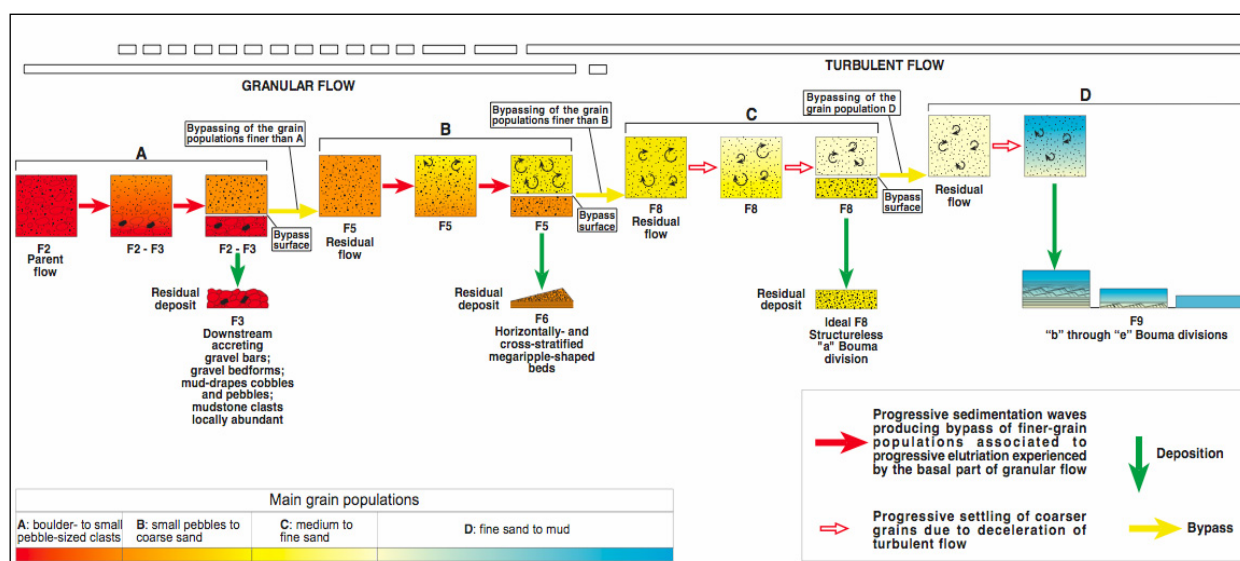


Figura 25 - Facies e processi relativi a correnti di torbida ad alta efficienza (da Mutti *et al.*, 1999).

Secondo questi autori i sedimenti sono trasportati all'interno di un flusso bipartito caratterizzato da due porzioni distinte che consistono in: 1) una parte basale densa non turbolenta, caratterizzata dalle popolazioni granulometriche più grossolane che viaggiano in sovrappressione soprattutto al fronte del flusso e 2) un flusso turbolento sommitale in grado di trasportare in modo efficiente soprattutto le popolazioni granulometriche più fini. Ognuna di queste parti, perciò, è caratterizzata da una ben precisa distribuzione granulometrica. Più precisamente le due popolazioni più grossolane A e B vengono trasportate soprattutto nel flusso basale denso in sovrappressione; la popolazione C può essere trasportata inizialmente nel flusso denso basale, ma può essere progressivamente incorporata nel flusso turbolento; la popolazione D, invece, è sempre trasportata come carico sospeso nel flusso turbolento. Queste quattro popolazioni granulometriche vengono deposte dal flusso che decelera in vari tipi di facies ben distinte. In generale, perciò, si può affermare che ogni facies è deposta da una parte ben precisa del flusso in grado di trasportare una ben precisa classe granulometrica. Questo modello, in particolare, rappresenta il facies *tract* di una corrente di torbida unidirezionale ideale e cioè che non ha subito fenomeni di *rebound* o *ponding*. Il prodotto finale perciò è costituito da un facies *tract* caratterizzato dalla progressiva diminuzione di granulometria sottocorrente.

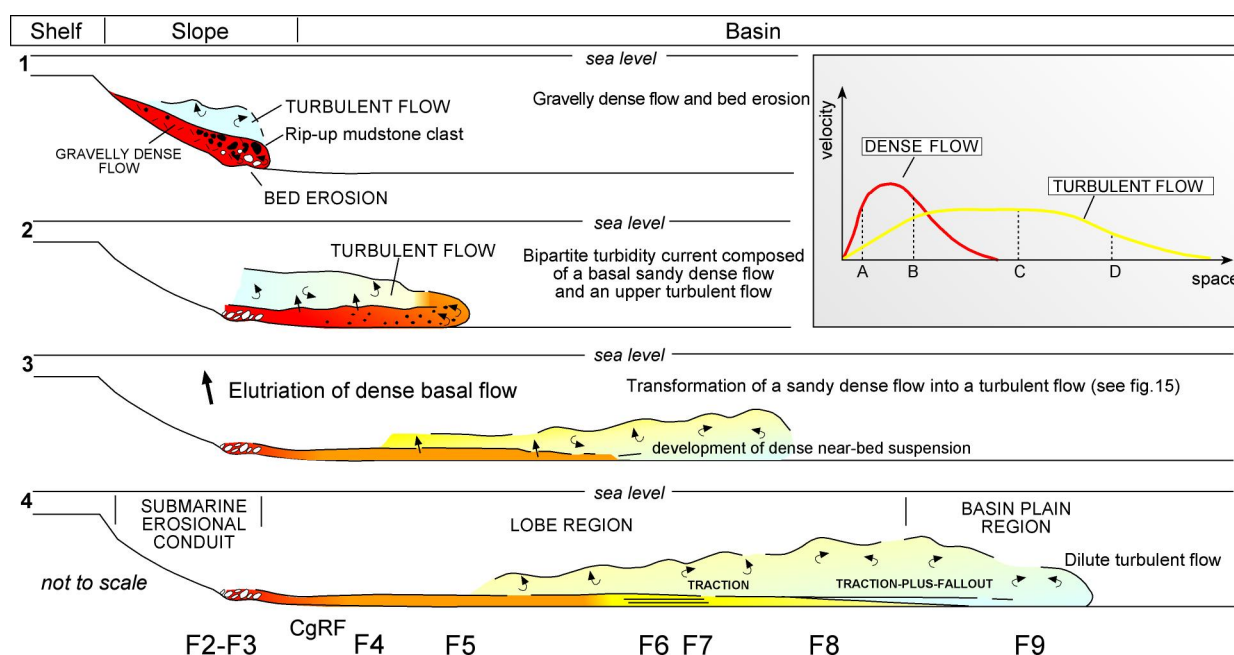


Figura 26 - Schema evolutivo di una corrente di torbida ad alta efficienza (da Mutti *et al.*, 1999)

A seguire saranno descritte brevemente le principali facies dello schema di Mutti *et al.* (1999):

La facies F2 è costituita da un paraconglomerato. Essa, quindi, è rappresentata da sedimenti immaturi e molto mal classati, dove la classe granulometrica più grossolana A è immersa in una matrice relativamente più fine. Esso rappresenta il deposito di un flusso iperconcentrato (nel senso di Mutti, 1992) o di un flusso denso in sovrappressione. Idealmente esso può essere considerato un flusso madre da cui derivano tutte le granulometrie delle altre facies, ed è presumibile pensare che se questo flusso si blocca, le facies sottocorrente sono scarsamente sviluppate o addirittura assenti.

La facies F3 è composta da un ortoconglomerato. Questo deposito è generalmente ben selezionato ed è formato dalla classe granulometrica più grossolana (A). Normalmente questi ortoconglomerati passano verso l'alto in modo brusco a sedimenti fini (classe D), il che indica un processo di bypass delle altre classi granulometriche (B, C e D).

Le facies F2 e F3 sono interpretate come depositi relativi al corpo e alla testa del flusso denso conglomeratico. I flussi densi conglomeratici hanno un alto potere di erosione, come testimoniato dall'abbondanza di clastici pelitici presenti generalmente in questo tipo di facies. Questi clastici pelitici possono essere progressivamente disgregati all'interno del flusso basale e incorporati nel flusso turbolento superiore.

La facies F5, invece, è rappresentata da arenarie grossolane e molto grossolane scarsamente classate che possono essere massive o leggermente gradate. Essa rappresenta i depositi legati a flussi densi arenacei che riescono a bypassare i depositi conglomeratici prossimali. Questa facies può formare strati spessi e caratterizzati da una elevata estensione laterale, tanto che possono essere tracciati per molte chilometri nella direzione di evoluzione del flusso. Come nei flussi relativi alle facies precedenti, il potere di erosione è concentrato alla testa ed è testimoniato dalla presenza di clastici pelitici. Inoltre la costante presenza di sfuggita d'acqua tenderebbe a suggerire un trasporto e deposizione in condizione di sovrappressione.

Le facies che segnano la transizione dal un flusso denso a quello dominato dalla turbolenza sono le facies F6 ed F7.

La Facies F6 è composta da un'arenaria grossolana e molto grossolana e deriva essenzialmente dalla rielaborazione delle parti più distali delle facies F5 da parte del flusso turbolento che bypassa (vedasi Fig. 25). Essa si presenta generalmente come una facies ben classata con laminazioni oblique e geometria a *megaripples*. Essa è la facies da bypass per eccellenza e spesso risulta caratterizzata da un brusco passaggio verso l'alto a facies fini tipo F9 depositate dalla coda diluita della corrente di torbida che bypassa. Questa superficie, come nel caso della facies F3, rappresenta una superficie di bypass in senso stretto.

La facies F7 è costituita da arenarie medio-grossolane caratterizzate da sottili tappeti di trazione. Questa facies registra la deposizione di quella parte di flusso che Mutti *et al.* (2003) hanno chiamato *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. E' da ricordare, infatti, che il flusso turbolento che bypassa la zona di deposizione degli F5 è molto efficiente a trasportare soprattutto la classe granulometrica D (da sabbia fine a fango). La facies F7 passa, attraverso un progressivo aumento dei tassi di sedimentazione, alla facies F8 che è costituita principalmente da una arenaria media massiva. Quest'ultima corrisponde alla facies basale (a) di Bouma in senso stretto ed è depositata da un flusso turbolento in cui gli alti tassi di sedimentazione sopprimono qualsiasi forma di trazione e quindi di sviluppo di lamine.

La facies F9, infine, è formata dai sedimenti più fini rappresentati dalla classe granulometrica D (sabbia fine a fango) e vengono depositati nella porzione più distale del sistema torbido. Questa facies materializza praticamente la sequenza incompleta di Bouma (Tb-e). La parte laminata di arenarie fine è deposta attraverso processi di decantazione più trazione, mentre la divisione pelitica Te di Bouma si deposita essenzialmente per decantazione.

In un discorso generale riguardante la formazione dei depositi torbido è necessario discutere due concetti molto importanti: il meccanismo di innesco della corrente di torbida e il grado di efficienza del flusso da cui dipende il tipo di facies *tract*.

I meccanismi di innesco delle correnti di torbida

Questo tema è stato discusso in diversi lavori come ad esempio quelli di Dott (1963), Pickering *et al.* (1989), Normak & Piper (1991), Kneller (1995), Piper & Normak (2001) e Mutti *et al.* (1999 e 2009 in stampa). In generale, comunque, i principali meccanismi di innesco delle correnti torbida sono: 1) le tempeste, 2) gli sftamenti e gli slump legati a terremoti o agli alti tassi di sedimentazione che si possono avere lungo i fronti deltizi e 3) i flussi iperpicnali legati a sistemi fluvio deltizi dominati da piene fluviali. In quest'ultimi tipi di ambienti, Mutti *et al.* (1999), sostengono le correnti di torbida possono derivare direttamente dall'evoluzione sottocorrente dei flussi iperpicnali oppure attraverso gli sftamenti che possono interessare i depositi di barra di foce al momento dell'entrata in mare di piene fluviali e relativi flussi iperpicnali. Queste conclusioni vengono confermate anche dagli studi di Milliman & Syvitski (1992) e Mulder & Syvitski (1995) sui sistemi fluviali attuali dimostrando come i sistemi fluviali, ubicati in zone montagnose collisionali, e caratterizzati da piccole dimensioni areali possiedono una grande capacità di produzione di sedimento e di conseguenza di formare flussi iperpicnali alla foce.

Recentemente Mutti *et al.* (2009 in stampa) ritengono che i due più importanti processi in grado di produrre una corrente di torbida sono rappresentati dai fenomeni di franamento o sfttamento sottomarino e dai flussi iperpicnali innescati da piene fluviali che entrano in mare.

I sistemi torbiditici, comunque, si trovano alla base delle sequenze deposizionali dei modelli della stratigrafia sequenziale avanzati da Van Wagoner *et al.* (1988) e Wilgus *et al.* (1988); essi costituirebbero il cosiddetto *basin floor fan* e sarebbero legati ad un brusco abbassamento relativo del livello del mare al di sotto del margine di piattaforma dominata dalle variazioni eustatiche. In realtà, in tutti gli studi recenti di terreno condotti in bacini collisionali, i sistemi torbiditici si ritrovano alla base degli allogruppi o unità a limiti inconformi (UBSU) o sintemi in cui queste inconformità sono riconducibili ad un controllo tettonico, come si può vedere nei sistemi torbiditici del Gruppo di Hecho dei Pirenei centro meridionali (Mutti *et al.*, 1988 e 1999). Questo fatto, conferma come le torbiditi, in bacini collisionali, sono relazionate ad abbassamenti relativi del mare dominati dalla tettonica. Questa tenderebbe a favorire non solo la creazione di pendio ma anche la produzione di sedimento che può venire rimosso, successivamente dagli eventi di piena a formare flussi gravitativi che possono evolvere in correnti di torbida.

Efficienza di trasporto del flusso

Un concetto fondamentale nello sviluppo dei sistemi torbiditici che controlla il tipo di facies *tract*, è l'efficienza del flusso intesa come la capacità di trasportare il più lontano possibile il proprio carico sedimentario e di rielaborarlo in facies ben distinte, ognuna caratterizzata da strutture sedimentarie ben precise e da classi granulometriche ben determinate. Questo tema è stato discusso in diverse pubblicazioni come Mutti & Johns (1978), Mutti (1979, 1985 e 1992) Pickering *et al.* (1989), Mutti *et al.* (1994b, 1999 e 2003) e Tinterri *et al.* (2003). Il grado di efficienza di un flusso può dipendere da vari fattori come il volume e la quantità di fini Mutti (1979 e 1992). A parità di condizioni, comunque, l'efficienza di un flusso dipende dalla capacità del flusso denso basale di trasformarsi e quindi di trasferire le varie classi granulometriche nel flusso turbolento. Questo processo avviene soprattutto attraverso la trasformazione della testa (Mutti *et al.*, 1999 e 2003; Tinterri *et al.*, 2003 e Mohrig & Marr, 2003). A tal proposito Mutti *et al.* (1999) suggeriscono 3 tipi di flussi e relativi facies *tract* in funzione del grado di efficienza che sono: 1) flussi molto efficienti, 2) flussi efficienti e 3) flussi poco efficienti (Fig. 27).

I depositi relativi ai flussi molto efficienti sono caratterizzati dallo sviluppo soprattutto delle facies più distali (F7, F8 ed F9) a testimonianza di come il flusso fosse in grado di trasformarsi e di creare flussi turbolenti di grande volume, ricchi in fini (in grado di aumentare la *buoyancy*) e di durata relativamente lunga. Flussi di questo tipo è molto probabile che possano

derivare dall'evoluzione di flussi iperpicnali di lunga durata. Questi tipi di facies *tract* (Fig. 27c) coincidono con i depositi che caratterizzano i sistemi ad alta efficienza di Mutti (1979) e i sistemi tipo I di Mutti (1985).

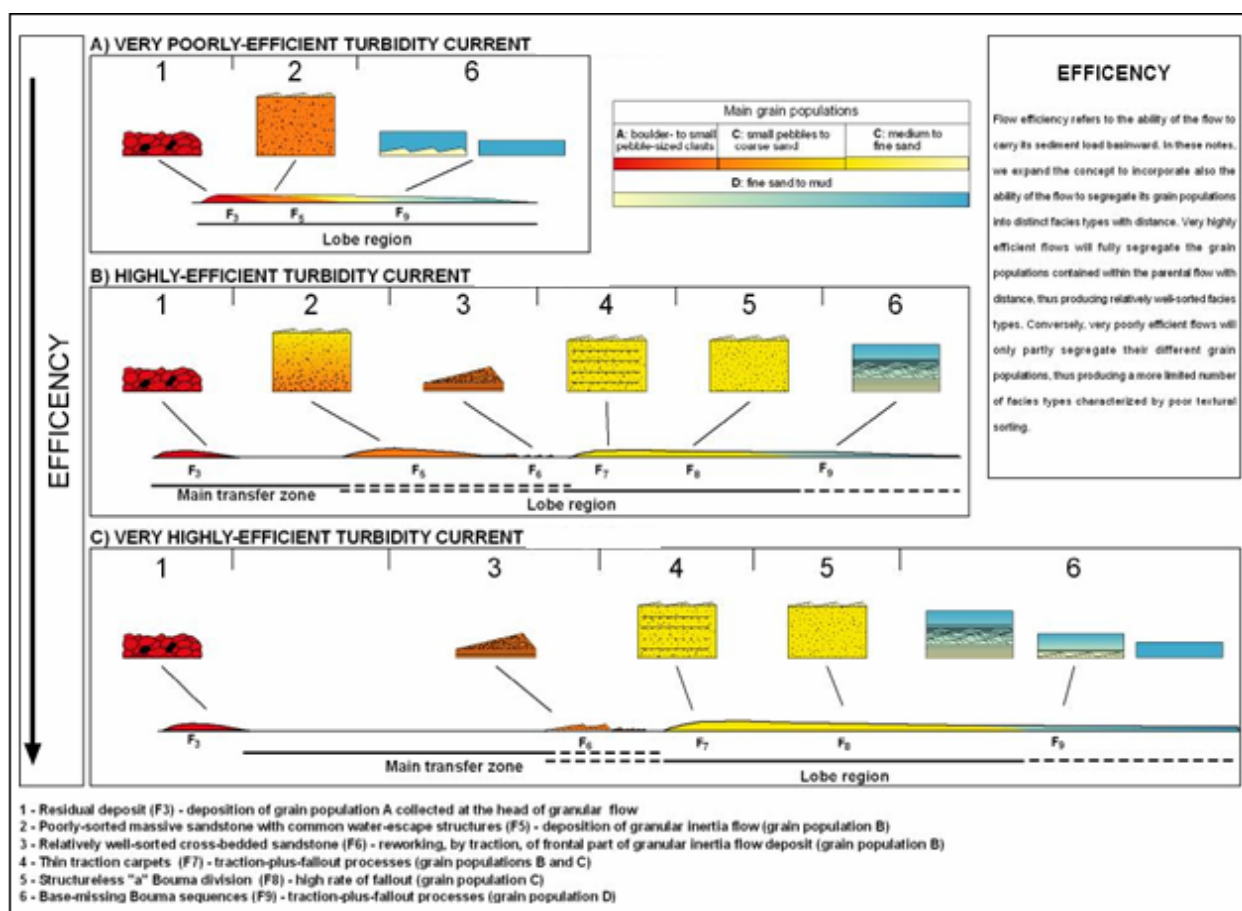


Figura 27 - Diagramma mostrante vari tipi di facies tract in relazione al grado di efficienza del flusso (Mutti *et al.*, 1999).

I flussi poco efficienti, al contrario, sono in grado di formare facies *tract* dominati soprattutto dalle facies più grossolane (F₂, F₃ ed F₅). Questo avviene a causa della scarsa efficienza del flusso denso a trasformarsi e a formare un flusso turbolento sommitale di grande volume. Per questo motivo si formano depositi mal classati ed arealmente limitati generati dalla deposizione del flusso denso. I sedimenti più distali, facies F₉, sono molto mal sviluppati. Questo fatto dimostra ulteriormente la scarsa capacità del flusso denso a trasformarsi e di segregare quindi le classi granulometriche più fini in quello turbolento e di come questo non abbia un'energia sufficiente per incorporare pelite attraverso l'erosione del fondo. Questo tipo di facies *tract* coincide con i depositi che caratterizzano i sistemi a bassa efficienza di Mutti (1979) e i sistemi tipo II di Mutti (1985).

4.2 - I sistemi torbiditici e gli elementi deposizionali

Di pari passo agli schemi sulle facies, a partire dalla fine degli anni 60 si sviluppano modelli sull'ambiente di deposizione delle torbiditi; incominciano cioè a svilupparsi i primi schemi di conoide sottomarina. Normark (1970) studiando i depositi attuali del *borderland* californiano e Mutti & Ricci Lucchi (1972) e Mutti & Ghibaudo (1972) studiando sedimenti fossili provenienti dalle catene collisionali appenniche e pirenaiche, hanno introdotto i primi modelli di conoide di mare profondo. L'obiettivo principale di questi autori era quello di creare un modello deposizionale applicabile ai diversi tipi di sedimenti torbiditici. Il modello di Mutti & Guibaldo (1972) propone per la prima volta il confronto fra i sistemi fluvio-deltizi e le conoidi di mare profondo, suggerendo un diretto paragone fra canali deltizi e barre di foce con canali torbiditici e lobi rispettivamente. Il modello di Mutti e Ghibaudo è essenzialmente basato sui concetti già introdotti da Mutti & Ricci Lucchi (1972) in cui vengono proposte delle associazioni di facies torbiditiche interpretabili in termini di scarpata, conoide e piana sottomarina. In particolare gli autori riconoscono, nella associazione di facies della conoide, i sottoambienti di *inner*, *middle* e *outer fan*. Questo modello comprende anche la relazione fra canale e lobo, dove il trend *thinning* e *finning-upward* del riempimento di canali (*channel fill sequence*) contrasta con il carattere di *thickening* e *coarsening-upward* di quello dei lobo (*turbidite sandstone lobes*). Seguendo le orme di questi lavori classici e pionieristici Walker (1978) presenta uno schema di conoide che cerca di integrare i vari modelli fino ad allora proposti. Nello stesso tempo si assiste ad una grande proliferazione di lavori su questo tema, sia in ambienti attuali che fossili. La difficoltà, però, di utilizzare questi numerosi modelli portò la comunità scientifica ad analizzare il problema nel primo COMFAN (*COMmittee on FANs*) nel 1982. In questo incontro la comunità scientifica cercò di mettere in ordine i vari modelli esistenti, introducendo il concetto di sistema torbiditico e cercando di conciliare le varie osservazioni riguardanti sia i sistemi fossili che moderni (Normark *et al.*, 1983 e 1984; Bouma *et al.*, 1985; Pickering *et al.*, 1989 e Weimer & Link, 1991).

Il confronto, perciò, fra le conoidi fossili e quelle attuali presenti sui fondali marini (CONFAN I e II del 1982 e del 1988) ha portato alla crisi di questi modelli classici e all'introduzione del concetto di sistema torbiditico, applicabile sia a sistema fossili che attuali, per facilitare il confronto dei due. 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 4) sistema deposizionali (Mutti & 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 & Normark (1987, 1991), vedasi anche Mutti *et al.* (1999; 2003; 2009 in stampa), Normark *et al.* (1993) e Piper & Normark (2001) i principali elementi deposizionali di un sistema torboidico sono: 1) le grandi erosioni sottomarine a grande scala 2) canali, 3) depositi di *overbank* 4) depositi di transizione canale-lobo, 5) lobi e 6) piana bacinale o *basin plain* (Fig. 28). Questi elementi deposizionali possono essere comuni sia ai sistemi attuali che a quelli fossili. Recentemente Mutti *et al.* (2009 in stampa) suggeriscono che anche i depositi caotici e le megatorboiditi possono essere incluse negli elementi deposizionali di un sistema torboidico dal momento che possono rappresentare porzioni volumetriche importanti di questi sistemi.

Un sistema torboidico, in ogni caso, può essere visto come un sistema fluviale nel senso di Schumm (1981), dal momento che è caratterizzato da una zona di alimentazione, una di trasferimento e una di deposizione (Figg. 28 e 29).

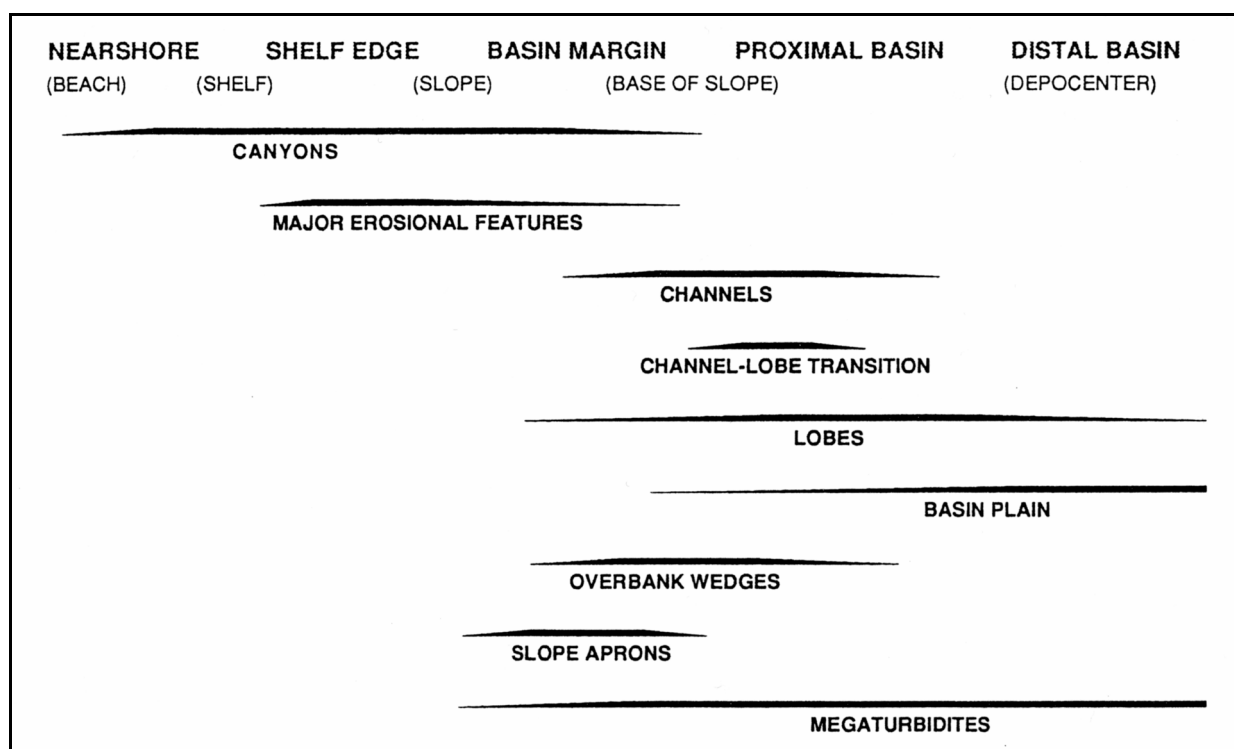


Figura 28 - Principali elementi deposizionali di un sistema torboidico (da Mutti & Normark, 1991 e Mutti *et al.*, 2009 in stampa).

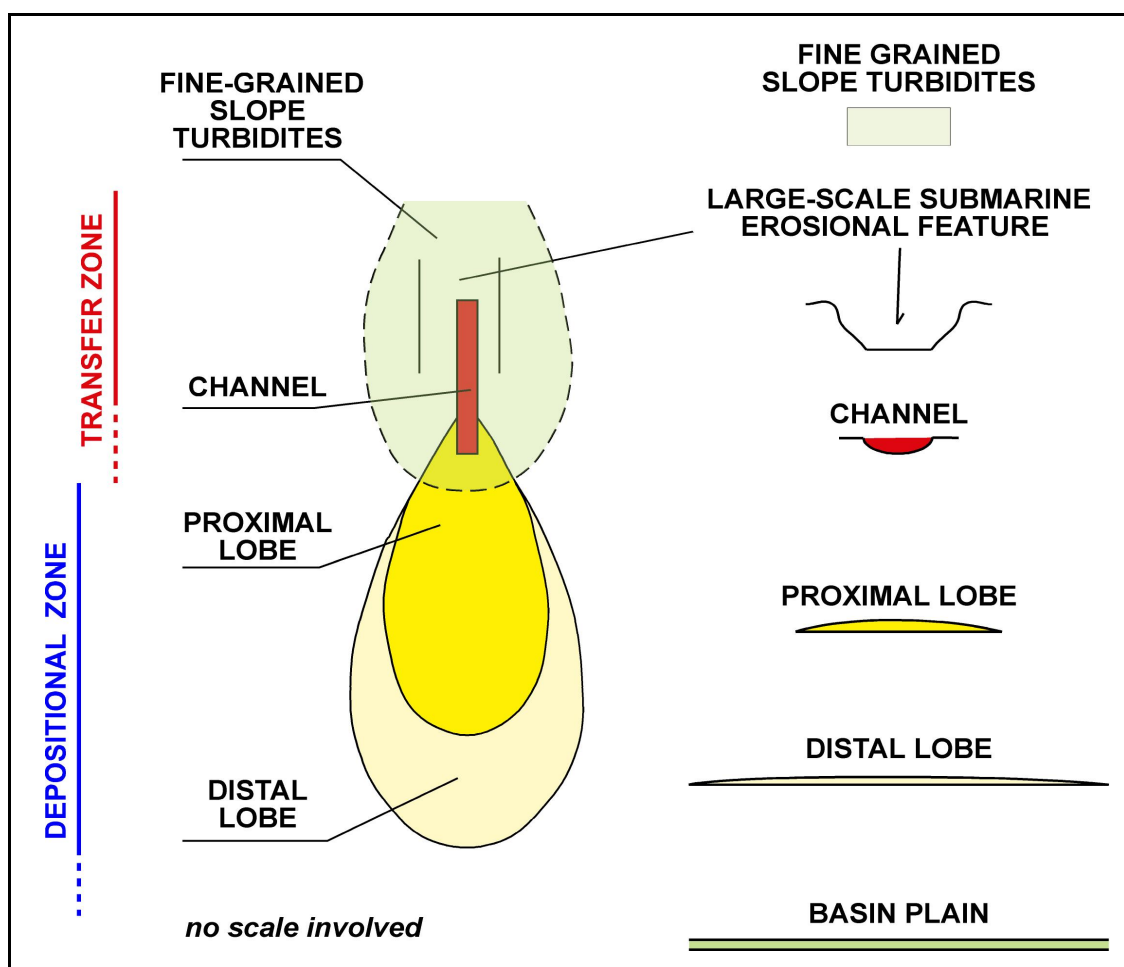


Figura 29 - Diagramma con i principali elementi di uno sistema deposizionale torbiditico (Mutti *et al.*, 1999).

In un sistema torbiditico le zone di trasferimento sono rappresentate essenzialmente dai canali. Questi possono essere caratterizzati da facies grossolane tipo F2 ed F3 (Mutti, 1992) se il canale ha funzionato da via di transito vero e propria (canali erosivi e transizionali di Mutti & Normark, 1987), o da facies relativamente più fini di lobo come F5, F8 ed F9 se registrano la disattivazione del sistema. In questo caso i flussi diventando progressivamente meno efficienti e tendono a depositare direttamente nelle zone di trasferimento a formare i canali deposizionali di Mutti & Normark (1987). A valle delle zone di trasferimento abbiamo la zona di transizione lobo canale che funge da raccordo con le zone deposizionali rappresentate dai lobi e dai depositi di *basin plain*. La zona di transizione canale-lobo è la zona in cui il flusso denso sabbioso (Fig. 29) passa da zone confinate a zone non confinate attraverso una rottura di pendio e per questo essa risulta caratterizzata soprattutto da facies tipo F5 ed F6 in cui spesso si può riscontrare la presenza di *mud-draped scour* dovuti fenomeni di salto idraulico. Le zone di deposizione, infine, sono rappresentate, come accennato sopra, dai lobi e dai depositi di piana bacinale (*basin plain*). I primi sono caratterizzati da pacchi di strati con elevati rapporti arenaria/pelite e da grandi estensioni laterali costituite soprattutto da facies tipo F7 e F8 mentre i secondi, pur essendo

caratterizzati da strati con grande estensione areale, i rapporti arenarie/pelite sono nettamente inferiori. La facies predominante è l'F9 e risultano comuni le strutture sedimentarie legate a fenomeni di *ponding* e *rebound* (nel senso di Pickering & Hiscott, 1985). Questi fenomeni, come sarà meglio spiegato più avanti, sono particolarmente diffusi nella porzione più distale dei bacini di avanfossa.

Il lavoro di terreno sui sistemi torbiditici, perciò, si basa sull'esatto riconoscimento di questi elementi deposizionali sulla base di modelli che si basano non su considerazioni fisiografiche e morfologiche (vedasi ad esempio Richards *et al.*, 1998 e Bouma, 2000) ma bensì sul corretto riconoscimento delle facies ed associazioni di facies che li caratterizzano.

Piper & Normark (2001), infatti, mettono in evidenza molto bene queste contraddizioni giungendo alla conclusione che attualmente non esiste un modello universale per i sistemi torbiditici. Questi autori, al contrario, propongono con forza l'utilizzo di una metodologia di lavoro del tipo proposta da Mutti & Normark (1987 e 1991) che si basa sul riconoscimento gerarchico delle varie unità stratigrafiche deposizionali sulla base di criteri il più possibile oggettivi come facies, associazioni di facies ed elementi deposizionali. Piper & Normark (2001) concludono che solo attraverso l'applicazione di questa metodologia, sia nell'attuale che nel fossile, si potrà, eventualmente nel futuro, arrivare alla realizzazione di un modello universale che per il momento rappresenta ancora una sfida soprattutto alla luce delle nuove scoperte che la sismica ad alta risoluzione ha permesso lungo i margini continentali (vedasi ad esempio Wynn *et al.*, 2000).

4.3 – Il controllo topografico nelle correnti di torbida (*contained-reflected e slurry beds*)

Il controllo topografico sulla sedimentazione è stato studiato sia in campagna che in laboratorio. In diversi sistemi torbiditici sono stati ritrovate in un singolo strato direzioni di paleocorrenti multiple, interpretabili come il risultato di fenomeni di riflessione della corrente di torbida indotta dai bordi del bacino. Molti modelli di laboratorio mettono in evidenza come flussi gravitativi turbolenti possano cambiare le loro caratteristiche dopo l'impatto con ostacoli topografici (vedasi ad esempio quelli di Pantin & Leeder, 1987, Simpson, 1987, Kneller *et al.*, 1991, Edwards *et al.*, 1994 e Kneller *et al.*, 1997). In campagna queste variazioni nelle caratteristiche del flusso vengono messe in evidenza soprattutto dalle numerose variazioni di paleocorrenti riscontrabili all'interno di uno strato; a questo proposito vedasi i lavori di Van Andel & Komar (1969), Rupke (1976), de Jager (1979), Ricchi Lucchi & Valmori (1980), Ellis (1981), Ricci Lucchi (1986), Marjanac (1990), Pickering & Hiscott (1985), Remacha *et al.*

(1998, 2005), Remacha & Fernandez (2003), Kneller (1995), Edwards *et al.* (1994), Haughton (1994), Kneller & McCaffrey (1999), Mutti *et al.* (2002 e 2003) e Lucente (2004).

In particolare il lavoro di Kneller & Branney (1995) (vedasi anche Kneller, 1995) mette in evidenza come la topografia sottomarina può modificare la velocità del flusso e di conseguenza la distribuzione della facies torbiditiche. Questi autori attraverso modellizzazioni in laboratorio, propongono un modello basato sui concetti di stazionarietà ed uniformità del flusso. Per quanto riguarda la stazionarietà (la variazione della velocità ad un punto fisso nello spazio) essi propongono tre (3) tipi di flussi: *steady flow* in cui la velocità del flusso rimane costante; *waning flow* in cui la velocità del flusso diminuisce e *waxing flow* dove la velocità del flusso ad una posizione fissa aumenta. Anche per quanto riguarda l'uniformità cioè come varia la velocità di un flusso nello spazio, si possono avere tre tipi di flussi: uniforme (uniform) quando la velocità non cambia nello spazio, accumulativo (*accumulative*) quando la velocità aumenta sottocorrente e depletivo (*depletive*) quando la velocità diminuisce sottocorrente. Attraverso la combinazione di questi sei tipi di flussi Kneller & Branney (1995) propongono una matrice costituita da nove diversi campi di flusso ognuno dei quali caratterizzato da una sequenza di facies ben precisa.

L'importanza della tettonica sulla sedimentazione dei depositi torbiditici in bacini d'avanfossa viene messa in evidenza anche da Mutti *et al.* (1999 e 2003). In questi lavori, infatti, si sottolinea come i sistemi torbiditici sono strettamente legati a discordanze angolari lungo i margini dei bacini, mettendo in evidenza come un sollevamento tettonico gioca un ruolo fondamentale non solo nella produzione di grandi volumi di sedimento e quindi di flussi iperpicnali ma anche nel controllo della geometria del bacino ricettore. Questa tettonica, infatti, può andare ad influenzare i bacini ricettori profondi formando delle avanfosse complesse come messo in evidenza da Ricci Lucchi (1986). Nonostante, infatti, il modello di Mutti *et al.* (1999) proponga un'avanfossa relativamente semplice, in realtà queste possono presentare geometrie molto articolate e segmentate a causa della propagazione sinsedimentaria dei *thrusts* del margine del bacino. Secondo i modelli classici, le correnti di torbide dopo aver accelerato lungo una regione inclinata tendono a viaggiare attraverso un bacino relativamente piano (regione dei lobi) e solo nella porzione terminale possono avvenire dei fenomeni di riflessione e *ponding* associati ad alti strutturali e ai bordi del bacino. In realtà anche in zone più prossimali le correnti di torbide possono essere forzate a depositare grande parte del carico sedimentario a causa di un controllo topografico. In questi casi si possono avere delle brusche decelerazione della corrente di torbida che possono produrre spesse successioni di sabbie massive grossolane e mal classate spesso ricche in clasti pelitici legate al blocco del flusso denso basale della corrente di torbida. In questi

casi le correnti di torbida avranno una scarsa efficienza, generando facies *tracts* composti da un limitato numero di facies relativamente mal selezionate.

In particolare in contesti di questo tipo cioè di avanfosse tettonicamente controllate, si possono avere alcuni particolari tipi di strati conosciuti in letteratura con il nome di *contained beds* (Pickering & Hiscott, 1985), *slurry beds* (Wood & Smith, 1958), la cui origine pur essendo legata al confinamento topografico rimane fino ad ora non completamente chiara soprattutto per quanto riguarda gli *slurry bed* la cui genesi è stata recentemente molto dibattuta in letteratura (vedasi oltre). Questi tipi di strati che sono presenti in molti bacini del mondo, sono depositi che in pratica non rispettano il facies *tract* proposto da Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999).

Per quanto riguarda i *contained o reflected beds*, invece, essi diventano famosi grazie al modello proposto da Pickering & Hiscott (1985) i quali utilizzando il concetto di *ponded basin* introdotto da Van Andel & Komar (1969) propongono, per la prima volta, un modello ideale per gli strati depositi in bacini confinati (Fig. 30). Questi autori, all'interno di un singolo strato torbitico della Formazione Cloridorme in Canada (Ordoviciano), infatti, hanno osservato diverse direzioni di flusso nella porzione arenacea basale ed uno spessore anomalo di pelite (circa di 1 a 3 m) nella porzione sommitale. In questo modello la porzione arenacea basale è caratterizzata da un'alternanza di strutture molto complesse, che del basso verso l'alto sono, lamine parallele, megaripples, laminazioni oblique, climbing ripples, lamine convolute e diversi livelli a pseudonoduli nella porzione superiore. Questa serie di alternanze viene messa in relazione al fenomeno di *ponding* cioè il continuo rimbalzo in una direzione e nell'altra di flusso all'interno di un bacino confinato il quale a causa di ciò può assumere le caratteristiche di un flusso pulsante che diminuisce progressivamente la sua energia nel tempo. Il prodotto finale, denominato dagli autori *contained o reflected bed* (strato riflesso), è uno strato generalmente molto spesso a causa della impossibilità del flusso di ridistribuire il proprio carico sedimentario in una zona arealmente più distesa. Tutto il carico, perciò, si concentra in una sola zona dando vita a strati molto più spessi della norma; gli spessi intervalli di pelite al tetto di questi strati, unitamente ai continui cambi di paleocorrenti, sono tra le caratteristiche più diagnostiche dei processi di *ponding*.

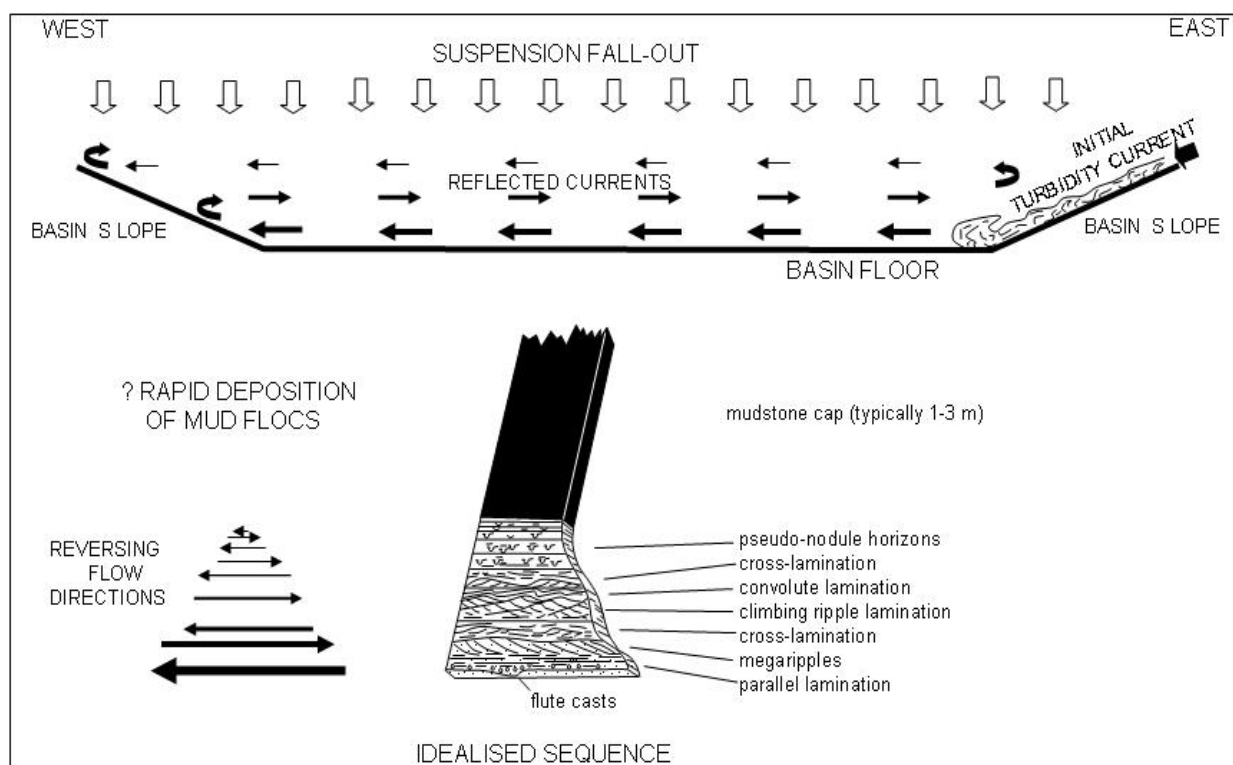


Figura 30 - Modello deposizionale e sequenza di facies ideale di uno strato legato a fenomeni di *ponding* (da Pickering & Hiscott, 1985). Gli strati sono prodotti da riflessioni multiple del flusso legate ai continui rimbalzi lungo i margini del bacino.

Questo concetto viene ripreso anche da Remacha & Fernandez (2003) e Remacha *et al.* (2005), per l'Eocene del Gruppo di Hecho nei Pirenei centro-meridionali, Spagna. Secondo questi autori, esiste un aumento relativo degli strati più spessi sottocorrente, fra la regione dei lobi e la piana sottomarina. Remacha *et al.* (2005) propongono uno schema di facies ideale per gli strati di *basin plain* (Fig. 31) costituito da due sequenze di facies, una basata sulle osservazioni di campagna e una ideale. Secondo questa interpretazione gli strati originali sarebbero formati da una parte basale arenacea relativamente spessa, deposta da un flusso primario, che passa a depositi pelitici attraverso una zona intermedia composta da diversi strati sottili che sarebbero legati ai vari fenomeni di *ponding* (Fig. 31). Al contrario, le sequenze di facies degli strati di *basin plain* che si osservano sul terreno mostrano generalmente delle caratteristiche diverse. In questi strati le parti intermedie e superiori si presentano come un'arenite fine o siltite fangosa mal classata con un'aspetto liquefatto in cui sono riconoscibili piccoli pseudonoduli e microframmenti di clasti pelitici piegati. Remacha *et al.* (2005), seguendo le orme del lavoro di Pickering & Hiscott (1985), interpretano questa unità a pseudonoduli come legata a fenomeni di fluidificazione associati al *cyclic wave loading* dovuto al processo di *ponding*.

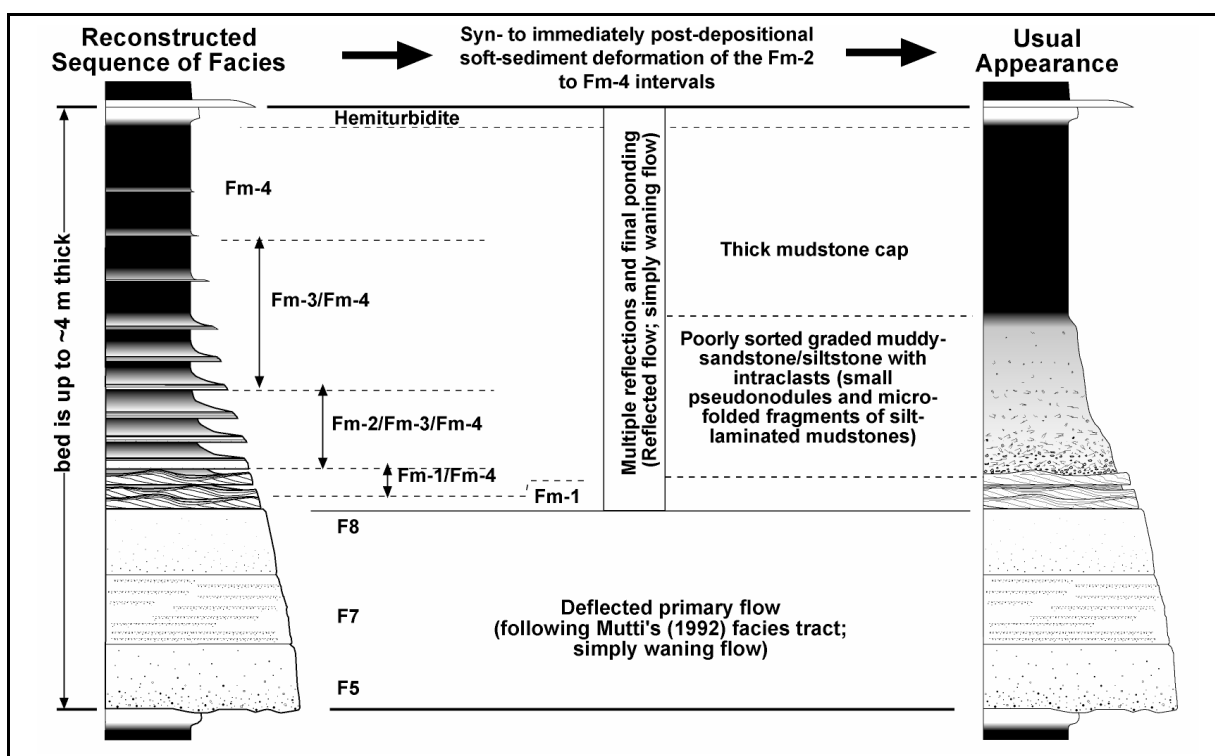


Figura 31 - Sequenza di facies ideale (sinistra) e come, invece, appar in campagna (destra) (Remacha *et al.*, 2005).

La facies definita *Slurry* fu introdotta per la prima volta da Wood & Smith (1958) per indicare dei depositi arenacei ricchi di pelite e silt. A partire di questo lavoro la facies *slurry* è stata discussa in moltissimi lavori sedimentologici e fino adesso è un problema aperto. Lowe & Guy (2000) e Silvester & Lowe (2004), ad esempio, studiando la *Britannia Formation* del Cretacico inferiore, usano il termine *Slurry flow* per rappresentare il deposito di una zona ad alta densità che si viene a formare alla base di flussi gravitativi turbolenti carichi di sedimento. Queste zone ad alta densità formerebbero dei veri e propri *cohesive traction carpet* che possono raggiungere anche spessori di ordine metrico a causa del continuo e rapido *fallout* proveniente dal flusso turbolento sovrastante. Durante la rapida deposizione possono venire intrappolati negli *slurry bed* anche molti sedimenti fini che contribuirebbero a diminuire il grado di classazione e ad aumentare la coesione del flusso. Gli *slurry flows*, quindi, sarebbero delle zone ad alta densità alla base di flussi turbolenti che hanno caratteristiche fisiche transizionali tra i *debris flow* e le correnti turbolente e che corrispondono essenzialmente a quella parte di flusso che Mutti *et al.* (2003) hanno definito *near bed suspension*. Gli strati a *slurry*, in particolare, sono caratterizzati da sedimenti che hanno fra il 10 e il 35% di contenuto fangoso (*detrital mud contents*) e possono presentare strutture da sfuggita d'acqua ben sviluppate. Facies tipo *slurry* sono state documentate anche da Zeng *et al.* (1991) nel *Bute Inlet* nella British Columbia. Nel *Bute Inlet* questi autori riportano la presenza di arenarie massive tipo *slurry* soprattutto nelle porzioni più distali, (*splay* distale e *basin floor*) correlandole con le porzioni più prossimali di canale e

canale/lobi. Un particolare interessante da notare è che la facies a *slurry* presenta un progressivo aumento di spessore sottocorrente incominciando a depositarsi soprattutto quando il flusso rallenta al passaggio dalla regione canalizzata a quella non canalizzata.

Nella Formazione Marnoso-arenacea, invece, Ricci Lucchi (1978) e Ricci Lucchi & Valmori (1980) hanno introdotto il termine *sandwich bed* per rappresentare gli strati caratterizzati da una base e un tetto ben classati e una porzione intermedia caratterizzata da un grado di classazione molto inferiore. Il livello intermedio risulta spesso caratterizzato da una facies tipo *slurry* ricca di pelite spesso caratterizzata da piccoli clasti pelitici con un'aspetto spesso liquefatto o caoticizzato. Secondo gli autori questo deposito sarebbe legato ad un'evento di *debris flow* generato dall'erosione di una corrente di torbida. Questa proposta viene ripresa anche da Talling *et al.* (2004) in cui i *sandwich beds* sarebbero legati alla formazioni di *debris flow* generati, attraverso fenomeni di erosione, dalla stessa corrente di torbida che avrebbe depositato anche i livelli torbiditici meglio classati che si ritrovano alla base e al tetto dello strato. Per questo motivo Talling *et al.* (2004) parlano di *co-genetic debrite-turbidite beds* proponendo cinque (5) modelli possibili per la loro formazione mettendo in evidenza come l'origine di questi tipi di strato sia ancora molto dibattuta.

4.4 - La ciclicità sedimentaria dei depositi torbiditici

Una sequenza deposizionale nel senso di Vail *et al.* (1977) è definita come un corpo sedimentario complesso (costituito da più sistemi deposizionali) sviluppatosi in virtuale continuità di sedimentazione con spessori che variano dalle decine sino alle migliaia di metri e delimitato verticalmente da due superfici di discontinuità e dalle corrispondenti superfici di continuità. Le sequenze deposizionali, quindi, sono spesse successioni sedimentarie che derivano da una complessa storia di variazioni dello spazio di accomodamento prodotte da variazioni relative del livello marino, che nei modelli classici della stratigrafia sequenziale (Vail *et al.*, 1977; Vail & Posamentier, 1988; Posamentier & Vail, 1988 e Van Wagoner *et al.*, 1988) vengono interpretate come dominate dall'eustatismo. Nei modelli della stratigrafia sequenziale classica i sistemi torbiditici si trovano alla base delle sequenze deposizionali a formare il cosiddetto *basin floor fan*, e sarebbero legati ad un brusco abbassamento relativo del livello del mare al di sotto del margine di piattaforma dominato dalle variazioni eustatiche (Fig. 32A). In bacini tettonicamente attivi come i Pirenei o gli Appennini, però, dove i tassi di innalzamento tettonico possono superare di gran lunga quelli eustatici, tali variazioni relative del livello marino sono interpretate dominate specialmente da sollevamenti tettonici e dalla subsidenza.

un'avanzamento e una successiva retrogradazione dei sistemi deposizionali. Le unità a limiti inconformi, perciò, registrano dei cicli di tipo davisiano in cui a un forte *forestepping* iniziale legato alla grande produzione di sedimento dovuto al sollevato tettonico segue una progressiva retrogradazione dei sistemi deposizionali legata alla diminuzione di sedimenti disponibili a causa del progressivo smantellamento dei rilievi (Mutti *et al.*, 1996 e 1999). I sistemi torbiditici, perciò, si ritrovano alla base delle unità a limiti inconformi (UBSU) e sono strettamente legati alle discordanze angolari prodotte tettonicamente e registrano queste prime fasi di forte produzione di sedimento. Se quindi è ormai assodato che in bacini collisionali di tipo alpino i sistemi torbiditici fanno parte di unità a limiti inconformi o sequenze deposizionali (Murphy & Salvador, 1999) del terzo ordine controllate tettonicamente (Mutti *et al.*, 1999 e 2003, vedasi anche Sloss, 1988 e Dewey & Pitman, 1998) la ciclicità a più piccola scala rimane ancora enigmatica.

Ad esempio Mutti *et al.* (1994b) nelle successioni fluvio-deltizie dei Pirenei centro meridionali riconoscono oltre agli allogruppi, altre tre allunità a più piccola scala che sono: 1) le sequenze deposizionali composite a grande scala, 2) le sequenze deposizionali composite a piccola scala e 3) le sequenze deposizionali elementari (SDE). Queste ultime, in particolare, sono le più piccole sequenze deposizionali riconoscibili sul terreno così come secondo Campbell (1967) la lamina è la più piccola unità stratale all'interno di uno strato. La SDE, perciò, può essere considerata il mattone fondamentale della stratigrafia in generale e se le allunità a più grande scala sono interpretate dominate dalla tettonica quelle a più piccola scala sono viste piuttosto dipendere da una ciclicità climatica ad alta frequenza di tipo milankoviana legata all'attivazione e disattivazione dei sistemi fluviali (Mutti *et al.*, 1996). Il trasportare queste osservazioni ed interpretazioni anche nei sistemi torbiditici, comunque, non è semplice e l'origine della ciclicità ad alta frequenza in questi ambienti è ancora intensamente dibattuta (vedi discussione in Mutti *et al.*, 1999).

Un tentativo di interpretare questa ciclicità ad alta frequenza viene da Mutti *et al.* (1994a) che introducono per i sistemi torbiditici il concetto di *elementary facies tract* (EFT) che sarebbe l'equivalente in mare profondo della SDE di mare basso. L'EFT in pratica è una sequenza di facies con uno spessore di ordine metrico *fining e thinning upward* composta da un limitato numero di strati (di solito da 3 a 10) caratterizzati da facies che indicano un progressivo *backstepping* della zona deposizionale. Gli autori interpretano questa sequenza dovuta alle variazioni volumetriche e quindi di efficienza dei flussi che determinerebbero avanzamenti e retrogradazioni degli apporti sedimentari e quindi della zona deposizionale. Le EFT, comunque, al di là della loro origine rappresentano il mattone fondamentale della stratigrafia dei sistemi torbiditici. In particolare l'impilamento di più EFT formano le sequenze di facies, più sequenze

di facies formano uno stadio (*stage*) e più stadi formano il sistema torbiditico nel modo mostrato in figura 33.

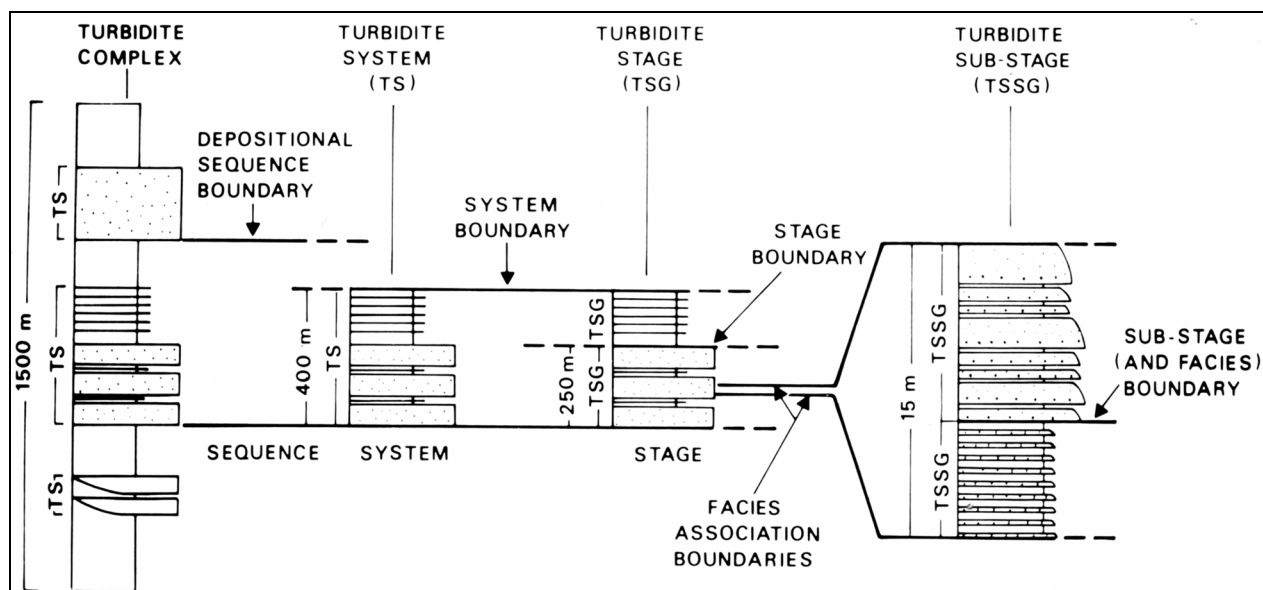


Figura 33 - Classificazione concettuale delle unità torbiditiche che tenta di conciliare il rango stratigrafico, la scala fisica e temporale di sviluppo (da Mutti & Normark, 1987 e 1991).

Ovviamente la ciclicità a piccola scala può dipendere da molti altri fattori sia allociclici che autociclici che rendono l'applicazione di questi concetti nei sistemi torbiditici d'avanfossa molto difficile, soprattutto a causa del forte controllo tettonico sulla sedimentazione presente in questi ambienti. La presenza, infatti, di alti strutturali e bacini relativamente ristretti possono generare intensi fenomeni di riflessione e *ponding* nel flusso che possono andare ad obliterare la ciclicità originaria.

5 – METODO DI LAVORO E STRATI GUIDA

5.1 - Metodologia

Gli obiettivi di questa tesi, come accennato nel capitolo 1, hanno avuto come oggetto la stratigrafia fisica e l'analisi di facies dei depositi langhiani e serravalliani della Formazione Marnoso-arenacea (FMA) tra la Valle del Santerno e quella del Savio (Fig. 1) utilizzando come principali livelli di correlazione i vari strati-guida presenti.

Durante questa tesi di dottorato sono stati trascorsi in campagna circa 240 giorni, gran parte dei quali sono stati passati nell'area di studio della FMA ma anche in diverse località dell'Appennino Emiliano, del Bacino Terziario Piemontese, dei Pirenei (Spagna) e delle Arenarie d'Annot (Francia). In particolare nella FMA sono stati misurati 6.715 m metri, compresi fra lo strato guida Io (Langhiano) e il Sistema Firenzuola (Serravalliano) mentre in Spagna sono stati misurati circa 300 m all'interno del sistema torbiditico Coteflabo, Gruppo di Hecho nei Pirenei centro-meridionali (Mutti *et al.*, 1988). Lo scopo principale del lavoro, che si è ovviamente appoggiato anche su un approfondito studio bibliografico del contesto geologico, della stratigrafia e della sedimentologia della Formazione Marnoso-arenacea, è stato quello di produrre dei pannelli stratigrafici che mostrino delle correlazioni ad alta risoluzione, ossia delle correlazioni basate su superfici stratali sincrone. Attraverso questi pannelli è stato possibile analizzare in dettaglio la geometria apparentemente tabulare di questi depositi e, di conseguenza, analizzare anche i fattori che la controllano (caratteristiche delle correnti di torbida, fisiografia del bacino, controllo tettonico, ecc.). Questa prima parte della tesi ha inoltre presupposto un'analisi critica dei dati stratigrafici e sedimentologici disponibili in letteratura attraverso il confronto con i nuovi dati derivati dal lavoro di questa tesi.

Per quanto riguarda la metodologia utilizzata nella prima fase del lavoro, essa si è basata soprattutto su delle dettagliate analisi di terreno che comprendono: 1) misura di sezioni stratigrafiche di dettaglio ancorate a strati-guida facilmente riconoscibili e tracciabili da una sezione all'altra; 2) analisi dettagliate delle varie litologie e dei loro rapporti; 3) analisi delle strutture deposizionali e dei loro rapporti con la granulometria; 4) misure di paleocorrenti e studio delle strutture direzionali (*groove casts*, *flute casts*, ecc.) in termini di relazioni con spessori e caratteristiche degli strati che le contengono ed infine; 5) la definizione di facies *tract* ben documentati su distanze significative. Durante questa fase del lavoro sono state eseguite anche analisi granulometriche e di densità attraverso sezioni sottili eseguite ed esaminate dal CENPES (Laboratorio di ricerca della Petrobras). Le analisi paleontologiche sono state eseguite dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Parma.

Particolare attenzione poi è stata rivolta anche all'individuazione dei livelli caotici presenti soprattutto nella parte stratigraficamente più alta della FMA. Essi sono importanti non solo perchè registrano dei cambi importanti nella fisiografia del bacino a seguito dell'avanzamento dei fronti deformativi ma anche perchè rappresentano anche degli ottimi livelli guida.

La correlazione di dettaglio, infatti, è stata effettuata utilizzando una metodologia già messa in evidenza da Ricci Lucchi & Valmori (1980) e recentemente da Remacha & Fernandez (2003) che si basa su un'approccio gerarchico delle correlazioni, correlando prima gli strati guida, a composizione ibrida e carbonatica, poi gli strati più spessi tracciabili in tutta l'area studiata ed infine gli altri strati più sottili compresi tra quest'ultimi. Gli strati guida, dal momento che sono di fondamentale importanza nella correlazione stratigrafica di dettaglio, saranno qui brevemente descritti seguendo un'ordine stratigrafico. È importante ricordare che questi strati a composizione carbonatica sono qui denominati Colombine, seguendo la nomenclatura di Ricci Lucchi & Valmori (1980). A partire dalla Colombina 5 di questi autori, perciò, le altre colombine più giovani sono state numerate andando di 5 in 5, ossia colombine 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 e 45 e così via. Questa numerazione è stata adottata nel caso venissero scoperti altri strati a composizione carbonatica depositi da flussi che non sono stati in grado di arrivare in questa zona del bacino (vedasi capitolo 3). Le descrizioni di questi strati sono qui considerate di fondamentale importanza non solo per la loro ubicazione geografica ma soprattutto per aiutare tutti quei geologi che in futuro vorranno lavorare in questa formazione ad ubicarsi nella successione stratigrafica.

5.2 - Gli strati guida

La successione sedimentaria della Formazione Marnoso-arenacea è caratterizzata da numerosi strati guida, che hanno permesso di sviluppare studi stratigrafici di dettaglio, soprattutto, a partire dal pionieristico lavoro di Ricci Lucchi & Valmori (1980). Per strato guida si intende uno strato che sia di facile riconoscimento in campagna e che possa essere correlato e tracciato regionalmente sia sul terreno che sulle foto aeree, quando ovviamente la copertura lo permette. Il bacino della FMA ha una particolarità molto importante (vedasi anche capitolo 3), che è quella di avere degli apporti sedimentari in senso opposto alla direzione normale dei flussi diretta verso sud est. L'apporto principale a composizione silicoclastica, infatti, che caratterizza la quasi totalità dei sedimenti della FMA, è di tipo alpino e proviene da NW (Gandolfi et al. 1983; Valloni & Zuffa, 1984 e Ricci Lucchi, 1986). I sedimenti a composizione ibrida e carbonatica, al contrario, provengono da SE e nonostante essi costituiscano una porzione molto

limitata della successione sedimentaria formano degli importantissimi strati guida (Ricci Lucchi & Pialli, 1973 e Ricci Lucchi & Valmori, 1980). Gli strati a composizione silicoclastica e ibrida sono caratterizzati da una porzione basale arenacea, un'intermedia pelitica e una sommitale marnosa. Le colombine, invece, cioè gli strati a composizione carbonatica, non hanno la porzione intermedia pelitica e si presentano, normalmente, con una spessa marna di colore molto chiaro immediatamente sopra ad una porzione calcarenitica. Le arenarie di questi tre tipi di strati possono essere individuate molto bene attraverso grafici di composizione, come mostrato in figura 34. In particolare nel grafico della figura 34B si può vedere che la proporzione di calcite nei sedimenti silicoclastici è relativamente bassa fra il 15 e il 30%, mentre nei sedimenti idridi arriva a circa il 60/75% per raggiungere circa l'85% negli strati carbonatici. In ogni caso anche secondo Talling *et al.* (2007b) le porzioni pelitiche degli strati possono essere individuate attraverso le loro composizioni. Oltre a questi eccellenti strati guida vi sono anche altri livelli guida rappresentati da alcuni corpi caotici (come per esempio i caotici d'Acquadalto, Susinello, Casaglia-Nasseto, vedasi a questo proposito Lucente & Pini, 2002 e Lucente, 2004) e da altri strati o gruppo di strati con caratteristiche molto particolari. Tra questi, ad esempio ci possono essere degli strati a composizione silicoclastica che mantengono gli spessori più o meno invariati in tutta l'area studiata (vedasi strato tipo 3 nel Capitolo 6.1). Nonostante il fatto che questi tipi di strati a composizione silicoclastica siano molto importanti ai fini della correlazione non saranno qui descritti (si rimanda a questo proposito al capitolo 6.1).

Nella successione langhiana e serravalliana studiata, quindi, sono stati identificati un totale di diciotto (18) strati con provenienza da sud, sia carbonatici che ibridi (Fig. 35). Oltre a questi sono stati identificati, nelle sezioni D, E e F nelle valli dei Bidente e Savio, anche alcuni livelli caratterizzati da una marna molto chiara molto simile alle marne delle colombine. Queste marne, con ogni probabilità, corrispondono alle porzioni pelitiche più distali di colombine la cui frazioni arenacea basale si è fermata più a sud, come sostenuto dal lavoro di Ricci Lucchi & Valmori (1980).

Su un totale di diciotto (18) strati più carbonatici identificati in campagna, soltanto tredici (13) si possono ritrovare in tutta la zona studiata. Questi possono essere considerati come veri e propri strati guida. Gli altri cinque (5), nonostante la composizione carbonatica, sono stati identificati soltanto nella porzione più meridionale dell'area studiata e sono stati visti, perciò, come strati guide a carattere locale. Questi ultimi sono lo strato Io 2 e la Colombina 0 che si trovano al di sotto dello strato guida Contessa e gli strati Contessina 2, colombine 20 e 25 che si trovano, invece, al di sopra del Contessa.

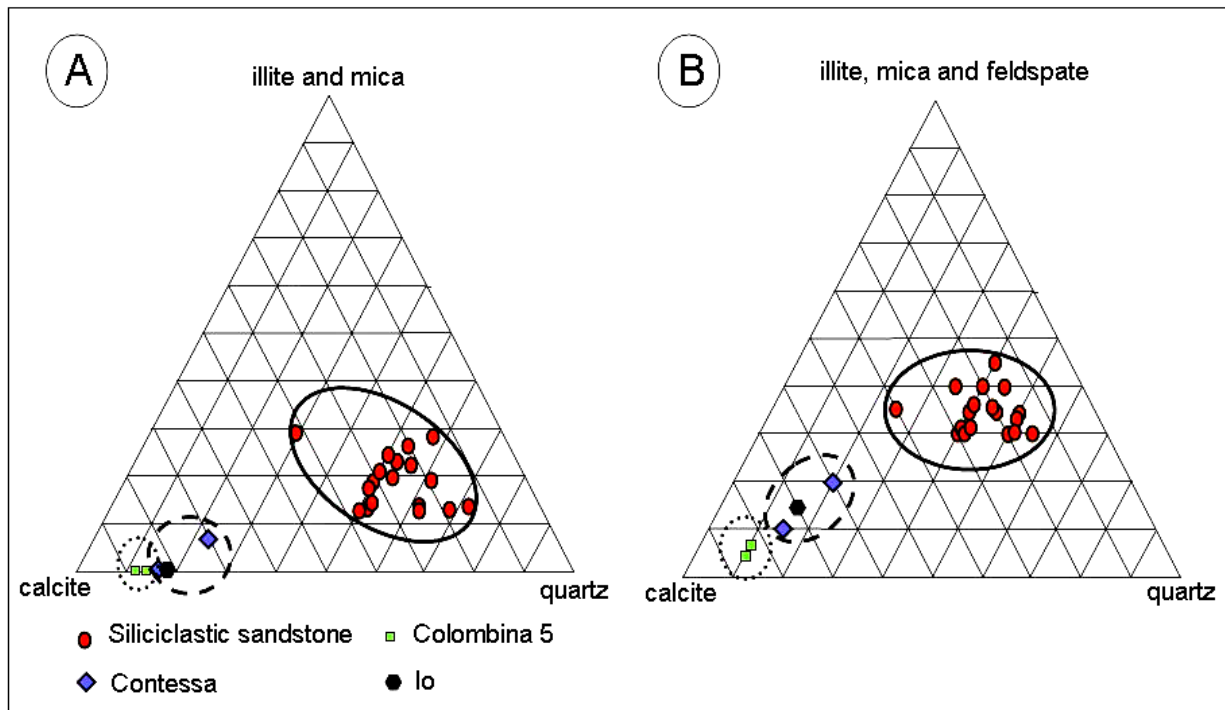


Figura 34 - Grafici di composizione relativi ai principali tipi di strati ritrovati all'interno della FMA. Nei due grafici (A e B) possono essere individuati bene i tre tipi di strati che compongono il bacino della FMA, ossia gli strati a composizione silicoclastica con provenienza alpina, quelli ibridi (Contessa e Io) e quelli carbonatici (rappresentato dalla Colombina 5) con provenienza da sud (CENPES-Petrobras).

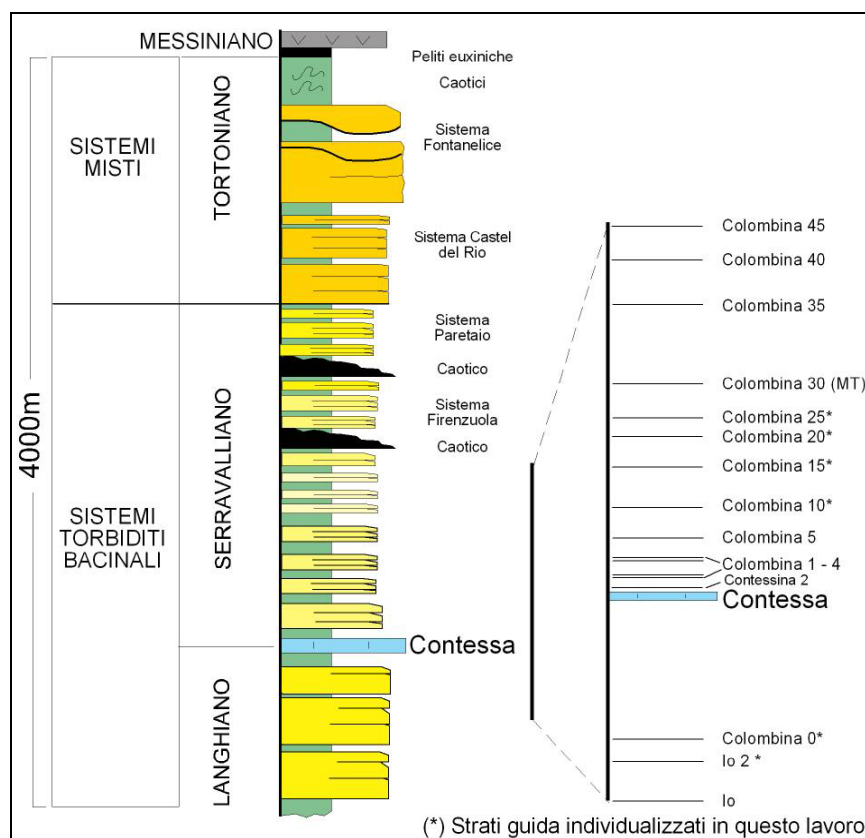


Figura 35 – Stratigrafia della FMA con i principali strati guida (modificato da Mutti *et al.*, 2002 e Roveri *et al.*, 2002).

Strato Io (Imolavilla)

Lo strato Io (Imolavilla di Martelli *et al.*, 1994) è presente nella porzione più meridionale dell'area studiata, nelle sezioni D (valle del Bidente) ed F (valle del Savio). Il migliore affioramento in cui questo strato può essere osservato è all'uscita sud del paese di Bagno di Romagna, vicino al bivio tra le strade che portano al Passo dei Mandrioli e a Verghereto (Fig. 36A). In questa località lo strato Io è caratterizzato da una porzione basale d'arenaria ibrida con 2,35 m di spessore, un'intervallo pelitico intermedio di 2,1 m e una porzione sommitale di 30 cm di marna, indicati nella figura 36A con le lettere a, b e c rispettivamente. Una particolarità di questo strato è che presenta due livelli centimetrici di arenarie grossolane nella porzione più basale. La parte superiore dell'unità arenacea è, invece, caratterizzata da laminazioni ondulate ben evidenti, con due livelli millimetrici di granulometria relativamente più fine al tetto. Stratigraficamente questo strato si trova a circa di 500 m al di sotto dello strato guida Contessa e secondo Roveri *et al.* (2002) a circa di 500 m al di sopra della base della FMA.

Io 2

La successione sedimentaria al di sotto del Contessa presenta un'altro strato guida a composizione ibrida il quale, nonostante il suo piccolo spessore è molto simile alla parte superiore degli strati guida Io e Contessa. Esso presenta piccoli *flute cast* che indicano paleocorrenti verso nord-ovest e affiora molto bene sia nella zona della sezione D (Valle del Bidente) che nella zona della sezione G (Valle del Savio) a circa 100 m al di sopra dello strato guida Io. Per questo motivo questo strato ibrido è stato chiamato Io 2. Esso è costituito da 40 cm d'arenaria che passa verso l'alto ad una divisione pelitica di 1,5 m, di cui 75 cm di pelite più silicoclastica e 75 cm di marna (Fig. 36B). Questo strato è considerato uno strato guida di carattere locale, perché, anche se, nelle zone più settentrionali, l'unità che lo contiene non è stata oggetto di studio, la sua identificazione viene ritenuta molto difficile a causa del fatto che in queste zone più distali dovrebbe presentarsi con uno spessore molto sottile. In generale, comunque, il riconoscimento in campagna degli strati a composizione ibrida risulta essere abbastanza difficile quando sono molto sottili a causa della mancanza della porzione marnosa più chiara immediatamente sopra la frazione arenacea che caratterizza, invece, le colombine; inoltre, in genere, è molto difficile trovare *flute cast* alla base che indicano paleocorrenti da sud.

Colombina 0

Nella successione stratigrafica sotto il Contessa è stato trovato uno strato a composizione carbonatica a circa 140 m al di sopra dello strato Io. Questo strato, che affiora molto bene nelle sezioni D e G, è caratterizzato da una divisione basale calcarenitica di spessore sottile (circa 8

cm) e da una marna molto chiara sommitale di circa 1 m di spessore (Fig. 36C). La parte calcarenitica presenta delle laminazioni ondulate ben sviluppate ed è caratterizzata anche da un tetto ondulato.

Strato Contessa

Lo strato Contessa (megatorbidite di Ricci Lucchi & Piali, 1973) è lo strato guida più importante della FMA, dal momento che affiora in quasi tutto il bacino ed è distribuito in un'area di circa 120 x 30 Km (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Amy & Talling, 2006), per uno spessore massimo di circa 12 m. Questo strato è di facile riconoscimento in campagna a causa, non solo, del suo spessore ma anche della composizione ibrida e della costante presenza di *flute casts* alla base che indicano paleocorrenti da sud.

Nell'area studiata il Contessa è formato da una porzione basale ibrida, da una parte intermedia pelitica e da una parte sommitale marnosa, indicate rispettivamente con a, b e c nella figura 36D. Il Contessa si presenta con il maggiore e il minore spessore nella Valle del Bidente rispettivamente nella sezione D ed E. In particolare, nella sezione D esso presenta uno spessore totale di circa 12 m di cui di 5,5 m di arenaria basale mentre nella sezione E ha uno spessore totale di 10 m, di cui 3,5 m di arenaria. Lo strato Contessa generalmente non si trova in località di facile accesso, perché è stato spesso utilizzato nell'estrazione di materiali da costruzione. In ogni caso, esso affiora molto bene in tutte le sezioni misurate, con esposizioni spettacolari nella sezione A (Coniale, Valle del Santerno), nelle sezioni D ed E nella Valle del Bidente e a Quarto nella Valle del Savio (Fig. 36D).

Contessina 2

Questo strato a composizione ibrida si trova a circa 2 m al di sopra della marna del Contessa. Questo strato è stato identificato per la prima volta da Ricci Lucchi & Valmori (1980) e recentemente è stato messo in evidenza anche da Talling *et al.* (2007b) (vedasi anche Amy & Talling, 2006). Nella sezione F questo strato si presenta con uno spessore totale di 110 cm, caratterizzato nella parte basale da 29 cm di arenaria, nella porzione intermedia da 60 cm di pelite e nella porzione sommitale da 21 cm di marna. Una caratteristica particolarmente diagnostica di questo strato, oltre alla sua composizione ibrida, sono anche alcuni piccoli *flute cast* che indicano paleocorrenti verso NW. La parte basale arenacea è caratterizzata da una arenaria fine e molto fine con una laminazione ondulata ben evidente, in modo del tutto simile alle porzioni superiori degli strati Io e Contessa (Fig. 36E). Nonostante la sua segnalazione anche nella porzione più meridionale della FMA, questo strato è considerato, per gli scopi di questo studio, come uno strato guida di carattere locale perché nelle regioni delle sezioni A, B e C (Fig.

1) tende a diventare molto sottile rendendone la sua identificazione in campagna molto difficile. E' possibile, inoltre che allo stesso modo dello strato Io 2, possano essere presenti nella successione studiata altri strati a composizione ibrida (come suggerito da Talling *et al.*, 2007b) ma che non sono stati identificati in questo lavoro, a causa sia dei loro spessori molto ridotti che per la mancanza di *flute cast* alla base indicanti paleocorrenti verso nord ovest.

Colombina 1

Definito da Ricci Lucchi & Valmori (1980), questo strato, nell'area studiata, è costituito da una porzione basale calcarenitica caratterizzata da uno spessore compreso fra i 25 e i 35 cm, che passa verso l'alto ad una marna molto chiara caratterizzata da uno spessore compreso tra 1 e 1,5 m. La porzione calcarenitica basale si presenta, in genere, laminata con ondulazioni al tetto. Esso si trova a circa 25 m al di sopra del Contessa e con l'unica eccezione della sezione C, questo strato affiora molto bene in tutte le località studiate. Gli affioramenti migliori di questo strato, comunque, si possono trovare proprio sulla strada dove sono state misurate le sezioni D ed F (Fig. 36F).

Colombina 2

La colombina 2 (Ricci Lucchi & Valmori, 1980) è caratterizzata da una porzione basale calcarenitica con uno spessore che va dai 3 a 40 cm. Normalmente presenta una marna sommitale non molto spessa inferiore ai 70 cm. La sua porzione calcarenitica generalmente è caratterizzata da laminazioni ondulate e a volte (vedasi sezione F) anche da un livello liquefatto al tetto. Questo strato affiora in tutta la zona studiata e si presenta sempre sotto ad uno strato molto spesso a composizione silicoclastica (vedasi Fig. 37A).

Colombina 3

Definito da Ricci Lucchi & Valmori (1980), questo strato è formato da una porzione basale calcarenitica caratterizzata da uno spessore compreso fra i 18 e i 30 cm, che passa verso l'alto ad una marna molto chiara che ha uno spessore di circa 1 m. Con eccezione della sezione F, affiora molto bene in tutte le altre aree e la sua porzione calcarenitica si presenta ben laminata e con il tetto ondulato (Fig. 37B).

Colombina 4

La Colombina 4, fra le colombine definite da Ricci Lucchi & Valmori (1980), è la più difficile da riconoscere in campagna a causa dello spessore ridotto che caratterizza sia la porzione calcarenitica che quella marnosa. L'unica eccezione è nella sezione F dove la porzione

calcarenitica basale può raggiungere uno spessore di 23 cm. La sua individuazione, in ogni caso, è facilitata, soprattutto dal fatto che si trova molto vicino alla Colombina 3 (Fig. 37C).

Colombina 5

Lo strato Colombina 5, definito da Ricci Lucchi & Valmori (1980), è costituito da una porzione basale calcarenitica fine caratterizzata da uno spessore variabile compreso fra i 45 e gli 85 cm (nelle sezioni A e B rispettivamente) che passa verso l'alto ad una marna molto chiara che ha uno spessore generalmente superiore a 1,5 m (Fig. 37D). Esso è ubicato normalmente a circa 100 m al di sopra del Contessa. La sua parte calcarenitica basale, così come per le precedenti colombine, presenta lamine piano parallele ed ondulate ben sviluppate e un tetto ondulato. Questo strato, insieme al Contessa ed a Io, è uno degli strati guida più importante della FMA perché affiora in tutte le sezioni misurate ed ha uno spessore relativamente grande che ne permette il facile riconoscimento in tutte le sezioni misurate.

Colombina 10

Questo strato è stato denominato qui con il nome di Colombina 10 seguendo le orme da Ricci Lucchi & Valmori (1980). Esso affiora molto bene nelle sezioni A, D, E ed F, ed è caratterizzato da una parte basale calcarenitica con spessori che possono andare dai 22 ai 65 cm e da una marna con uno spessore che può variare da 0,6 m a 1,8 m (Fig. 37E). Stratigraficamente si incontra a circa 50, 60 m al di sopra della Colombina 5.

Colombina 15

È caratterizzata da uno spessore della calcarenite basale che varia tra i 6 e i 50 cm e quello della marna sommitale tra 1,5 e 2 m. Affiora molto bene nelle sezioni C, E ed F (Fig. 37F). Stratigraficamente si incontra tra i 120 e i 140 m al di sopra della Colombina 10.

Colombina 20

Questo strato a composizione carbonatica è stato identificato, per la prima volta, in questo lavoro, nelle sezioni E (Valle del Bidente) ed F (Valle del Savio). Nella sezione E questo strato presenta uno spessore della parte calcarenitica di 30 cm e della marna di 70 cm (Fig. 38A). Nelle altre sezioni, la Colombina 20 si presenta con uno spessore relativamente ridotto oppure è presente soltanto con l'unità marnosa sommitale. Affiora a circa 85 m al di sopra della Colombina 15.

Colombina 25

La Colombina 25 è stata identificata per la prima volta in questo lavoro e si incontra a circa 40 m al di sopra della Colombina 20. Affiora molto bene nella sezione F della Valle del Bidente, con uno spessore della parte calcarenitica di circa 70 cm e della marna di circa 1,75 m (Fig. 38B). Questa colombina, come la precedente, è qui considerata come uno strato guida di carattere locale, dal momento che nelle altre sezioni è caratterizzata o da uno spessore molto ridotto o soltanto dalla presenza dell'unità marnosa sommitale.

Colombina 30 (strato MT)

Lo strato colombina 30 (Montellero o MT di Martelli *et al.*, 1994) è uno dei più importanti strati guida della FMA, in quanto affiora in tutte le sezioni studiate con uno spessore relativamente grande. Il suo spessore totale, infatti, è compreso tra i 4,5 m e i 2,2 m, in cui la parte calcarenitica basale può variare tra 1,1 m e 22 cm rispettivamente nelle sezioni E ed F (Fig. 38C). Stratigraficamente si trova fra i 760 e i 450 m al di sopra del Contessa rispettivamente nelle sezioni B ed F.

Colombina 35

Questo strato è stato identificato nelle sezioni B (Valle del Senio) ed F (Valle del Savio). Presenta uno spessore totale compreso fra 1,1 e 2,35 m in cui la parte calcarenitica varia tra i 9 cm e i 55 cm (sezioni F e B rispettivamente, Fig. 38D). Questo strato è stato denominato da Lucente & Pini (2002) CR (Crespino).

Colombina 40

La colombina 40 (denominata da Lucente & Pini, 2002 di MV - Maestà delle Valli) presenta spessori della calcarenite basale che variano da 13 a 3 cm (sezioni B e F rispettivamente) con una marna sommitale che può raggiungere 1 m di spessore. Affiora molto bene sulla strada del Passo della Sambuca come si può vedere nella figura 38E.

Colombina 45

Questo strato, denominato qui Colombina 45 (Avancelli di Lucente & Pini, 2002), corrisponde all'ultimo strato guida a composizione carbonatica depositato nelle porzioni settentrionali dell'area studiata. Stratigraficamente si trova a circa 100 m al di sotto del caotico di Casaglia e presenta uno spessore della calcarenite basale di circa 20 cm mentre la marna risulta essere caratterizzata da uno spessore di circa 1 m (Fig. 38F).

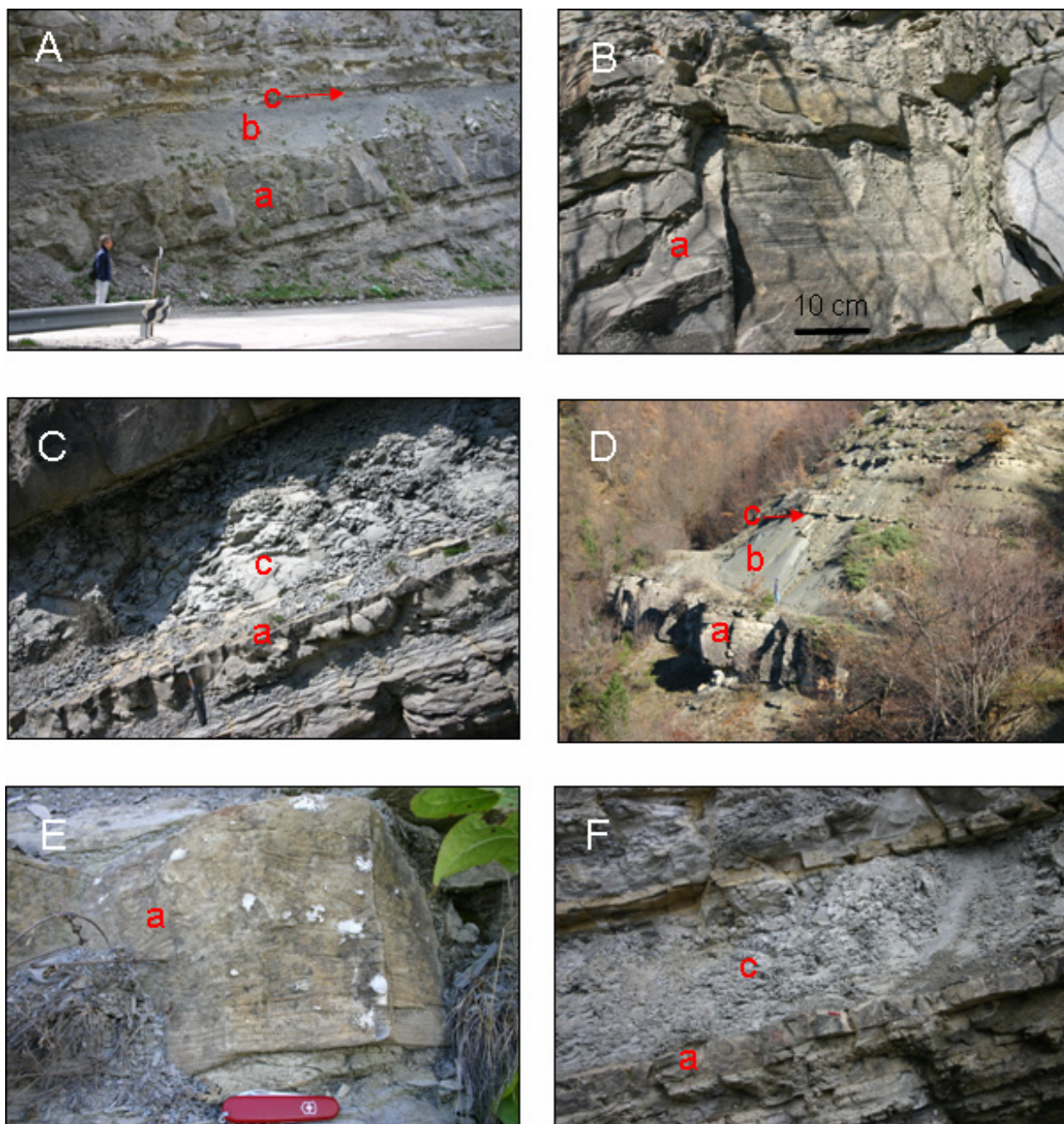


Figura 36 - (A) Strato guida Io nei pressi di Bagno di Romagna nel bivio tra Verghereto e il Passo dei Mandrioli, sezione F, (B) Io 2 nella Sezione F, (C) Colombina 0 a Lago - sezione D, (D) il Contessa nei pressi di Quarto (Val Savio), (E) Contessina 2 nella Sezione F, (F) Colombina 1, sezione D. Gli strati di composizione ibrida sono caratterizzati da una porzione basale arenacea (a), da un'intermedia pelitica (b) e da una sommitale marnosa (c), i sedimenti di composizione carbonatica invece hanno soltanto le porzione calcarenitica (a) e marnosa (b). Per l'ubicazione delle sezioni vedasi figura 1.

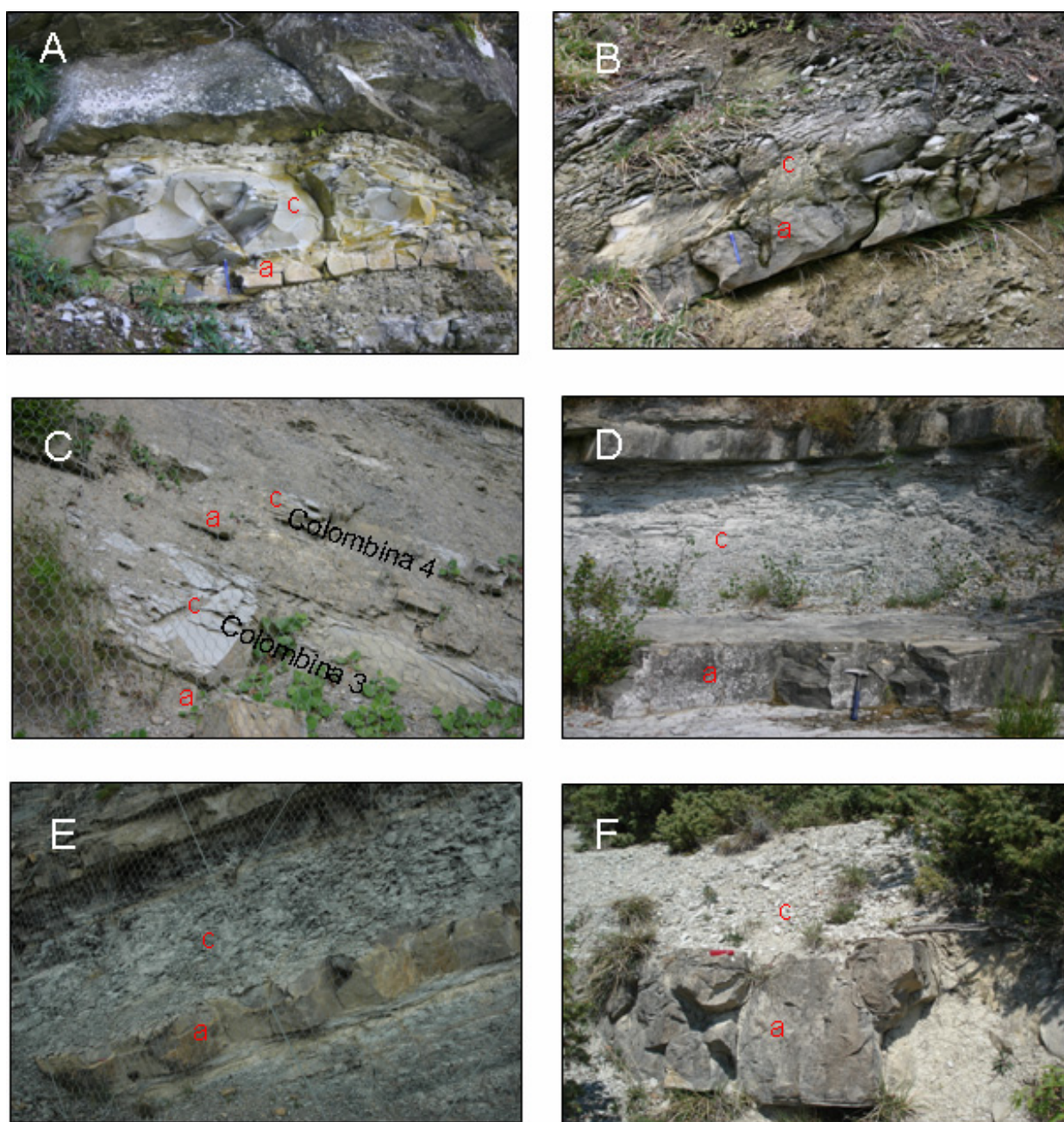


Figura 37 - (A) Strato guida Colombina 2 nella località di Campigno - sezione C, (B) Colombina 3 nella località di Campigno, sezione C, (C) Colombina 3 e 4 ad Acquadalto, sezione B, (D) Colombina 5 a Coniale, sezione A, (E) Colombina 10 a Lago, sezione D e (F) Colombina 15 nei pressi di Berleta, sezione E. Gli strati di composizione carbonatica sono caratterizzati da una porzione basale calcarenitica (a) e da una sommitale marnosa (c). Per l'ubicazione delle sezioni vedasi figura 1.

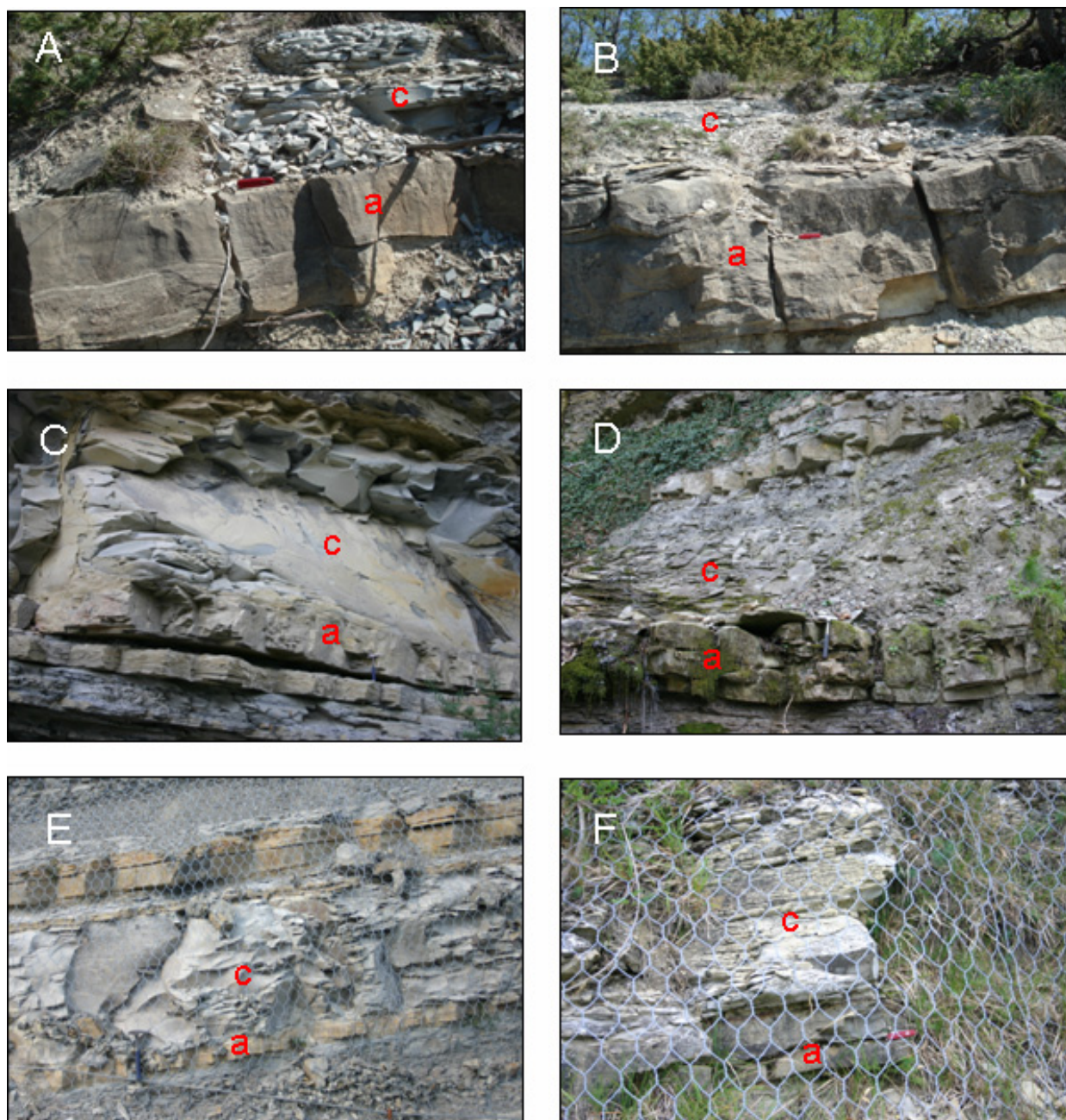


Figura 38 - (A) Strato guida Colombina 20 nei pressi di Berleta, sezione E, (B) Colombina 25 sempre nella zona di Berleta, sezione E, (C) Colombina 35 (MT), sezione A, (D) Colombina 35 a Lozzole, sezione B, (E) Colombina 40 al Passo della Sambuca, sezione B e (F) Colombina 45 al Passo della Sambuca, sezione B. Gli strati di composizione carbonatica sono caratterizzati da una porzione basale calcarenitica (a) e da una sommitale marnosa (c). Per l'ubicazione delle sezioni vedasi figura 1.

6 – STRATIGRAFIA FISICA ED ANALISI DI FACIES DELLA FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA, AFFIORANTE FRA LA VALLE DEL SANTERNO E LA VALLE DEL SAVIO

Introduzione

Questo studio, come si è detto precedentemente, si è basato sulla misurazione di dettaglio di sette (7) sezioni stratigrafiche nella parte langhiano-serravaliana della FMA tra le valli del Santerno e del Savio (Fig. 39). Lo spessore totale delle sezioni misurate, come si vede dalla tabella 1, è di circa 6.700 m mentre l'intervallo studiato raggiunge i 1.923 m spessore che coincide con quello della sezione più spessa misurata in Valle del Senio (sezione B). Cinque sezioni, inoltre, sono state misurate nell'elemento strutturale di Ridracoli (sezioni A, B, C, D, F), fra i *thrusts* di Monte Nero e Monte Castellaccio, una nell'elemento Isola (sezione E), fra i *thrusts* di Monte Castellaccio e Santa Sofia e una nell'elemento più esterno di Monte Ruffo nei pressi del paese di Sarsina (sezione G) (Fig. 39 e 17).

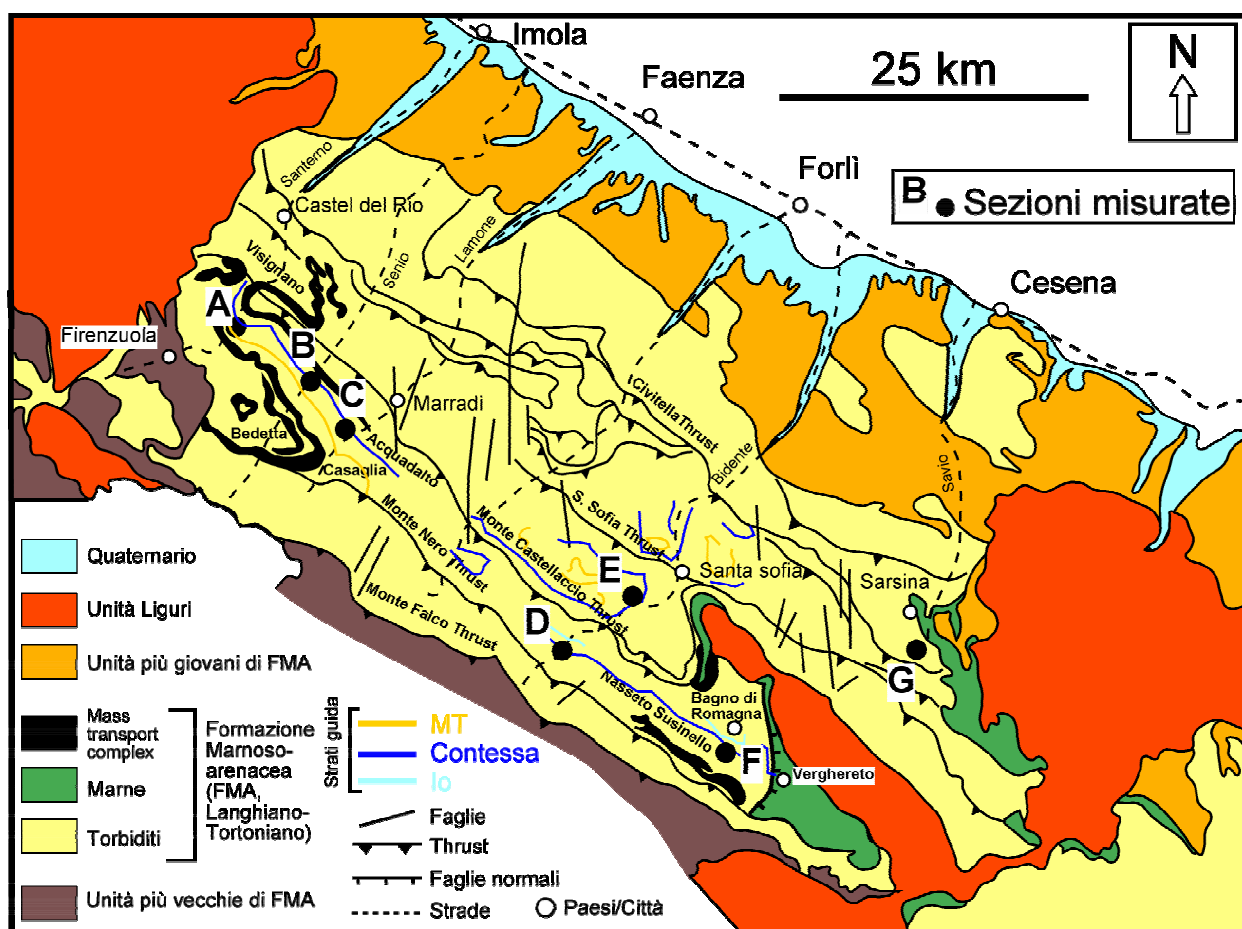


Figura 39 – Carta geologico-strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. (Modificata da Cerrina Feroni *et al.*, 2002, con dati anche di Martelli *et al.*, 1994 e della cartografia della Regione Toscana).

Per meglio rappresentare la successione studiata si sono costruiti quattro pannelli stratigrafici, i quali in ordine stratigrafico (dal basso verso l'alto) sono: il primo compreso tra gli strati guida Io e Contessa (Fig. 40), il secondo compreso tra gli strati guida Contessa e MT (Fig. 41), il terzo, costruito solo con la parte alta delle sezioni B, F e la sezione G, comprende la successione stratigrafica al di sopra lo strato MT (Fig. 42A), e il quarto, infine, rappresenta una sezione trasversale alle paleocorrenti lungo la Valle del Bidente (Fig. 42B sezioni D ed E). Questi pannelli sono stati costruiti sulla base di una correlazione di dettaglio strato-strato di tutta la successione studiata. Gli strati principali relativamente più spessi che possono essere tracciati in tutte le sezioni, sono stati numerati in ordine progressivo partendo dallo strato guida Io che rappresenta lo strato 1. Allo stesso modo anche le colombine individuate sono state numerate in ordine progressivo da 0 a 45, con un'intervallo di 5 in 5 a partire dalla colombina 5, mantenendo, in questo modo, la stessa nomenclatura introdotta da Ricci Lucchi & Valmori (1980) (vedasi capitolo 5).

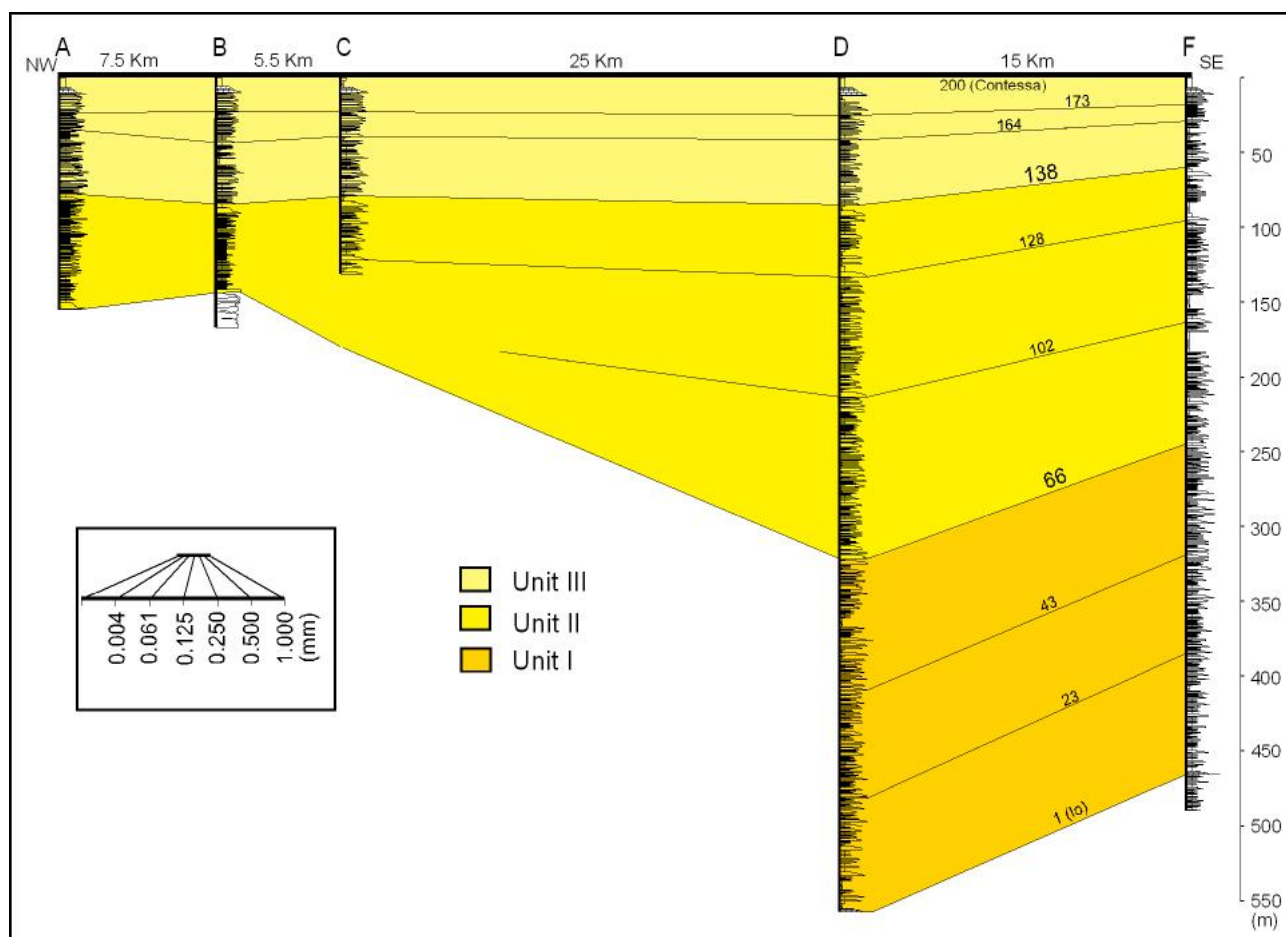


Figura 40 – Spaccato stratigrafico fra gli strati guida 1 (Io, Imolavilla di Martelli *et al.*, 1994) e 200 (Contessa di Ricci Lucchi & Pialli, 1973). Vedasi figura 39 per la localizzazione delle sezioni.

Tutta la successione stratigrafica, inoltre, è stata suddivisa in 5 unità informali sulla base degli spostamenti dei principali depocentri unitamente alla comparsa e scomparsa di particolari tipi di strati che indicano, come verrà spiegato meglio più avanti, condizioni di confinamento legate ad alti topografici tettonicamente controllati. L'evoluzione nel tempo di queste unità, infine, è stata discussa attraverso la tecnica degli spianamenti progressivi.

Dal momento, quindi, che per suddividere le unità stratigrafiche è stato utilizzato anche un criterio sedimentologico attraverso il riconoscimento di alcuni particolari tipi di strati, prima di discutere l'evoluzione stratigrafica, verrà qui di seguito presentato lo studio di facies relativo agli strati più significativi rinvenuti all'interno della successione studiata.

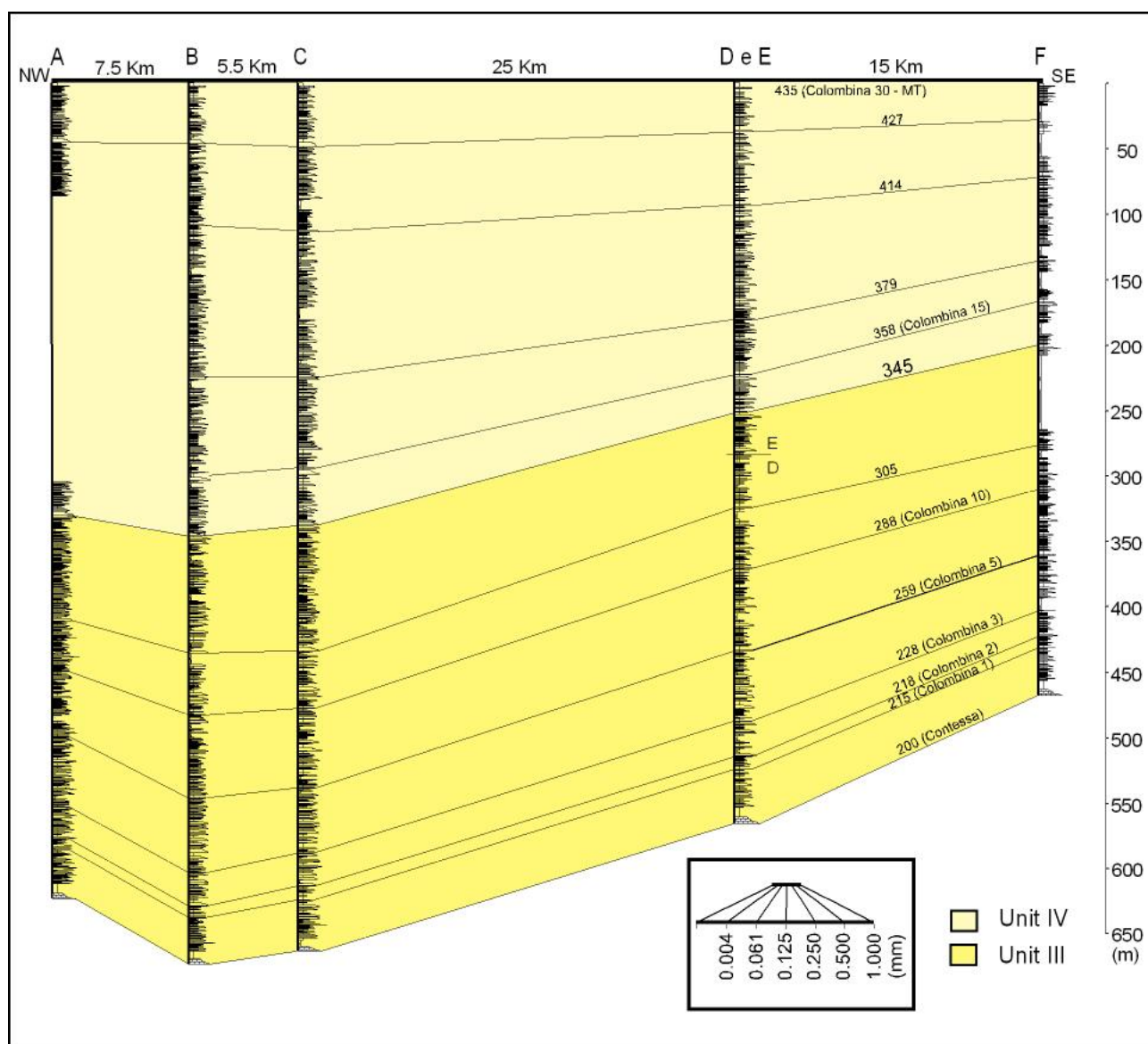


Figura 41 - Spaccato stratigrafico fra gli strati guida 200 (Contessa di Ricci Lucchi & Piali, 1973) e 435 o Colombina 30 (MT o strato Montellero di Martelli *et al.*, 1994). Vedasi figura 39 per la localizzazione delle sezioni.

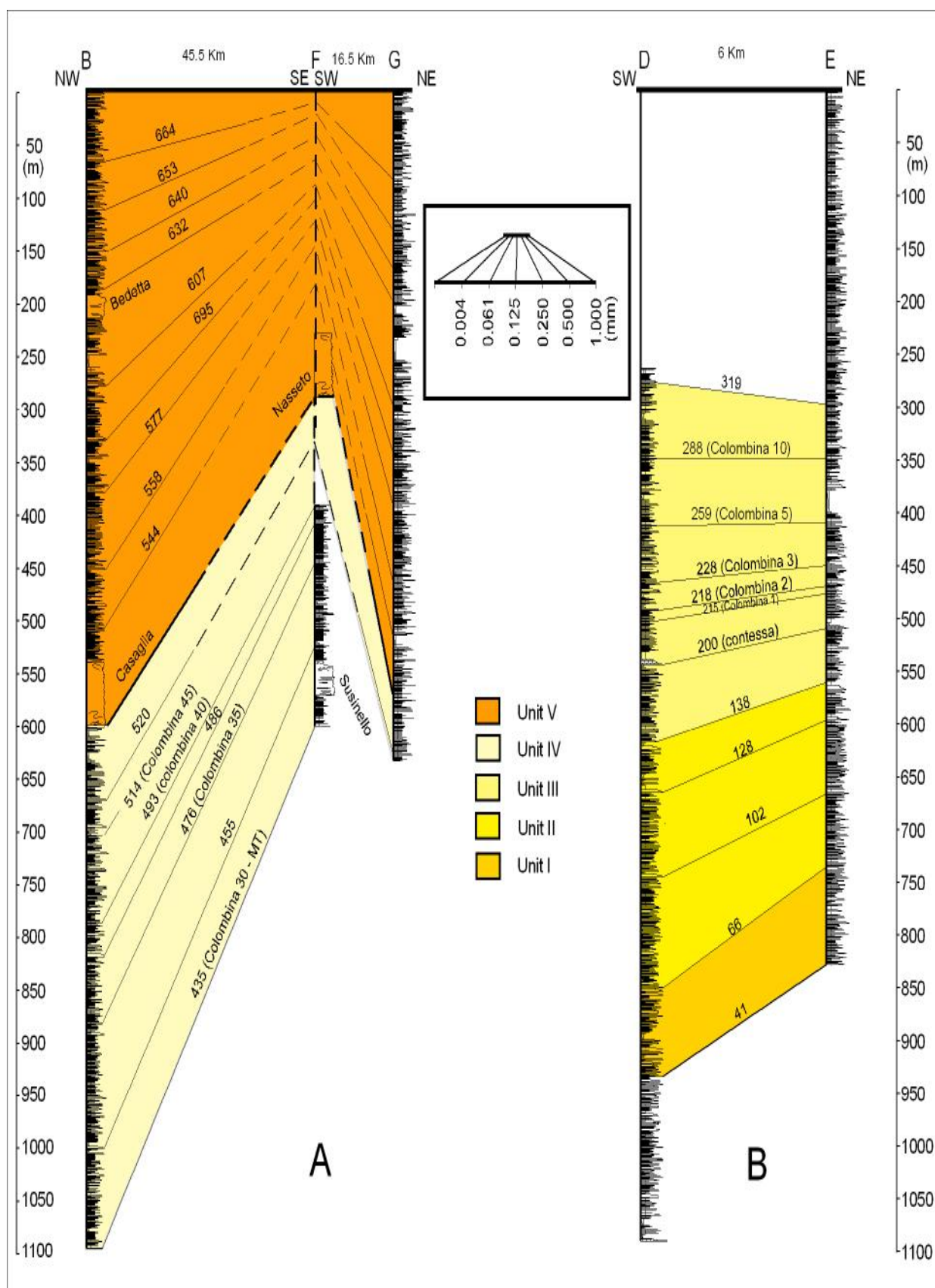


Figura 42 – A) Spaccato stratigrafico della porzione più giovane delle sezioni B, F e G, rappresentato dalla successione stratigrafica sopra lo strato guida 435 o Colombina 30 (MT o Montellero di Martelli *et al.*, 1994). B) Spaccato stratigrafico trasversale alle paleocorrenti, lungo la Valle del Bidente. Vedasi figura 39 per la localizzazione delle sezioni.

6.1 - Sedimentologia e facies *tract*

Gli studi sedimentologici utilizzati in questo lavoro sono basati sul concetto di "facies tract" introdotto da Aalto (1976), Lowe (1982) e Mutti (1992) (vedasi anche Mutti *et al.*, 1999 e Tinterri *et al.*, 2003), che può essere definito come una associazione di facies geneticamente relazionate tra loro che registrano, all'interno di ogni sistema considerato, l'evoluzione sottocorrente di un flusso gravitativo di sedimento. Un facies *tract* ideale, perciò, registra la deposizione di uno strato formato a partire dalle trasformazioni che un singolo flusso gravitativo di sedimento può subire durante la sua evoluzione sottocorrente. Da questo punto di vista il concetto di facies relativo ad un flusso-gravitativo può essere applicato ad una specifica divisione all'interno di uno strato (i.e. lamina o gruppo di lamina, nel senso di Campbell, 1967). Una facies torbidity, quindi, rappresenta il deposito di un flusso gravitativo in una specifica posizione lungo il percorso del flusso, mentre il facies *tract* rappresenta l'insieme delle facies depositate da un singolo flusso gravitativo. In questo modo, le sequenze di facies verticali all'interno di uno strato rappresentano le variazioni nel tempo di flusso in un punto fisso nello spazio, mentre le associazioni di facies orizzontali materializzano come un flusso cambia nello spazio a causa delle trasformazioni che può subire durante il suo percorso. Queste considerazioni implicano che, per ogni sistema torbidity considerato, i facies *tracts* debbano essere costruiti attraverso dettagliate correlazioni stratali come mostrati nelle figure 40, 41, 42. L'analisi di facies in questo lavoro si basa sugli schemi di facies proposti da Mutti *et al.* (1999 e 2003).

L'analisi di facies portata a termine sugli strati dei pannelli stratigrafici delle figure 40, 41 e 42 ha portato ad individuare almeno cinque (5) tipi di strati e relativi facies *tract*, oltre naturalmente alle unità caotiche che sono intercalate a vari livelli nella successione studiata. Questi livelli, che non verranno qui trattati (vedasi per maggiori dettagli Pini, 1999 e Lucente & Pini, 2002 e 2003), sono ovviamente unità molto importanti non solo come livelli guida ma anche per il loro significato in termini di evoluzione dell'avanfossa. Essi, infatti, possono essere considerati come trasporti in massa caotici (*mass transport complex*) relazionati al sollevamento tettonico dei bordi interni dell'avanfossa oppure ad alti strutturali interni al bacino, che testimoniano il progressivo restringimento e segmentazione dell'avanfossa a causa della propagazione verso nord-est dei fronti di accavallamento.

A parte queste unità caotiche, i cinque tipi di strati e relativi facies *tract* individuati in questo lavoro sono:

- 1) Strati tripartiti da spessi a molto spessi caratterizzati da unità a *slurry* intermedie che passano sottocorrente in modo brusco a strati sottili di arenaria molto fine laminata.

- 2) Strati tripartiti molto spessi caratterizzati da unità caotica intermedie. Questi strati, come quelli tipo 1, passano sottocorrente in modo brusco a strati sottili di arenaria molto fine laminata.
- 3) Strati da spessi a molto spessi costituiti da un'arenaria basale che va da media a fine e da una spessa unità pelitica sommitale, generalmente caratterizzati da un'aumento di spessore sottocorrente.
- 4) Strati da spessi a medi di arenaria da media a fina che diventano progressivamente più fini e sottili sottocorrente.
- 5) Strati sottili di arenaria molto fine. Essi sono presenti specialmente nelle zone più distali o nei pressi di alti topografici.

In particolare le geometrie degli strati tipo 1, 3 e 4, che sono quelli che caratterizzano la quasi totalità della successione studiata, sono ben individuate nel grafico di figura 43 in cui si può osservare come lo spessore degli strati in questione varia sottocorrente.

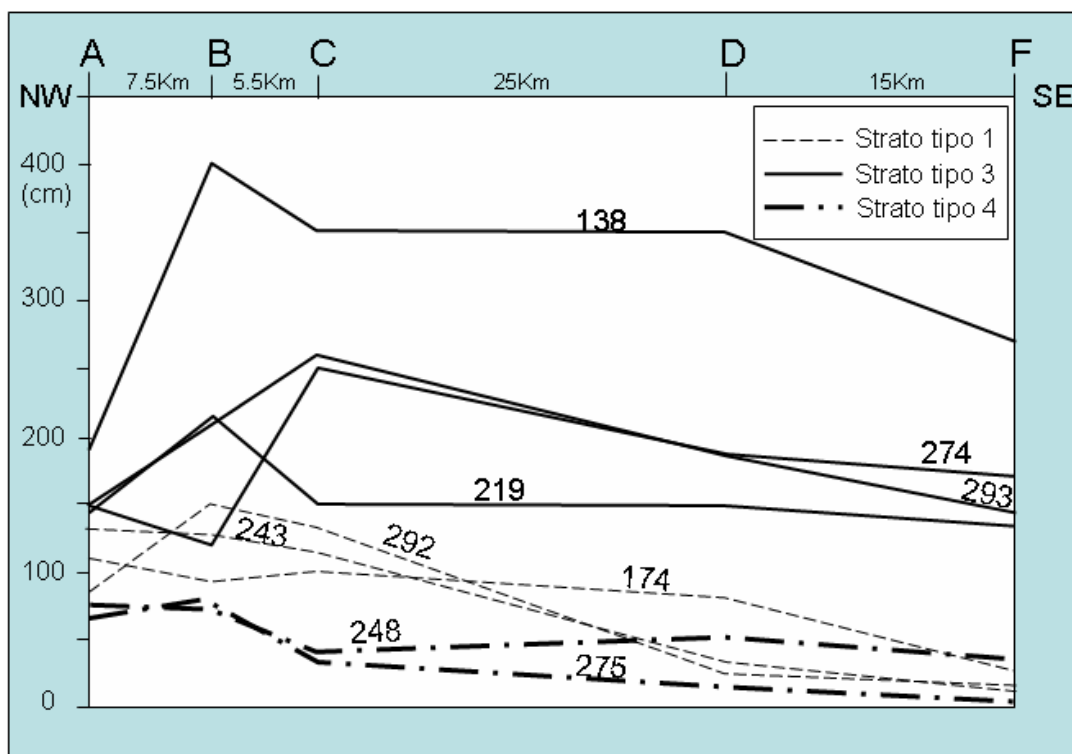


Figura 43 – Diagramma mostrante le variazioni sottocorrente relative allo spessore e alle geometrie laterali degli strati tipo 1, 3 e 4. Vedasi figura 39 per la localizzazione delle sezioni.

Caratteristica comune a quasi tutti gli strati, inoltre, è una unità pelitica caratterizzata da una parte sommitale più marnosa. La parte pelitica degli strati perciò, è molto spesso costituita da un'evidente colorazione più scura alla base dovuta ad una composizione più silicoclastica e una pelite più chiara al tetto dovuta ad una composizione più marnosa. L'origine di queste marne è ancora oggetto di discussione; molti le interpretano ancora in modo classico come emipelagiti (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Amy & Talling, 2006) altri, invece, pensano che

possano essere delle code turbolente che erodono i fanghi carbonatici sugli alti strutturali interpretandole come emitorbiditi (vedi discussione in Remacha *et al.*, 2005 relativamente alle torbiditi del Gruppo di Hecho nei Pirenei centro meridionali, Spagna). Il problema rimane sostanzialmente ancora aperto e non sarà oggetto di discussione in questa sede, ciononostante in questo lavoro di tesi si è privilegiato l'interpretazione di queste marne come un'emitorbidite (vedasi anche Capitolo 6.5 e discussione in Mutti *et al.*, 2002).

6.1.1 - Descrizione e interpretazione

6.1.1.1 - Strato tipo 1 (strati tripartiti da spessi a molto spessi caratterizzati da unità *slurry* intermedie)

Descrizione

Sono strati da spessi a molto spessi (in generale da 0,5 a 4 m) dove la porzione arenacea basale è caratterizzata, nelle zone più prossimali, da una netta tripartizione costituita da una base sottile o media relativamente continua ed indeformata (a), una unità a *slurry* intermedia (b) ed una parte sommitale sottile e laminata costituita di arenaria/silt (c) (Figg. 44 e 45). Su queste tre unità sono state eseguite analisi granulometriche come mostrato nelle figure 46, 47, 48 e 49. Questi strati tipo 1 presentano normalmente unità pelitica sommitale relativamente poco spessa.

- a) La base è generalmente costituita da un'arenaria media massiva relativamente ben classata in cui possono essere presenti *rip-up mudstone clasts*. A volte, però, possono essere presenti anche lamine spesse e in questo caso la base presenta uno spessore generalmente sottile (Figg. 44A e B e 45A e B). Scarse sono le strutture di fondo, se presenti queste sono rappresentate soprattutto da *groove casts*. Nella porzione più prossimale, in ogni caso, gli strati tipo 1 possono presentare anche *flute casts*, segno della presenza di una turbolenza che può essere responsabile dell'erosione dei clasti pelitici che si ritrovano poi nei depositi più sottocorrente (vedasi anche capitolo 6.3).
- b) Questa unità intermedia è caratterizzata da un'arenaria fangosa e/o siltosa molto mal classata spesso caratterizzata da strutture da liquefazione e clasti pelitici (Figg. 44, 45, 50 e 51). Questi ultimi possono presentarsi localmente numerosi con dimensioni pluricentriche fino a pochi mm o essere completamente assenti. In quest'ultimo caso l'unità si presenta semplicemente liquefatta e molto mal classata. Unità stratali di questo tipo, sebbene già segnalate da tempo in letteratura (Wood & Smith, 1958; Marshalko, 1970; Carter, 1975; Van Vliet, 1978; Ricci Lucchi, 1965, 1978 e Ricci Lucchi & Valmori, 1980) sono state recentemente oggetto di numerosi studi (Zeng *et al.*, 1991; Sylvester & Lowe, 2004; Talling *et al.*, 2004; Haughton *et al.*, 2004; Amy & Talling,

2006 e Talling *et al.*, 2007a) e generalmente vengono indicate con il termine di *slurry bed*, *debrite*, *sandwich bed* e così via. Da qui in avanti, comunque, con il termine di *slurry bed* ci si riferirà esclusivamente all'unità b di strati tipo 1 indipendentemente dalla presenza o meno di clasti pelitici come indicato nei lavori originali di Ricci Lucchi & Valmori (1980).

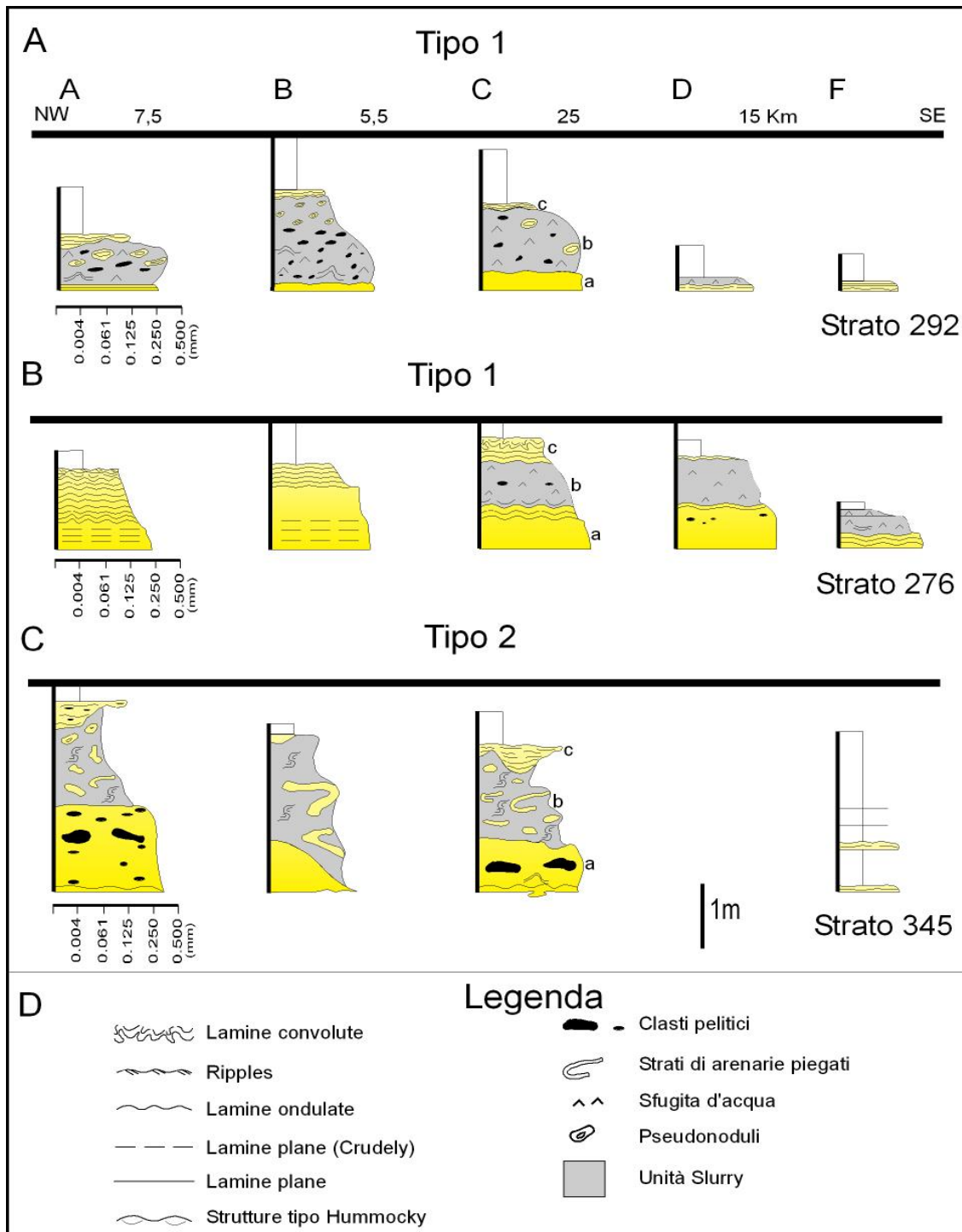


Figura 44 – Diagramma mostrante i facies tracts relativi agli strati tipo 1 (A e B) e agli strati tipo 2 (C). Vedasi figura 39 per la localizzazione delle sezioni.

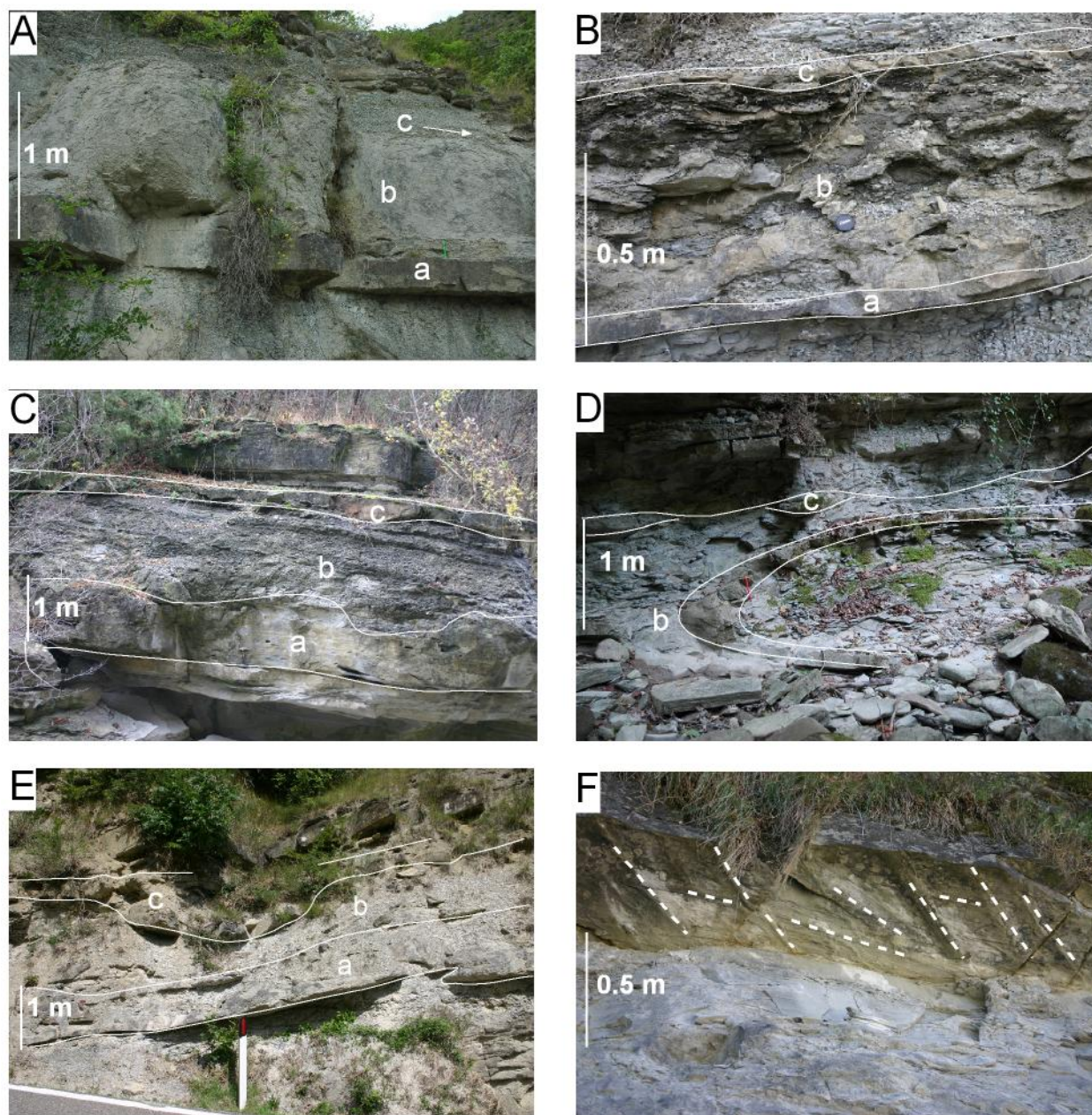


Figura 45 - A e B) Strati tipo 1 caratterizzati dalla classica tripartizione, ossia dalle divisioni a, b e c (vedasi il testo per un maggior dettaglio; sezione E, Valle del Bidente); C, D ed E) strato tipo 2 (strato 345) nelle sezioni A, B e C, rispettivamente (confronta con Fig. 44C, vedasi figura 39 per la localizzazione delle sezioni); F) strato immediatamente sopra lo strato 66, che è uno strato tipo 2 che caratterizza la base dell'Unità stratigrafica II (vedi capitolo 6.2). In particolare, si può osservare attraverso i *groove cast* la grande variazione delle paleocorrenti indicanti un controllo topografico.

- c) La parte sommitale di questi strati è spesso costituita da unità stratali di spessore variabile da medio a molto sottile e sono costituite principalmente da un'arenaria fine o una siltite arenacea (*very fine sandy siltstone*). L'unità c risulta laminata e generalmente è caratterizzata da lamine ondulate, convolute e megaripple con strutture tipo *hummocky*. La base può essere irregolare soprattutto a causa delle deformazioni da carico che possono evolvere in pseudonoduli nella sottostante unità intermedia b (Figg. 45A e B, 50 e 51). A volte può risultare completamente assente, in questo caso lo strato viene ad essere costituito solo dalle unità a e b. Nelle porzioni più distali (sezioni D e F) può essere osservato, in qualche strato, un livello fluidizzato al tetto di queste unità.

Su strati di questo tipo sono state effettuate numerose analisi granulometriche che mettono in evidenza come la frazione che cambia in maniera significativa all'interno delle tre unità (a, b, c) non è la frazione argillosa ma bensì quella sabbiosa e siltosa. L'unità intermedia a *slurry* (b) è caratterizzata generalmente da un aumento della porzione siltosa e una concomitante diminuzione della porzione sabbiosa, mentre lo strato sommitale (c) è spesso caratterizzato da un'altissima frazione siltosa e una bassa percentuale di argilla e sabbia (Figg. 46, 47, 48 e 49). Alcune volte, però, la porzione intermedia può presentare un tenore di fango relativamente più alto che potrebbe essere frutto della disgregazione dei clasti pelitici erosi nelle zone più prossimali.

L'analisi degli strati tipo 1, inoltre, mette in evidenza come possono esistere due tipi di facies *tract*. Nel primo l'unità a *slurry* è presente fin dalle sezioni più prossimali per passare sottocorrente nelle zone più distali a strati sottili di arenaria fine laminata in modo brusco (Fig. 44A). Nel secondo caso, invece, abbiamo che strati gradati in zone prossimali passano sottocorrente a strati tripartiti con unità a *slurry* per passare poi sottocorrente come nel primo caso a strati sottili laminati (Fig. 44B).

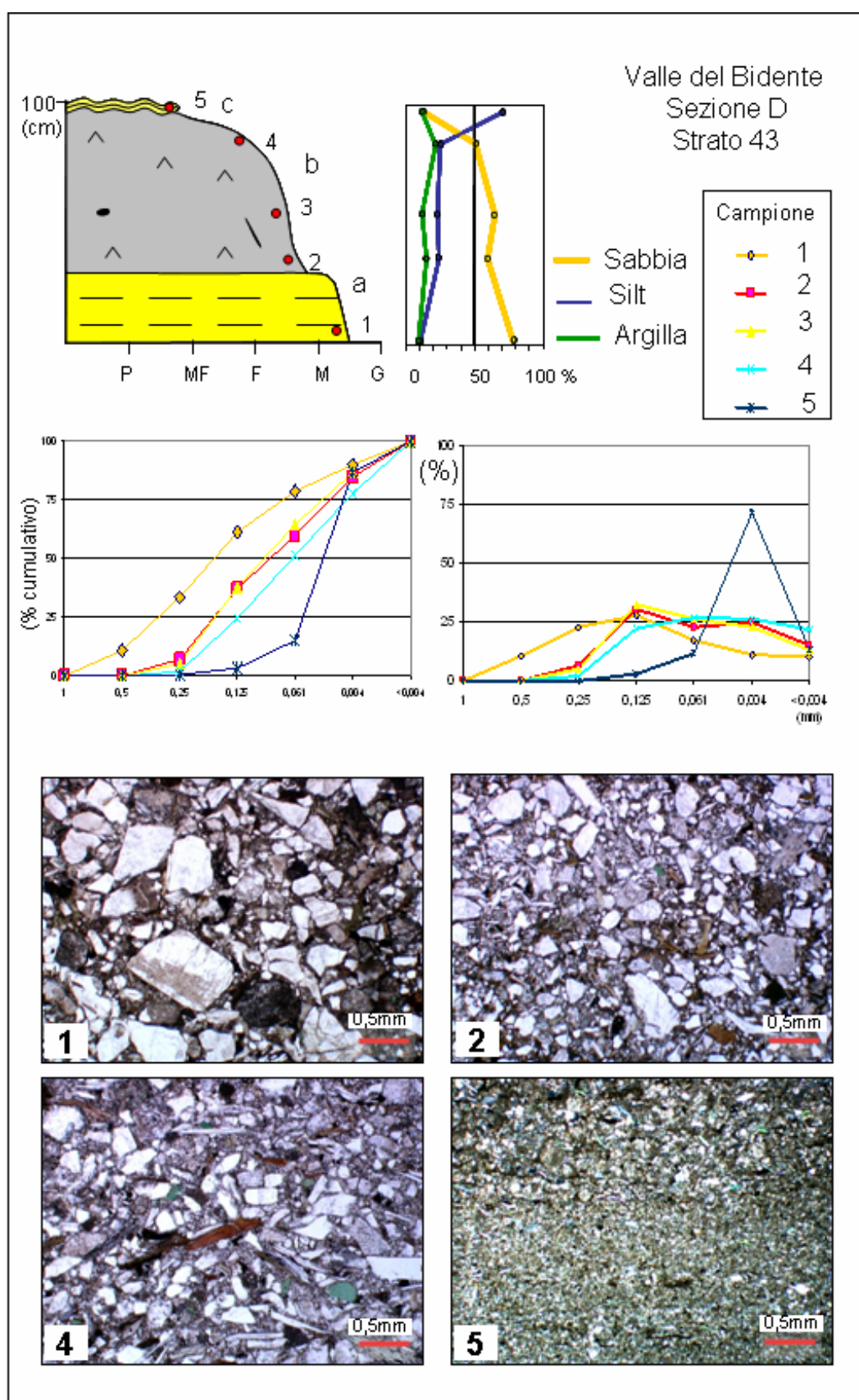


Figura 46 - Analisi granulometrica in uno strato tipo 1 (strato 43 nella sezione D). I numeri (1-5) indicano i campioni analizzati. È interessante notare le variazioni in percentuale delle frazioni sabbiose e silteose nelle tre divisioni (a, b, c) dello strato (vedasi il testo per un maggior dettaglio) (CENPES-Petrobras).

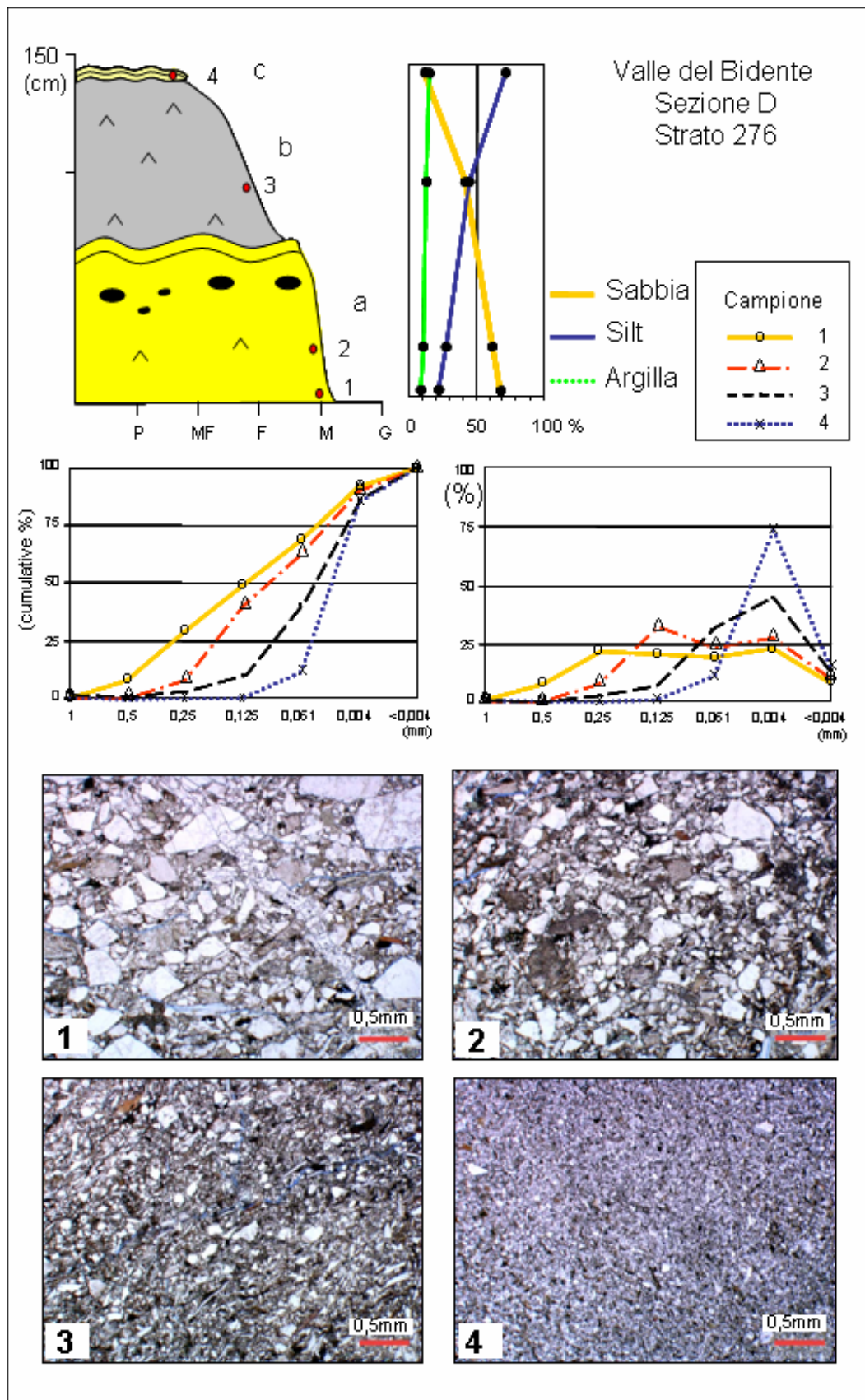


Figura 47 - Analisi granulometrica in uno strato tipo 1 (strato 276 nella sezione D). I numeri (1-4) indicano i campioni analizzati. Da notare come nel caso di Fig. 46 le variazioni in percentuale delle frazioni sabbiose e siltose nelle tre divisioni (a, b, c) dello strato (vedasi testo per un maggior dettaglio) (CENPES- Petrobras).

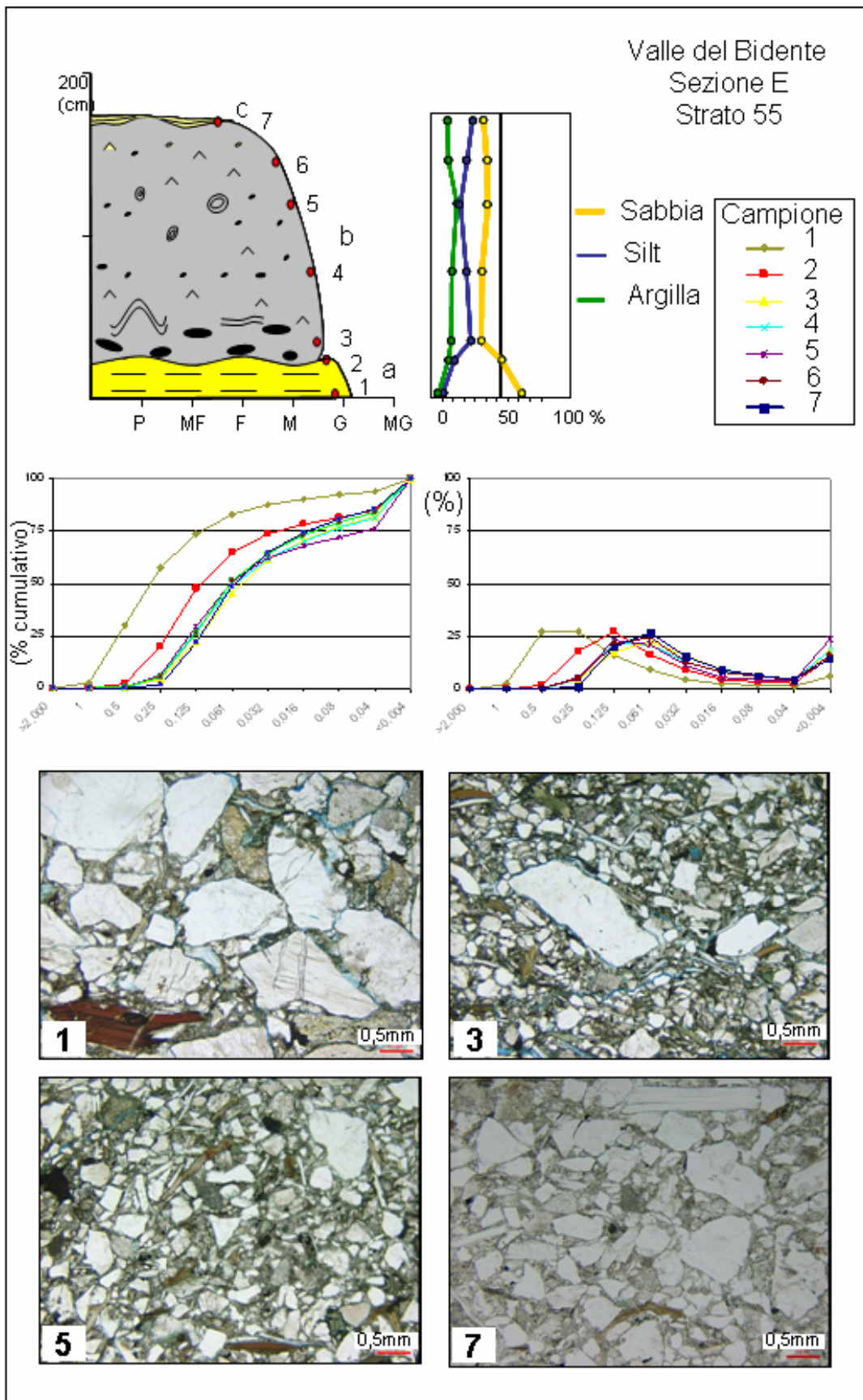


Figura 48 - Analisi granulometrica in uno strato tipo 1 (strato 55 nella sezione E). I numeri (1-7) indicano i campioni analizzati. Da notare come nei casi precedenti le variazioni in percentuale delle frazioni sabbiose e siltose nelle tre divisioni (a, b, c) dello strato (vedasi il testo per un maggior dettaglio) (CENPES- Petrobras).

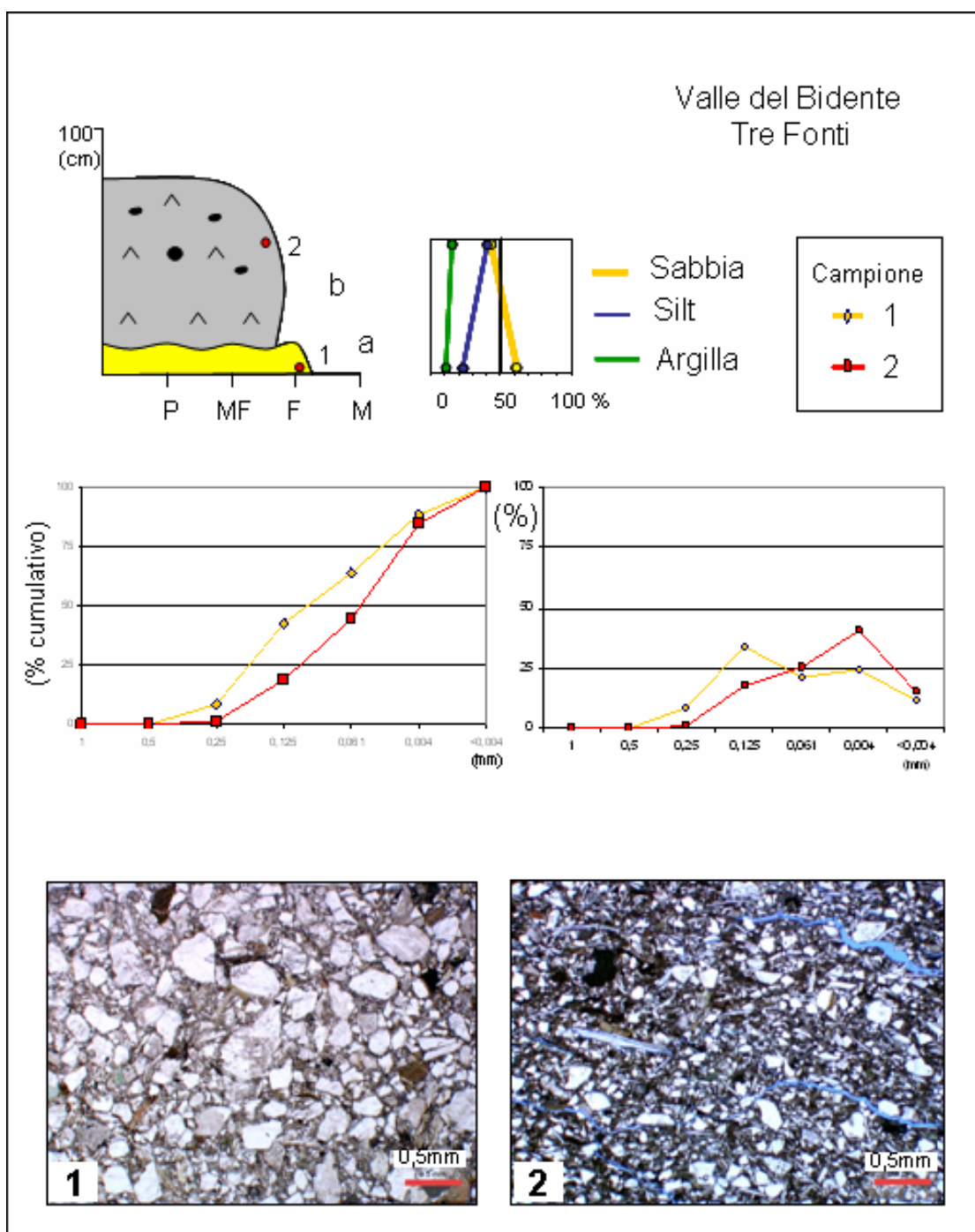


Figura 49 - Analisi granulometrica in uno strato tipo 1 (Tre Fonti, Valle del Bidente). I numeri (1 e 2) indicano i campioni analizzati. Da notare come nei casi precedenti le variazioni in percentuale delle frazioni sabbiose e siltose nelle due divisioni (a, b) dello strato (vedasi il testo per un maggior dettaglio) (CENPES- Petrobras).

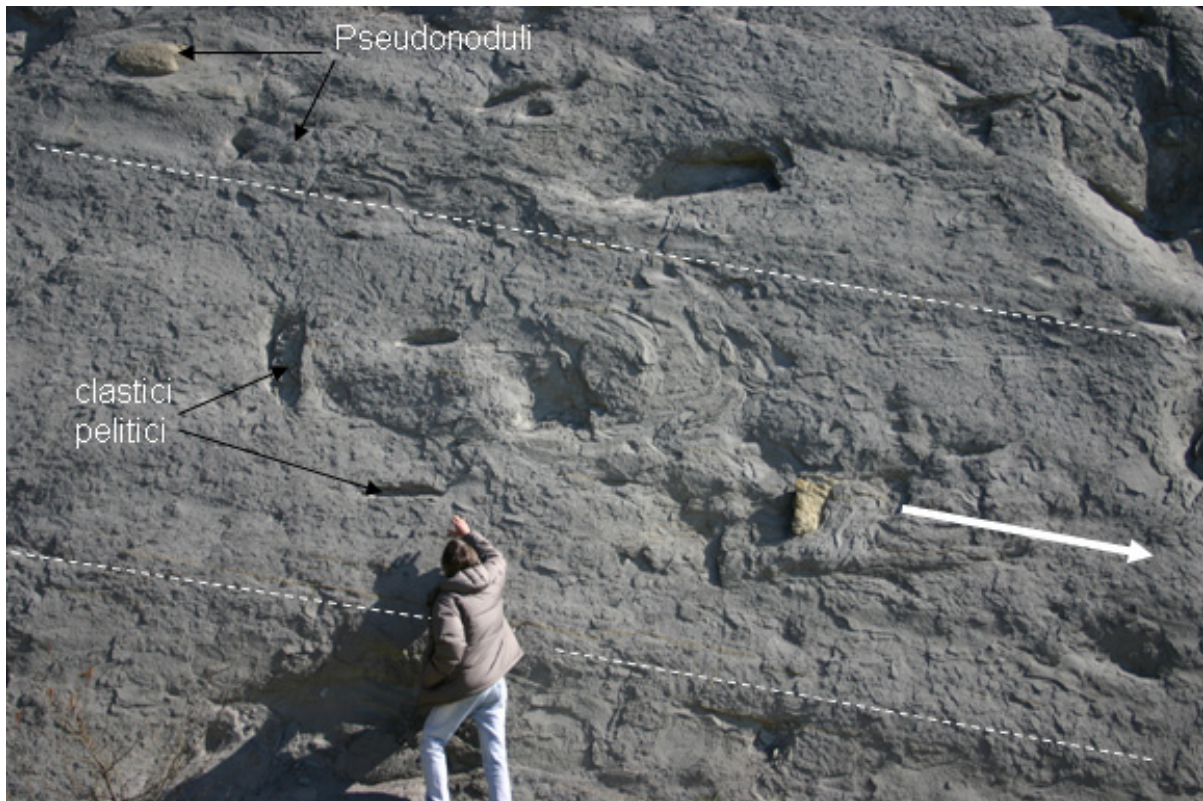


Figura 50 - Foto della porzione intermedia a *slurry* di uno strato tipo 1. Lo strato si trova in posizione verticale e priva della facies arenacea basale ben classata, la freccia indica la direzione della paleocorrente (Località Sasso, Valle del Bidente).



Figura 51 – Pseudonoduli all'interno dell'unità intermedia a *slurry* di uno strato tipo 1, (sezione A, Valle del Santerno).

Interpretazione

Questi tipi di strati, come accennato sopra, sono già stati segnalati da tempo in letteratura (Wood & Smith, 1958; Marshalko, 1970; Carter, 1975; Ricci Lucchi, 1965, 1978; Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Van Vliet, 1978) ciononostante recentemente sono stati nuovamente oggetto di studio ed interpretazione da parte di vari autori (Haughton *et al.*, 2003; Talling *et al.*, 2004; Zeng & Lowe, 2004; Amy & Talling, 2006 e Talling *et al.*, 2007a e b), ma la loro origine rimane ancora molto dibattuta. In pratica andrebbe spiegato come una arenaria relativamente ben classata che a volte può presentare lamine spesse indicanti processi di decantazione più trazione possa passare in modo brusco a una arenaria pelitica mal classata con evidenti fenomeni di liquefazione ricca in clasti pelitici generalmente associabile a sedimentazioni in massa. In generale, sembra esistere un generale accordo nel ritenere che alla base della loro origine ci debbano essere fenomeni di erosione di un substrato pelitico in relazione al grado di decelerazione del flusso che può contribuire ad aumentare i tassi di sedimentazione in modo rapido. In questo modo questi tipi di strati potrebbero essere relazionati alla brusca decelerazione dei flussi che si sono caricati precedentemente di pelite. Da questo punto di vista la loro formazione dipenderebbe dalla capacità di trasporto del flusso intesa come il rapporto tra la capacità di tenere in sospensione il materiale sedimentario (energia turbolenta) e la quantità di sedimento in sospensione. Il brusco passaggio dall'unità basale all'unità a *slurry* b dipenderebbe da un brusco aumento dei tassi di sedimentazione legata o ad un'eccesso di caricamento di materiale pelitico o alla brusca decelerazione del flusso che diminuisce l'energia turbolenta o da un'intergioco dei due fenomeni. Tutti e tre i casi potrebbero essere accentuati dalla presenza di alti topografici intrabacinali che tendono a favorire sia le decelerazioni che i fenomeni di *bulking*. La terza unità (c), a sua volta, può essere interpretata come la coda diluita della corrente di torbida decelerata. La sua composizione essenzialmente siltitica (come mostrato nelle Figg. 46 e 47) esclude una rielaborazione da parte della corrente di torbida della parte sottostante. Il brusco passaggio di questi strati tripartiti ad uno strato sottile di arenaria fine laminata sottocorrente (vedasi anche Talling *et al.*, 2004), conferma ulteriormente la brusca frenata subita dal flusso e il conseguente collasso del carico sedimentario a formare l'unità a *slurry* "b".

E' interessante notare, inoltre, che questi strati vengono osservati, spesso, in zone distali di basin plain dove sembrano registrare la progressiva erosione che è avvenuta a monte, probabilmente durante le fasi di ignition della correnti di torbida (Zeng *et al.*, 1991; Amy & Talling, 2006 e Wynn *et al.*, 2007). In tutta la successione studiata questi strati sono molto comuni confermando come essi tendano ad essere presenti soprattutto nelle zone più distali; non va dimenticato, infatti, che la zona oggetto di studio è molto distale rispetto le zone di alimentazione alpine (Fig. 5). A questo proposito è ipotizzabile supporre che gli strati tipo 1 (Fig.

44A) caratterizzati da unità a *slurry* fin dalle zone più prossimali (sezione A, Fig. 39) siano associati a fenomeni di erosione che avvengono in zone più prossimali ubicate a nord-ovest della sezione A ed ora sepolte dalle coltri liguri. Al contrario, quando questi tipi di strati (Fig. 44B) presentano nelle zone più prossimali (sezione A, Fig. 39) strati gradati, è ipotizzabile che le unità a *slurry* derivino da fenomeni erosivi avvenuti all'interno dell'area studiata cioè degli appennini romagnoli (Fig. 52). A questo proposito è ipotizzabile l'esistenza anche di un continuum che va da normali strati gradati con *rip-up mudstone clasts* (nel senso di Mutti & Nilsen, 1981) a strati con unità a *slurry*.



Figura 52 - Foto di strato con base erosiva, testimoniato dai clastici pelitici strappati dal substrato (sezione A).

Anche se questa spiegazione sembra una delle più plausibili, altri meccanismi possono creare uno strato tipo 1 (vedasi anche Talling *et al.*, 2004) e questi sono:

- 1) formazione di un flusso denso basale per erosione da parte di una corrente di torbida turbolenta iniziale. Questo flusso denso accessorio resterebbe indietro rispetto alla corrente di torbida e andrebbe a mettersi in posto sul deposito iniziale di quest'ultima, dopodichè sarebbe ricoperta dalla coda torbida più diluita (Ricci Lucchi, 1978 e Ricci Lucchi & Valmori, 1980).
- 2) decelerazione di un flusso bipartito con il conseguente *decoupling* and bypass del flusso turbolento rispetto a quello denso basale. Su fondi a basso gradiente, le correnti di torbida più veloce del debris flow viaggerebbero al fronte di quest'ultimo (Haughton *et al.*, 2003).
- 3) *decoupling* di un flusso bipartito contro il margine di un bacino (Kneller & McCaffrey, 1999 e Mutti *et al.*, 2002). Il flusso che risale può creare instabilità o erodere fino al punto di trasformarsi in un flusso denso.

4) Infine anche semplici processi di amalgamazione come mostrato in figura 53 non possono essere esclusi tra i meccanismi di formazione.

La presenza di questi tipi di strati in una successione sedimentaria, infine, può avere importanti implicazioni economiche, specialmente nell'industria del petrolio, dal momento che le unità ben classate e caratterizzate da bassi valori di porosità e permeabilità possono rappresentare importanti barriere per i fluidi.

6.1.1.2 - Strato tipo 2 (strati tripartiti molto spessi caratterizzati da unità caotica intermedia)

Descrizione

Questi, nella parte prossimale, sono strati molto spessi (da 1.5 a 4 m) e la loro porzione arenacea basale è caratterizzata da una netta tripartizione costituita da una base arenacea relativamente continua e poco deformata (a), una unità intermedia che localmente può presentare una struttura caotica (b) ed una parte sommitale costituita da uno strato medio sottile di arenaria fine laminata (c), (Fig. 44C e 45C, D ed E). Normalmente gli strati tipo 2 presentano un'unità pelitica sommitale molto poco spessa. In particolare le caratteristiche sedimentarie di queste tre unità sono:

- a) La base è generalmente costituita da un'arenaria media grossolana massiva liquefatta in cui possono essere presenti numerosi *rip-up mudstone clasts*; questa è quasi sempre presente e relativamente ben evidente. Localmente può presentare geometrie molto lenticolari caratterizzate da un tetto altamente irregolare in cui sembrano essere presenti troncature nette e deformazioni pseudoplastiche tipo strutture a fiamma che si perdono nell'unità sovrastante deformata b.
- b) Questa è caratterizzata da una struttura molto deformata quasi caotica in cui possono essere riconosciuti clasti pelitici decimetrici contorti, porzioni deformate e liquefatte provenienti dalla base sottostante. In altri punti questa unità può assumere un'aspetto di un vero e proprio caotico con strati contorti e peliti deformate tipo *slump* (Figg. 45C, D e E e 54). Comuni sono anche pseudonoduli derivanti dall'unità sovrastante (c).
- c) La parte sommitale di questi tipi di strati è spesso costituita da unità stratali di spessore da medio a molto sottile di arenaria fine caratterizzata da lamine ondulate a volte convolute. La base risulta molto irregolare sia perchè tende ad ammantare il tetto irregolare dell'unità caotica sottostante sia perchè spesso è deformata da strutture da carico che possono evolvere negli pseudonoduli che si ritrovano poi all'interno dell'unità intermedia b.

L'analisi del facies *tract* di questi tipi di strati mette in evidenza come in zone più distali possono passare in modo brusco a strati sottili di arenaria fine laminata, come del resto avviene anche per la grande maggioranza degli strati tipo 1 caratterizzati da una unità intermedia a *slurry* (Fig. 44C).

Le caratteristiche degli strati tipo 2, richiamano molto quelle dello strato tipo 1; le principali differenze risiedono nella presenza (negli strati tipo 1) di una base normalmente più sottile a volte caratterizzata da lamine spesse e molto spesse e di una unità intermedia tipo *slurry* più uniforme rispetto a quella caotica tipo *slump* che può caratterizzare localmente gli strati tipo 2. Per distinguere perciò i due tipi di strati oltre allo spessore occorrerebbe studiare soprattutto il facies *tract* per vedere se risulta presente o meno l'unità caotica tipo *slump* che è l'elemento più diagnostico degli strati tipo 2.

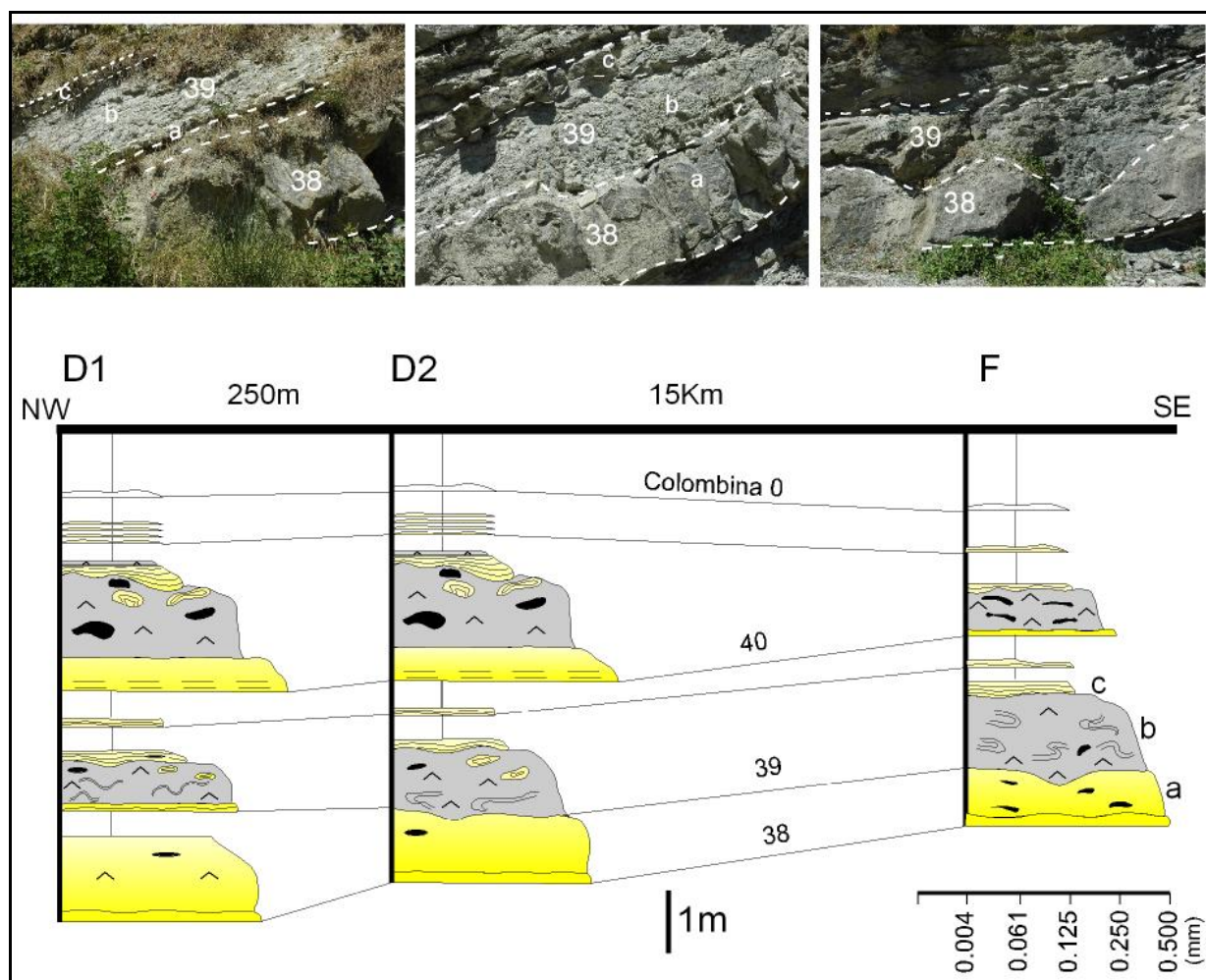


Figura 53 – Piccolo spaccato stratigrafico in cui si può osservare come i processi di amalgamazione possono essere importanti nel formare strati simili ai tipi 1 e 2 (strati 38 e 39 delle sezioni D ed F).

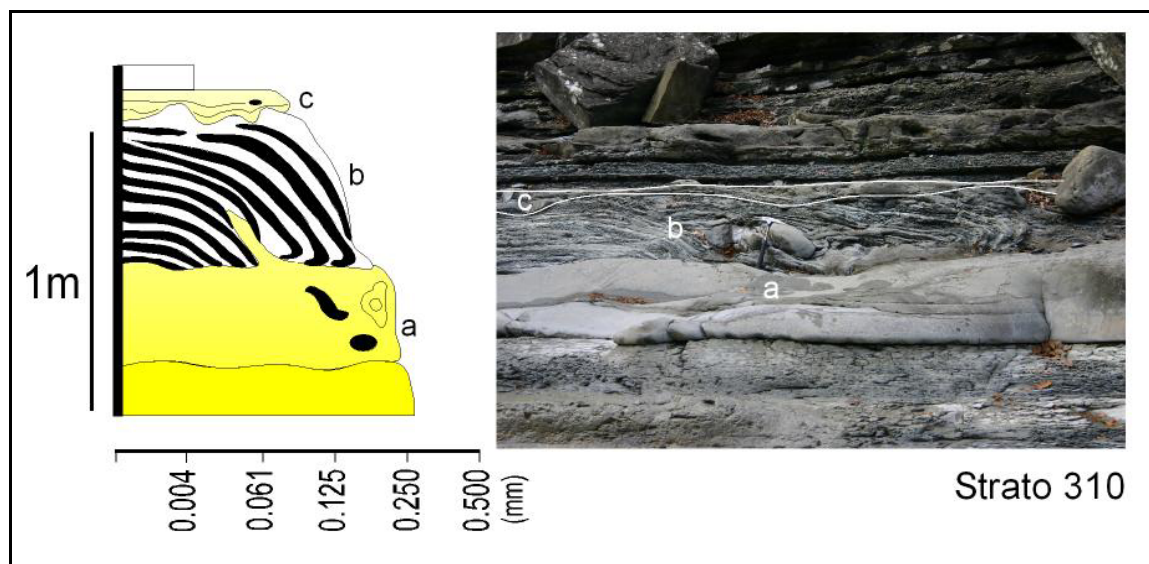


Figura 54 – Esempio di strato tipo 2 con la porzione intermedia (b) costituita da un'unità tipo slump, con strati sottile piegati (strato 310, Valle del Santerno).

Interpretazione

Gli strati tipo 2 rispetto a quelli di tipo 1, 3, 4 e 5 non sono molto comuni e sono presenti solo in determinati punti della successione studiata. Spesso si ritrovano nella parte basale delle unità in cui viene registrato un cambio nei principali depocentri e quindi un controllo tettonico. Questi strati sono relativamente simili agli strati tipo 1 e come per questi, l'interpretazione è ancora molto dibattuta soprattutto alla luce del fatto che lateralmente l'unità intermedia (b) passa localmente a vere e proprie unità caotiche tipo *slump*.

I processi di formazione perciò sembrano essere più complessi di quelli degli strati tipo 1. L'unità caotica tipo *slump*, per esempio, potrebbe essere prodotta da un'attività tettonica o da un impatto di un flusso contro un'alto topografico, ma in ogni caso essa all'interno dei facies *tract* tipo 2 sembra essere sempre molto localizzata (Fig. 44C). Il facies *tract* dello strato 345 (Fig. 44C) rinforza questa interpretazione, dove il caotico della unità b è più evidente e ben sviluppato nella sezione B (Valle del Senio, Fig. 39). Questa unità è interpretata qui come associata ad uno *slump* laterale prodotto dall'attività tettonica o dall'impatto di un flusso, piuttosto che da un apporto sedimentario assiale.

E' molto probabile, infatti, che l'origine di questo tipo di strato possa essere spiegato con l'impatto di flusso altamente stratificato o flusso bipartito contro un'alto strutturale. L'impatto, infatti, potrebbe non solo provocare un *decoupling* della corrente di torbida ma potrebbe anche innescare una destabilizzazione locale degli strati fini depositi precedentemente sull'alto topografico. Questa piccola massa destabilizzata impattando sullo strato (a), depositato dalla parte basale della corrente decelerata contro l'alto, potrà provocare liquefazioni e deformazioni plastiche tipiche del contatto tra l'unità a e b. La terza unità sommitale, infine, sarebbe deposta

dalla corrente più diluita e turbolenta che si era distaccata all'inizio. Questa andrebbe ad ammantare il tetto irregolare del caotico appena deposto dando vita anche a strutture da carico e pseudonoduli causate anche della sfuggita d'acqua legata all'unità sottostante b mal classata e con bassissima permeabilità.

In questo modo processi di amalgamazione tra le due correnti che hanno subito il processo di *decoupling* potrebbero avere un ruolo importante nella formazione di questi strati. In generale comunque è qui ritenuto che i processi di amalgamazione legati a fenomeni di impatto, come dimostrato dalla figura 53, possono giocare un ruolo fondamentale nella formazione di strati tipo 2. Nel caso specifico mostrato in figura 53 si vede come uno strato tipo 1 impatta su uno strato tipo 3 ed è interessante notare come la deformazione della base (a) dello strato tipo 1 che impatta sembra piegarsi a formare un'inizio di unità caotica. A questo proposito si potrebbe anche pensare che l'erosione di una corrente che impatta penetri nel sedimento (eventualmente rimuovendo e mescolando sia fango sciolto sia livelli di pelite consolidata) fino ad un livello di sabbia massiccia che sarebbe preservato e coperto dal materiale caotico. Ipotesi di questo tipo sono già state avanzate da Ricci Lucchi (1978) e recentemente da Butler & Tavernelli (2006).

Al di là della interpretazione comunque è qui ritenuto che questi strati generalmente molto più spessi e caotici degli strati tipo 1, possano segnare dei momenti particolari di attività tettonica che avrebbero potuto innescare l'unità a *slump* o accentuare gli alti strutturali che possono favorire la formazione di strati di questo tipo. Nel contesto generale gli strati di tipo 2 sono presenti soprattutto alla base di alcuni depocentri e in particolare lo strato 66 (Fig. 40) è qui interpretato come tempo equivalente o comunque legato alla messa in posto del caotico di Acquadalto. A ulteriore conferma del controllo topografico associato a questi strati vi sono le significative variazioni di paleocorrenti che si possono osservare dai *groove casts* presenti alla base dello strato 67 sovrastante allo strato 66 (Fig. 45F).

6.1.1.3 - Strato tipo 3 (strati da spessi a molto spessi di arenaria da media a fine con una spessa unità pelitica sommitale)

Descrizione

Questi strati sono caratterizzati da una parte basale sabbiosa molto spessa laminata costituita generalmente da un'arenaria da media a fine che passa verso l'alto ad una divisione pelitica a sua volta molto spessa. Lo spessore totale può raggiungere i 7 metri (Figg. 55, 56A e 57). La parte sabbiosa basale, comunque, può presentare anche una base massiva di arenaria media in cui a volte è riconoscibile un'inizio di laminazione. Questa, verso l'alto, passa, prima, ad un laminaset di spessore metrico di arenarie fini comunemente caratterizzato da lamine ondulate spesso intervallate da lamine convolute e poi ad un'alternanza di laminaset sottili di

arenaria fine laminata ed unità liquefatte. Le unità laminate possono essere costituite da ripple e megaripple biconvessi rampicanti e da lamine ondulate a basso angolo che possono presentare troncature tipo *hummocky* (Fig. 56B); le unità liquefatte al contrario, sembrano essere più fini e a volte al loro posto vi si possono incontrare lamine mal sviluppate e mal classate spesso ricche in materiale organico (lamine tipo *wispy*). I ripple e megaripple possono presentare paleocorrenti differenti da quelle indicate dalle strutture di fondo e spesso possono presentare variazioni di 180° tra l'una e l'altra come si può vedere in alcuni strati guida come nella colombina 35 (MT, Fig. 56C) e molti strati a composizione silicoclastica come per esempio lo strato 486 della sezione F (Fig. 56D). Il passaggio alla pelite sovrastante può avvenire in modo relativamente rapido come nel caso degli strati 138 e 293 (Fig. 55A e B) o attraverso un'unità siltosa liquefatta di spessore medio sottile (vedi strato 291, Fig. 55C) contraddistinta spesso dalla presenza di pseudonoduli (nel senso di Pickering & Hiscott, 1985 e Remacha *et al.*, 2005) e a volte anche da una intensa bioturbazione. L'unità pelitica sommitale, infine, può raggiungere spessori metrici.

Analizzando il facies *tract* di questi strati si vede come lo spessore sia molto variabile lateralmente e che, in ogni caso, non diminuisce gradualmente spostandosi sottocorrente come ci si dovrebbe aspettare in condizioni normali ma bensì tende ad inspessirsi in determinate zone (Figg. 53 e 55). In particolare nel caso dello strato 293 (Fig. 55B), lo spessore, pur rimanendo relativamente uniforme, aumenta da A a C per diminuire da C a F e allo stesso modo lo strato 138 aumenta da A a D per diminuire da D ad F presentando comunque uno spessore che rimane relativamente uniforme nelle sezioni B, C e D. In generale questi tipi di strati, a differenza di tutti gli altri, sono caratterizzati da uno spessore relativamente elevato per gran parte dell'area studiata (circa 53 km) presentando spesso nelle zone distali (sezione F, Fig. 39) uno spessore uguale o maggiore di quello delle zone prossimali (sezione A, Fig. 39). L'aumento di spessore, in pratica, è legato, oltre all'inspessimento dell'unità pelitica sommitale, alle alternanze di divisioni laminate e liquefatte, che in zone più prossimali possono passare ad arenarie meglio classate. Più regionalmente questo fenomeno può essere visualizzato anche dallo spaccato stratigrafico di Ricci Lucchi & Valmori (1980, p.255), dove diversi strati, come il Contessa e lo strato A1 (strato 138 di questo lavoro, Fig. 55A), si mantengono relativamente molto spessi per distanze di circa 120 Km. Questo fatto mette in evidenza come questa caratteristica può essere osservata in strati con provenienza tanto da NW quanto da SE. È importante sottolineare che alcuni strati tipo 3 possono anche diventare relativamente più sottili in zone distali, come nel caso dello strato 291 (Fig. 55C).

Un'altra tipologia di strati associabile a questa categoria, sono strati costituiti da unità basali sabbiose relativamente meno spesse di quelle appena descritte ma tutte caratterizzate da una serie di alternanze di laminati sottili costituiti da granulometrie e strutture differenti (Fig.

57). In altre parole *laminaset* di arenarie fini caratterizzate da *ripple* e *megaripple* biconvessi asimmetrici e da lamine ondulate a basso angolo che possono presentare troncature tipo *hummocky*, si alternano a *laminaset* di arenaria molto fine siltosa costituite da lamine mal classate, mal sviluppate che talvolta possono presentare un'aspetto liquefatto (lamine tipo *wispy*). Nei *laminaset* a lamine ben sviluppate, inoltre, molto comuni sono anche lamine ondulate parallele, convolute e strutture da carico che vanno ad interessare le sottostanti unità a lamine mal sviluppate (vedasi strato tipo 2 di Haughton, 1994). L'unità pelitica sommitale è generalmente spessa e molto spessa.

In definitiva in questa categoria 3 sono stati riconosciuti almeno tre tipologie di strati (vedi Fig. 55). Il primo è costituito da quattro unità che dal basso verso l'alto sono: 1) una divisione basale massiva di arenaria media che può contenere clasti pelitici, 2) una divisione di arenaria fine con lamine ondulate e convolute, 3) un'alternanza di unità sottili laminate e liquefatte, e 4) una unità sommitale pelitica (strati 138 e 293, Figg. 55A e B). Il secondo tipo è molto simile al primo con la differenza che l'unità a lamine ondulate e convolute passa alla pelite sovrastante attraverso un'unità liquefatta di siltite arenacea (*very fine sandy siltstone*) che può avere degli spessori che variano da sottili a medi (strato 291 Fig. 55C). Il terzo tipo, infine, è costituito da un'unità basale arenacea caratterizzata da alternanze di unità a lamine ben sviluppate e lamine mal classate, spesso con un aspetto liquefatto, che passa direttamente ad un'unità pelitica sommitale (strato 488.8 Fig. 57).

Interpretazione

Questi tipi di strati, denominati da Pickering & Hiscott (1985) *contained (reflected) bed*, mostrano delle sequenze di facies molto simili a quelle descritte anche da Remacha *et al.* (2005) in depositi di basin plain e relazionati a processi di *rebound* e *ponding*. La variazione laterale del loro spessore li contraddistingue in modo netto dagli strati di tipo 1, 4 (Fig. 43), 2 e 5 mettendo in evidenza come gli spessori elevati sia della parte arenacea che di quella pelitica sono da mettere in relazione soprattutto a fenomeni di confinamento e *ponding*. La parte basale costituita da un'arenaria massiva può essere interpretata come un Ta di Bouma o come un F8 (nel senso di Mutti *et al.*, 1999) legato a processi di sedimentazione in massa in cui gli alti tassi di sedimentazione sopprimono la turbolenza allo strato limite. La parte di arenaria fine laminata e la parte pelitica sommitale, invece, possono essere interpretate come un Tb-e di Bouma o F9 depositati da processi di decantazione più trazione legati ad un flusso turbolento carico di sedimento. Ovviamente le sequenze di facies sono molto diverse da quelle classiche di Bouma (1962) o Mutti *et al.* (1999) sviluppate per flussi che decelerano gradualmente nello spazio e nel tempo (*waning* e *depletive flow*) (Remacha *et al.*, 2005). Negli strati tipo 3, infatti, il flusso

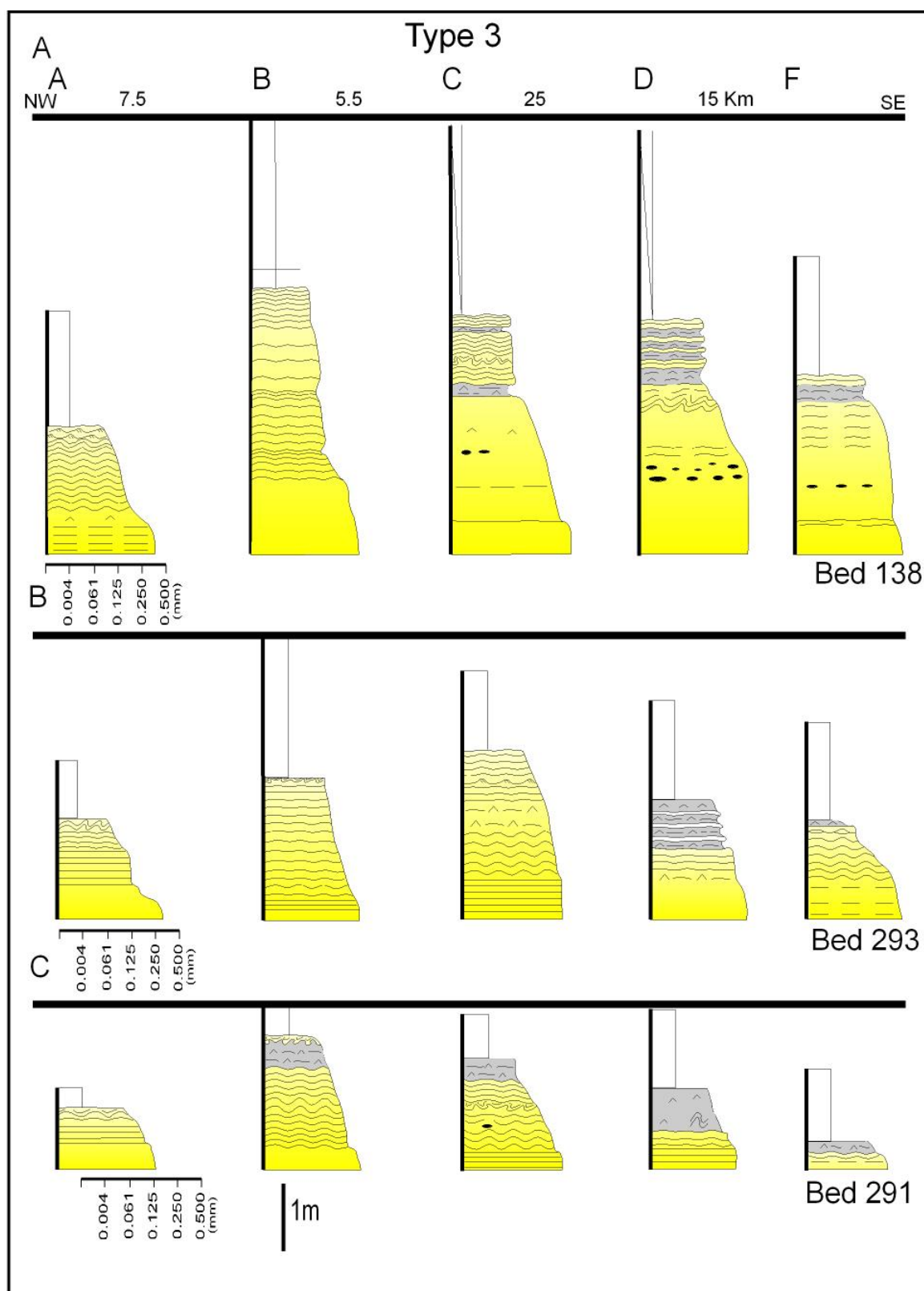


Figura 55 – Diagramma mostrante i principali facies *tracts* relativi agli strati tipo 3. Vedasi Fig. 39 per la localizzazione delle sezioni.

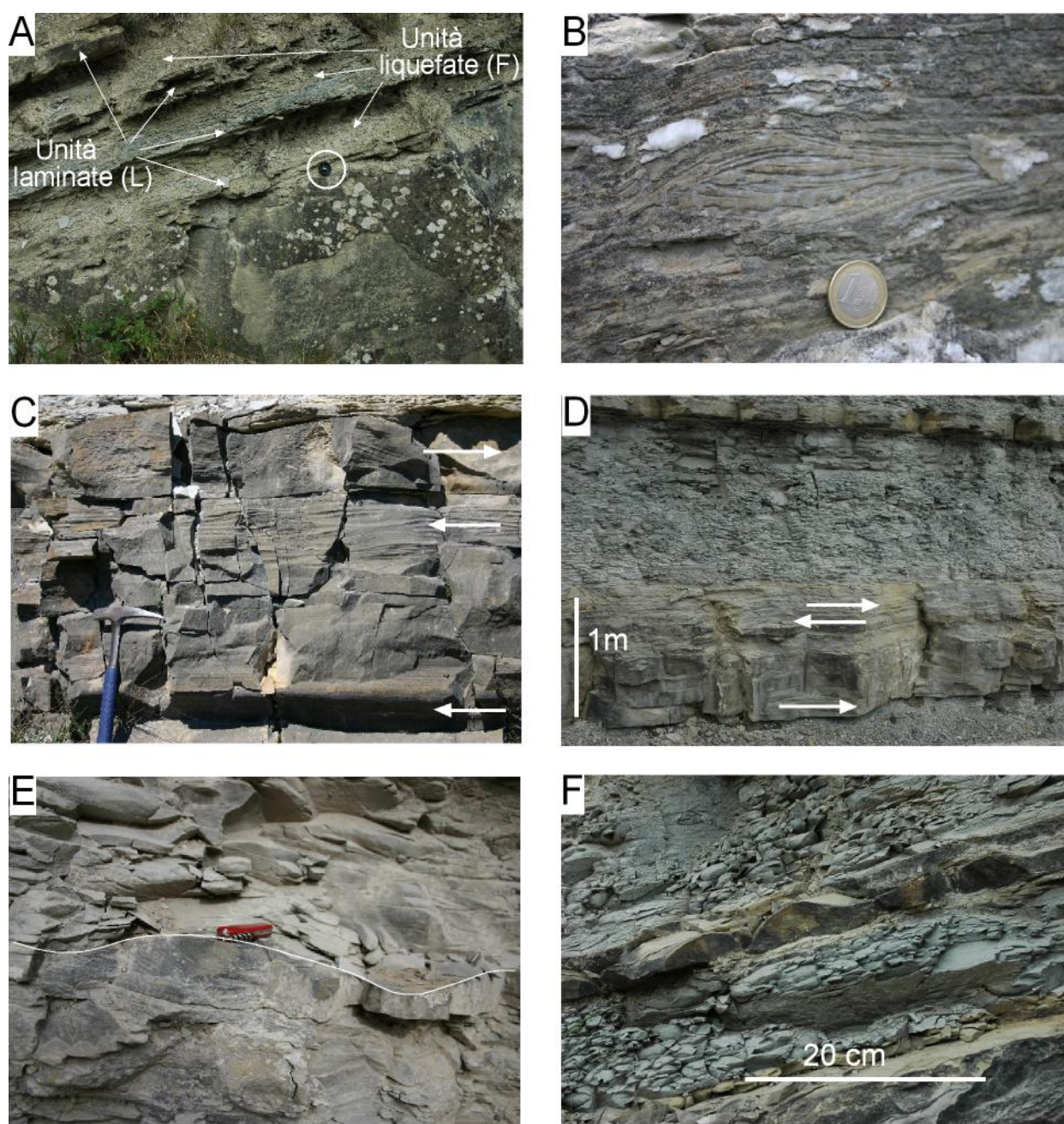


Figura 56 – A) Esempio di strato tipo 3 mostrante le alternanze tra unità laminate (L) e liquefatte (F) nella porzione superiore della parte arenacea dello strato (vedasi figura 55A e B). B) Struttura tipo *hummocky* a piccola scala in uno strato tipo 3 (strato 293, sezione F). C e D) Esempi di strati caratterizzati da diversi cambi di paleocorrente relazionati a processi di *ponding* (strato 435 o Colombina 30 e strato 486, rispettivamente). E e F) Esempi di strati tipo 5 caratterizzati da *ripples* biconvessi depositati da flussi combinati (sezioni F e D, rispettivamente).

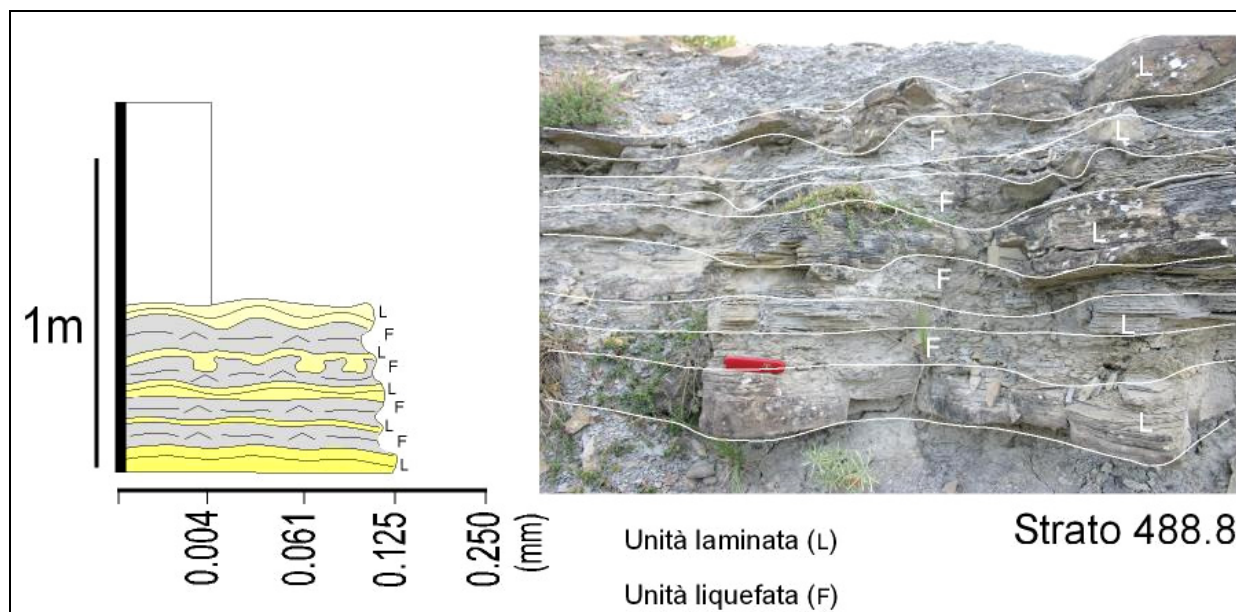


Figura 57 - Esempio di strato tipo 3, in cui si può vedere ben sviluppate le alternanze di unità sottili laminate (L) e liquefatte (F), (strato 488.8, Valle del Senio).

turbolento viene modificato dai processi di *rebound* e *ponding* che trasformano le correnti di torbida in flussi combinati. E' ormai provato, infatti, che i processi di *rebound* possono produrre diverse tipi onde interne o *bores* in grado di muoversi sia perpendicolarmente che in direzione opposta alla corrente di torbida in funzione dell'angolo di incidenza e delle caratteristiche dell'ostacolo (Edwards *et al.*, 1994; Kneller, 1995 e Tinterri, sottomesso). Le lamine ondulate e convolute, per esempio, sono qui interpretate legate alla propagazione delle onde interne (*moving internal bores*); in particolare la divisione delle lamine convolute può essere associata al *cyclic wave loading* legato al passaggio di treni di onde interne. Di conseguenza anche le alternanze di lamine ondulate e lamine convolute possono essere associate a processi di questo tipo, ossia all'alternanza di treni di onde interne più forti e più deboli. La prova di questo processo può derivare anche dal fatto che, generalmente, esiste una discrepanza fra le direzioni di paleocorrenti determinate dalle strutture di fondo e quelle determinate dalla vergenza delle lamine convolute che vengono piegate dallo sforzo al taglio prodotto dalle onde interne (vedasi anche Haughton, 1994).

Da questo punto di vista anche le alternanze di divisioni ben laminate e liquefatte potrebbero dipendere, molto probabilmente, da processi di questo tipo. Riguardo questo punto è necessario sottolineare che le divisioni laminate possono essere caratterizzate da strutture da flusso combinato come ripples biconvessi anisotropi, megaripples e strutture tipo *hummocky* che presentano direzione di paleocorrenti che possono variare di 180° rispetto alle direzioni indicate dalle strutture di fondo. Questo è una forte evidenza dei processi di *ponding* che sono responsabili anche della deposizione dello spessore anomalo delle unità pelitiche al tetto degli

strati. In conclusione la sequenza di facies della porzione superiore degli strati tipo 3 può essere interpretata come il frutto di un flusso turbolento pulsante che decelera progressivamente nel tempo. In questo modo, le alternanze di unità laminate e liquefatte e le unità pelitiche superiori possono essere messe in relazione al passaggio di onde interne (*bore*s) via via più deboli generati da una serie di processi di riflessione delle corrente di torbida contro i margini del bacino o di alti intrabacinali.

In alcuni casi, poi, si osserva che la spessa divisione basale con lamine ondulate e convolute passa direttamente all'unità pelitica sommitale soltanto attraverso un'unità liquefatta di spessore medio-sottile con pseudonoduli piegati senza nessuna facies ad alternanze. In questo caso è plausibile pensare che il *cyclic wave loading*, relazionato alle onde interne più energetiche, può liquefare completamente la porzione superiore della parte arenacea basale obliterando le strutture primarie (Remacha *et al.*, 2005). In ogni caso, è importante sottolineare che anche i processi di biotubarzione possono contribuire in modo sostanziale alla formazione di questa facies liquefatta. E' qui ritenuto, comunque, che le facies ad alternanze (Figg. 55 e 56A) possono passare o trasformarsi nell'unità liquefatta (Fig. 55) a seconda dell'energia delle onde interne in grado di produrre la liquefazione (Remacha & Fernandez, 2003 e Remacha *et al.*, 2005). In particolare, Remacha *et al.* (2005) propongono due sequenza di facies per rappresentare questi tipi di strato: 1) la prima è una sequenza di facies ideale ed è caratterizzata da un'alternanza di strati sottili nella porzione superiore della parte arenacea e 2) la seconda, invece, è una sequenza comunemente trovata in campagna, dove le alternanze di strati sottili è sostituita da una facies completamente liquefatta. In realtà, i dati derivati da questo lavoro mostrano che tutte e due le sequenze di facies sono comuni nella successione sedimentaria della FMA studiata (Figg. 58 e 55).

E' qui ritenuto importante sottolineare, inoltre, che quando questa unità liquefatta si presenta con uno spessore medio o oltre (> 30 cm) essa può essere confusa con la divisione a *slurry* (b) senza clasti pelitici degli strati tipo 1. In questo caso, solo l'analisi delle sequenze verticali di facies e dei facies *tract* laterali può aiutare nell'interpretazione.

In questo modo anche gli strati mostrati nella figura 57 possono essere interpretati depositi da processi di *ponding*. In questo caso i laminaset ben sviluppati potrebbero essere associati ai *bore* più energetici che risalgono il margine del bacino e ricollassano indietro ripetutamente.

Sebbene Ricci Lucchi & Valmori (1980) e recentemente Amy & Talling (2006) tendano a non dare particolare importanza alla presenza di questi strati e questi tipi di processi, i dati in nostro possesso, al contrario, dimostrato che essi sono molto comuni all'interno della successione stratigrafica studiata. Questo, comunque, può essere spiegato dal fatto che gli autori

sopracitati si occupano di intervalli stratigrafici a cavallo del Contessa i quali in base ai nostri dati non sembrano aver avuto un grosso controllo tettonico (vedasi capitoli 6.2 e 6.3).

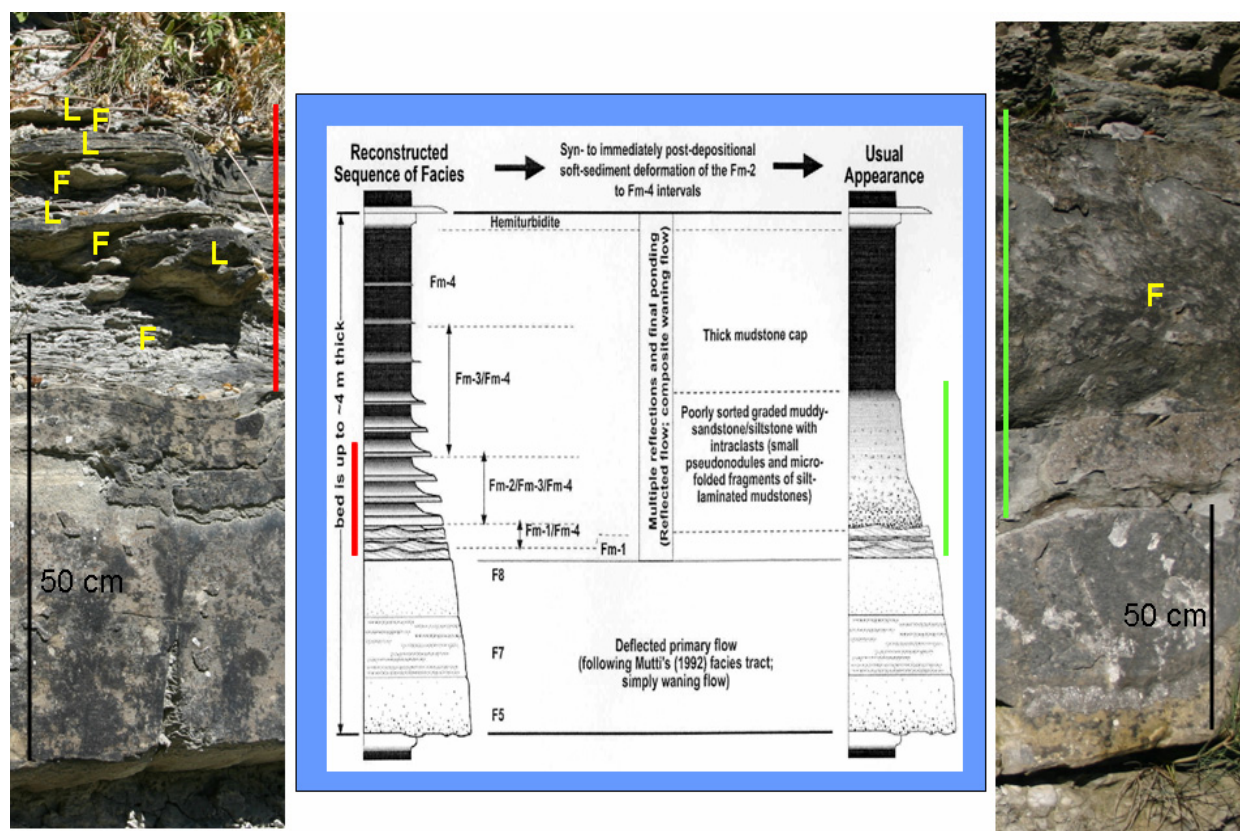


Figura 58 – Modello di Remacha *et al.* (2005) mostrante lo strato ideale a sinistra e quello che normalmente si trova in campagna a destra. Le foto alla sinistra e alla destra dello schema sono esempi di due strati tipo III trovati nella successione della FMA e che descrivono bene i due casi mostrati dagli autori sopracitati (L = laminato e F = liquefatto).

6.1.1.4 - Strato tipo 4 (strati da spessi a medi di arenaria da media a fine che diventano progressivamente più fini e sottile sottocorrente)

Descrizione

Questi tipi di strati sono gradati in modo normale e sono costituiti da una porzione basale massiva di arenarie medie e una porzione superiore di arenaria fine e molto fine laminata (Fig. 59). Le strutture sedimentarie interne della porzione superiore sono generalmente rappresentate da lamine orizzontali e ondulate. Alcune volte la porzione di arenaria fine è caratterizzata da lamine convolute e strutture tipo *hummocky* mentre il passaggio all'unità pelitica sommitale può essere caratterizzata da una sottile unità liquefatta.

In entrambi i casi l'analisi dei facies *tract* indica che questi tipi di strati diventano progressivamente più fini e meno spessi sottocorrente.

Interpretazione

Questi tipi di strati possono essere interpretati come facies F8 e F9 nel senso di Mutti *et al.* (1999) e derivano rispettivamente da processi di deposizione in massa e trazione più decantazione legati a flussi turbolenti carichi di sedimento. La progressiva diminuzione di spessore e granulometria sottocorrente permette di vedere questi strati come depositi da flussi turbolenti che diminuiscono gradualmente di velocità nel tempo e nello spazio (*waning* e *depletive turbulent flows* nella terminologia di Kneller, 1995). In alcuni casi, comunque, la presenza di alternanze di lamine ondulate e convolute insieme alle unità liquefatte al tetto delle divisione arenacea può far ritenere che processi di *rebound* e *ponding* abbiano agito, sia pur in misura minore rispetto gli strati tipo 3, anche in strati di questo tipo.

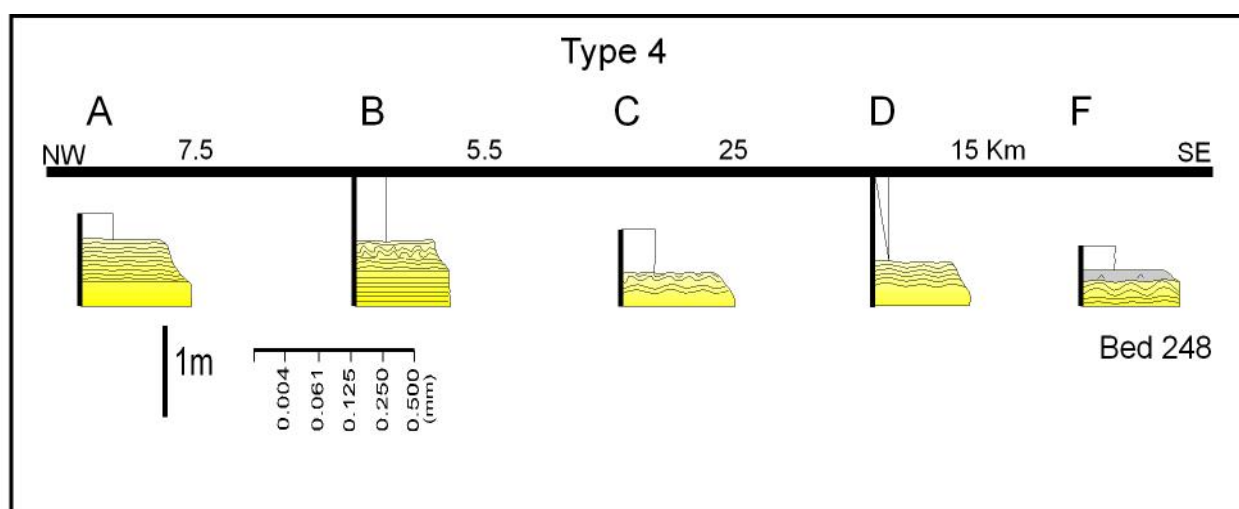


Figura 59 – Diagramma mostrante il tipico facies *tract* degli strati tipo 4 (vedasi figura 39 per la localizzazione delle sezioni).

6.1.1.5 – Strato tipo 5 (strati sottili di arenaria fine e molto fine)

Descrizione

Nell'intervallo studiato della FMA questi tipi di strati possono essere divisi in tre categorie:

- a) strati sottili a composizione silicoclastica con provenienza da nordovest relazionati a strati spessi sopracorrente (vedasi strati tipo 1, 2 e 4);
- b) strati sottili a composizione ibrida e carbonatica con provenienza da sudest e associati a strati spessi in zone più meridionali, come la Contessina 2 (vedasi anche Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Talling *et al.*, 2007b);

c) strati sottili con *ripples* e *megaripples* tipo *hummocky* che possono essere ritrovati sopra gli strati tipo 3 oppure associati ad alti topografici generati dalla messa in posto di unità caotiche o da sollevamenti tettonici.

In questo lavoro saranno discussi soltanto gli strati appartenenti alla terza classe (c) che rappresentano una categoria molto importante e comune nell'intervallo stratigrafico della FMA studiato. Essi sono generalmente da sottili a molto sottili, costituiti da arenarie molto fini e sono spesso caratterizzati da *ripples* e *megaripples* biconvessi e alcune volte da *hummocky* anisotropi a piccola scala; le dimensioni variano da circa 20-30 cm di lunghezza a 3-5 cm di altezza (Figg. 56E e F). Le paleocorrenti mostrano molto spesso un angolo rispetto alla direzione normale della FMA che è verso sudest (circa N120°).

Interpretazione

Questi tipi di strati possono essere interpretati come una facies F9 nel senso di Mutti *et al.* (1999). Essi sono prodotti da processi di decantazione più trazione legati ad un flusso turbolento diluito. Oltre alla direzione di trasporto diversa, la presenza di *ripples* e *megaripples* con lati anteriore e posteriore convessi, e strutture tipo *hummocky* a piccola scala permette di interpretare questi tipi di strati come depositi da un flusso turbolento combinato. La geometria esterna di questi *ripples* che possono presentare anche lamine sigmoidali interne, oltre ovviamente alle strutture tipo *hummocky*, sono tra le più tipiche strutture da flusso combinato (vedi Tinterri 2006, sottomesso, per una visione generale del problema). La presenza di questi tipi di strutture sedimentarie in ambiente di mare profondo è qui interpretata come relazionata a processi di *rebound*. Le onde interne prodotte da questi processi, infatti, possono conferire caratteristiche di flusso combinato alle correnti di torbida (Pantin & Leeder, 1987; Edwards *et al.* 1994; Kneller *et al.*, 1997 e Remacha *et al.*, 2005).

La presenza di questo tipo di strutture insieme alla presenza di paleocorrenti differenti rispetto alle direzioni normali verso sudest, porta ad interpretare questi strati come legati a correnti di torbida combinate che subiscono processi di *rebound*. Queste unità stratali di conseguenza, possono essere viste come deposte da flussi turbolenti legati agli effetti di *ponding* quando sono associate agli strati tipo 3 mentre possono essere visti come depositi da flussi turbolenti diluiti in grado di risalire ostacoli topografici quando si trovano associati ad alti strutturali o a corpi caotici.

La figura 60, infine, riassume le facies e i facies *tracts* più importanti identificati nella successione stratigrafica studiata, mettendo in evidenza le discrepanze con i modelli classici di Bouma (1962), Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999) a causa dei processi di *rebound* e *ponding* legati al controllo tettonico.

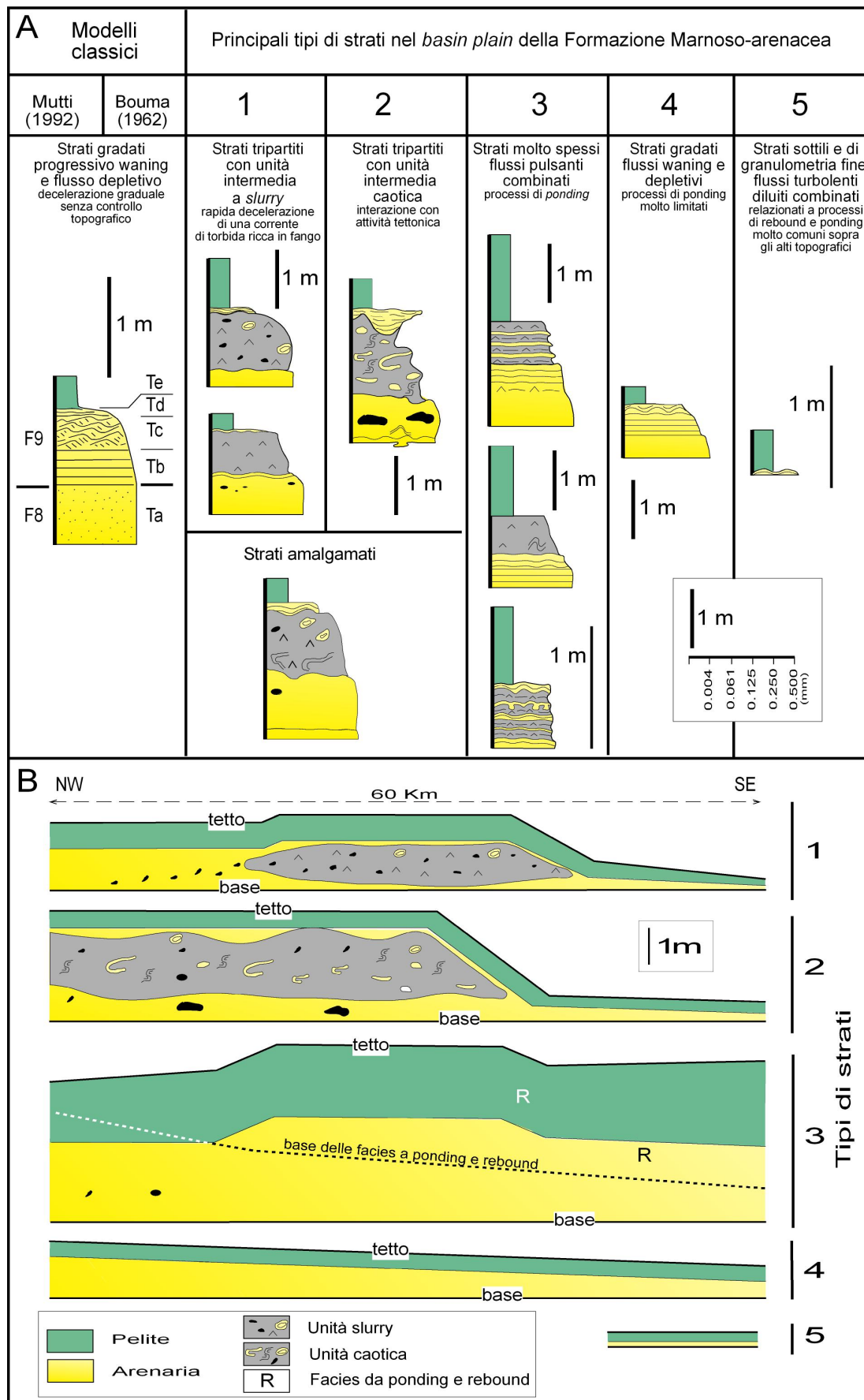


Figura 60 – Diagramma che riassume i diversi tipi di strati identificati nella successione stratigrafica studiata. A) Confronto tra i cinque tipi di strati individuati e quelli dei modelli classici, B) Diagramma semplificato mostrante i cinque principali *facies tracts* degli strati descritti in A.

6.2 – Stratigrafia della successione sedimentaria studiata

L'evoluzione sedimentaria della FMA è intimamente legata all'evoluzione strutturale del bacino d'avanfossa, il quale a causa della propagazione verso nord-est dei fronti d'accavallamento diventa progressivamente più compartimentato e ristretto con il passare del tempo (Mutti & Ricci Lucchi, 1972; Ricci Lucchi, 1986 e Mutti *et al.*, 2003). La geometria e la struttura interna degli strati, perciò, possono venire modificate dagli alti topografici e dai depocentri sindeposizionali creati dalla tettonica. Nelle porzioni più distali del bacino o nelle regioni vicine agli alti strutturali sono frequenti fenomeni di riflessione e deflessione dei flussi che modificano il carattere predominantemente unidirezionale delle correnti di torbida. Il prodotto finale sarà una sedimentazione relativamente complessa dove può risultare difficile osservare anche le ciclicità originarie a varia frequenza che caratterizzano, invece, le torbiditi non topograficamente controllate (Mutti *et al.*, 1994a).

La divisione stratigrafica utilizzata in questo lavoro, comunque, è strettamente legata alla tettonica e deve essere considerata, al momento, puramente informale. In questo modo, le analisi stratigrafico-sedimentologiche all'interno dell'intervallo studiato hanno permesso di individuare cinque (5) unità stratigrafiche informali che sono state differenziate principalmente in funzione del controllo strutturale messo in evidenza dalla presenza di alti strutturali, depocentri e dalla progressiva comparsa e scomparsa dei cinque tipi di strati descritti ed interpretati nel capitolo 6.1 che dipendono dall'efficienza del flusso in relazione alla fisiografia del bacino (Figg. 61 e 62). Qui di seguito saranno descritti le varie unità presentate nei pannelli delle figure 40, 41 e 42. La loro evoluzione è stata analizzata attraverso la tecnica degli spianamenti progressivi, come indicato nella figura 61.

6.2.1 - Unità I

L'Unità I è stata individuata nella parte più meridionale dell'area studiata dove affiora nelle sezioni D, E ed F. Nelle sezioni B e C, pur essendo presente, quest'unità non è stata oggetto di studio, mentre ancora più a nord (sezione A) essa è rappresentata solo dalla parte alta del Caotico di Acquadalto. Nella zona più meridionale, invece, questa unità è compresa fra lo strato guida Io e uno strato tipo 2 (strato 66) che segna il passaggio all'unità stratigrafica II. Nelle regioni meridionali quest'unità presenta uno spessore di circa 240 m ed è caratterizzata dalla diffusa presenza di strati tipo 1. In generale gli strati presentano spessori medi della porzione arenacea di 50 cm, variando da pochi centimetri fino ai 270 cm. Il rapporto arenaria/pelite è relativamente alto, circa 1/2 nella sezione D e circa 1/2,5 nella sezione F. Le strutture di fondo

sono abbastanza comuni e la quantità e il tipo di queste strutture sono legate soprattutto al tipo di facies (vedasi capitolo 6.4). Negli strati tipo 1 e 2 le strutture di fondo sono rare e quando presente sono rappresentate da *groove cast* o localmente da qualche struttura da carico. Negli strati di tipo 3 e 4 invece sono presenti *flute*, *groove casts* e in misura minore *frondescent* e *bounce casts* (vedasi Dzulynski, 2001 per il significato di queste strutture di fondo). In quest'unità, inoltre, sono stati identificati soltanto tre strati guida con provenienza da sud, uno di composizione carbonatica chiamato Colombina 0, e altri due a composizione ibrida, che sono lo strato Io (Imolavilla di Martelli *et al.*, 1994) e un'altro strato qui chiamato Io 2 (vedasi capitolo 5).

6.2.2 - Unità II

Il limite basale di quest'unità è segnato da un'importante superficie legata ad un controllo tettonico, che cambia sostanzialmente le condizioni di sedimentazione. Più precisamente la base dell'unità stratigrafica II è stata associata, nelle zone più settentrionali, al Caotico di Aquadalto, mentre nelle zone più meridionali allo strato tipo 2 (66). Il tetto, invece, è stato associato allo strato 138 (strato A1 di Ricci Lucchi & Valmori, 1980) che segna il passaggio all'unità sovrastante III. Quest'unità, a nord, risulta relativamente molto poco spessa con uno spessore di circa 60 m nella Valle del Senio (Sezione B), mentre a sud, nella valle del Bidente (sezione D), lo spessore raggiunge i 230 m mettendo in evidenza la formazione di un importante depocentro. Questa strutturazione del bacino è legata a nord (sezione A, B e C) ad un innalzamento tettonico in grado di generare il Caotico di Acquadalto la cui origine molto probabilmente dipende dal *Thrust* di Monte Castellaccio (vedi anche Lucente, 2004). Al di sopra di questo alto topografico si depositano essenzialmente sedimenti fini caratterizzati da strati relativamente sottili tipo 5, anche se in misura minore possono essere riconosciuti anche strati tipo 3. Gli strati sottili, in particolare, sono legati alle code turbolente dei flussi che riescono a risalire l'alto creato dal Caotico di Aquadalto in cui possono essere riconosciute strutture legate a fenomeni di riflessione.

Durante la deposizione del Caotico di Acquadalto a nord, nel depocentro a sud la sedimentazione è caratterizzata dalla presenza di uno strato tipo 2 (strato 66) e soprattutto da strati tipo 1 con unità a *slurry* ricche in clasti pelitici (Fig. 61) e in misura minore da strati tipo 3. In generale, le porzioni arenacee basali degli strati presentano uno spessore medio di 50 cm nelle sezioni distali meridionali e circa di 16 cm nelle sezioni prossimali settentrionali, al di sopra del Caotico di Acquadalto. L'alta concentrazione degli strati tipo 1, come accennato nel capitolo 6.1, deve essere legata ad una forte erosione di fini nelle porzioni più prossimali da parte di flussi

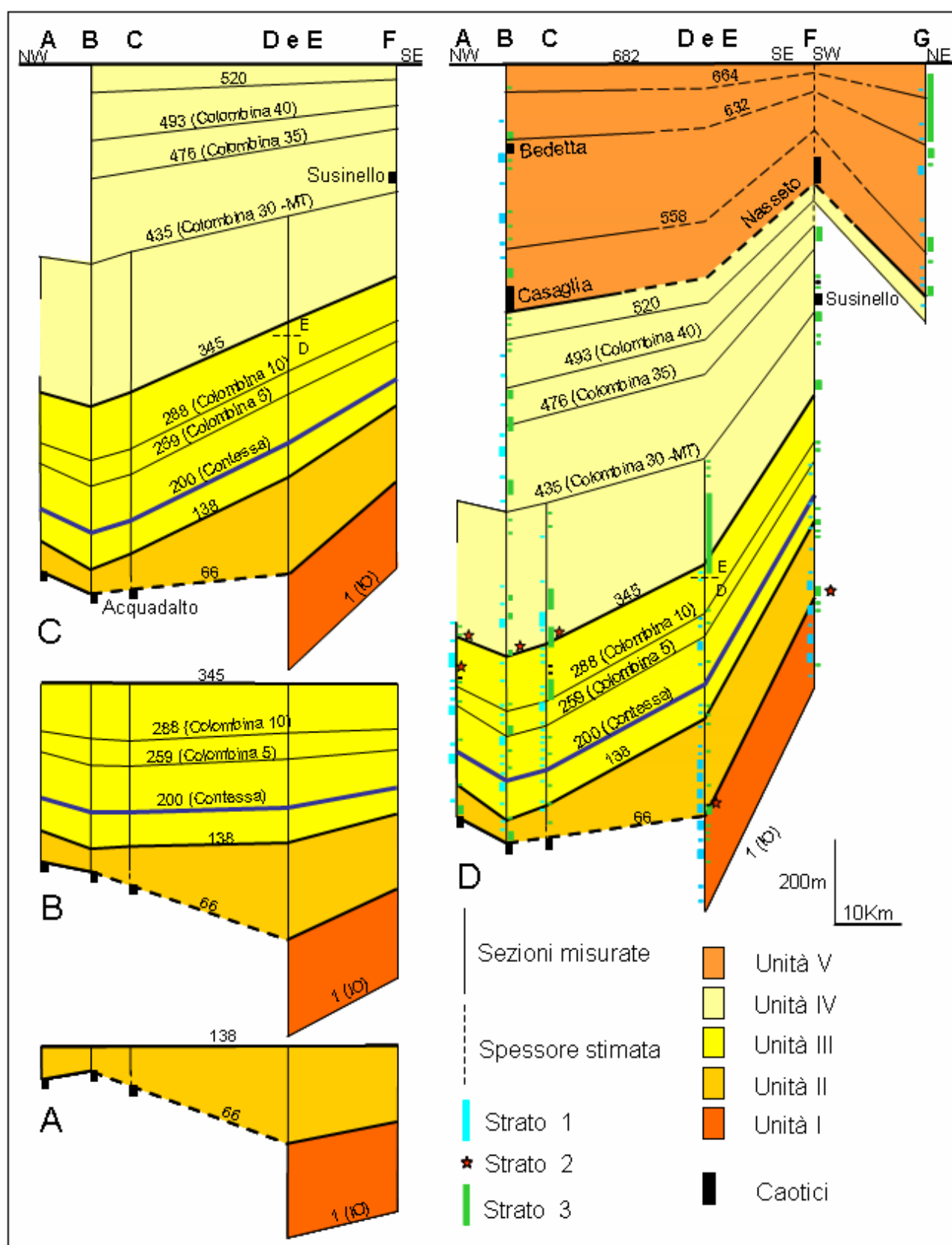


Figura 61 – Spaccato stratigrafico schematico mostrante l'evoluzione della successione stratigrafica studiata attraverso la tecnica degli spianamenti progressivi. La distribuzione degli strati 1, 2 e 3 sono indicati nello spaccato stratigrafico D. Da notare il progressivo aumento e diminuzione dei diversi tipi di strati in relazione alle diverse unità stratigrafiche (vedasi il testo per un maggior dettaglio e Fig. 39 per la localizzazione delle sezioni).

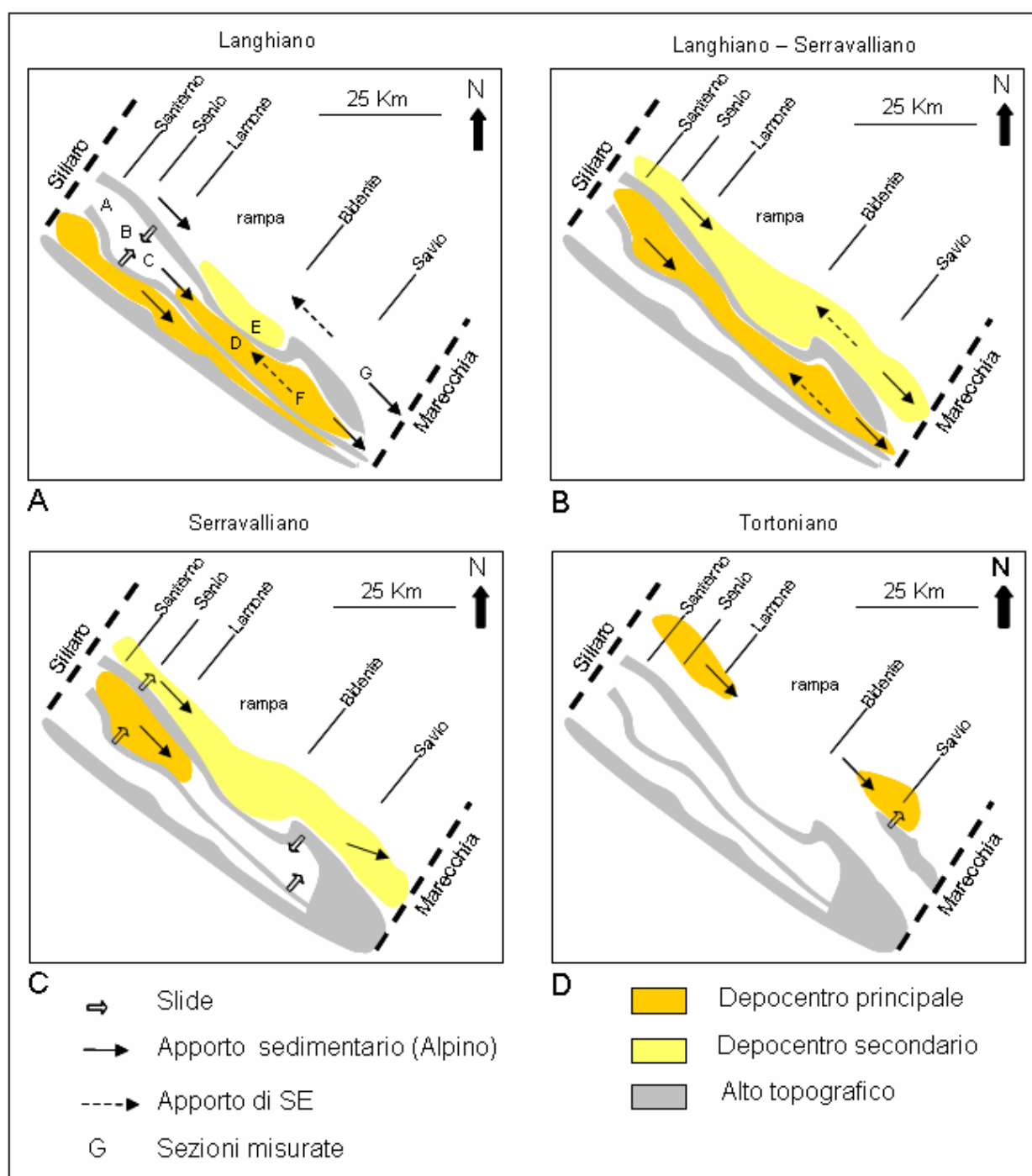


Figura 62 - Evoluzione paleotopografica della FMA dal Langhiano al Tortoniano, notare il progressivo spostamento verso nordest dei principali depocentri. I dati del Tortoniano provengono da Ricci Lucchi (1986) e Mutti *et al.* (2003), mentre i dati di provenienza dei caotici provengono da Lucente & Pini, (2002) e Lucente (2004).

efficienti o molto efficienti nel senso di Mutti *et al.* (1999). I fattori qui ritenuti molto importanti per la formazione di questi tipi di strati sono la presenza dell'alto sindeposizionale sopracorrente e il passaggio a sud, attraverso un netto cambio di pendio, al depocentro della sezione D (Fig. 61).

La particolare fisiografia del bacino a questo tempo doveva essere particolarmente propizia alla formazione di strati tipo 1 favorendo i fenomeni erosivi dei depositi pelitici depositati sopra l'alto deposizionale ubicato a nord, e la concomitante decelerazione a sud legata al cambio di pendio. La presenza di strati tipo 1 ricchi di clasti pelitici anche nell'unità sottostante 1, comunque, suggerisce che, molto probabilmente, l'alto topografico era già presente al tempo di questa unità basale.

6.2.3 - Unità III

Questa unità è compresa tra gli strati 138 e 344 (Fig. 61). Lo spianamento del tetto dell'Unità III mette in evidenza un'influenza tettonica relativa scarsa. In questo tempo (a cavallo del Langhiano-Serravaliano) in funzione di questa sostanziale quiescenza tettonica il bacino raggiunge la sua massima espansione (Fig. 62). Lo strato basale di questa unità (strato 138) corrisponde allo strato A1 di Ricci Lucchi & Valmori (1980) e segna il primo strato che può essere correlato a scala regionale al di sopra del Caotico di Acquadalto. Questa relativa stabilità tettonica, permette la formazione di strati caratterizzati da una grande tabularità e continuità laterale tanto che i singoli strati possono essere tracciati e correlati per un'area di circa 120x30 Km (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Amy & Talling, 2006 e Talling *et al.*, 2007a, b). In generale, comunque, la successione sedimentaria non cambia molto di spessore; nella sezione A, ad esempio, questa unità ha uno spessore di circa 354 m che scende a 320 m nella sezione F (53 Km sottocorrente), mettendo in evidenza una lieve diminuzione di spessore con un gradiente di assottigliamento di soli 0,65 m/Km. In questo intervallo gli strati tipo 3 caratterizzano soprattutto gli eventi più spessi mentre gli strati tipo 1 incominciano ad essere molto meno frequenti rispetto alle unità I e II delle sezioni D ed F. In generale, le porzioni arenacee basali degli strati presentano uno spessore medio di 16 cm nella sezione F più distale, e di circa 41 cm nella sezione più prossimale A. La relativa stabilità tettonica perdura fino allo strato 259 (Colombina 5) dove a nord (sezione A) si ha un lieve innalzamento tettonico mentre a sud si forma piccolo depocentro (sezioni B e C). Quest'ultimo è favorito anche dall'inizio dell'innalzamento a sud della zona di Verghereto come testimoniato dalla progressiva diminuzione degli strati nella sezione F. La sedimentazione a questo punto incomincia a cambiare come testimoniato dalla presenza di strati tipo 3 legati a fenomeni di *rebound* e alcuni livelli caotici di spessore metrico. La deformazione, in questo modo, si intensifica sempre più fino alla formazione di uno strato tipo 2 (strato 345) che marca il passaggio all'unità soprastante 4. Questo strato presenta caratteristiche molto simili allo strato 66 al limite fra le unità I e II.

In questo periodo, a causa molto probabilmente dello spianamento del bacino e di una conseguentemente minore compartimentazione, si registra l'arrivo da sud di molti flussi a composizione carbonatica responsabili della deposizione dei principali strati guida. Gli strati guida identificati sono il Contessa (Ricci Lucchi & Piali, 1973), la Contessina 2, le colombine 1, 2, 3, 4 e 5 (Ricci Lucchi & Valmori, 1980) e anche la Colombina 10 identificata in questo lavoro (vedasi Capitolo 5). In alcuni punti, inoltre, si osservano anche dei livelli di marna molto chiara tipica delle porzioni sommitali delle colombine. Questo sedimento marnoso, probabilmente, è associato a delle colombine che affiorano più a sud il cui flusso non aveva un grado di efficienza sufficiente per arrivare in questa porzione del bacino (come già detto anche da Ricci Lucchi & Valmori, 1980). In questo periodo, comunque, nonostante la relativa quiescenza tettonica il bacino presentava ugualmente una certa strutturazione come nelle unità sottostanti. Questa compartimentazione è messa in evidenza soprattutto nello spaccato trasversale di figura 42B, in cui può essere osservato un depocentro più marcato nella sezione D, nell'elemento Ridracoli fra i *thrust* di M. Nero e Castellaccio, rispetto alla sezione E nell'elemento Isola. Questo depocentro è caratterizzato anche dalla presenza di una percentuale maggiore di strati sottili tipo 5.

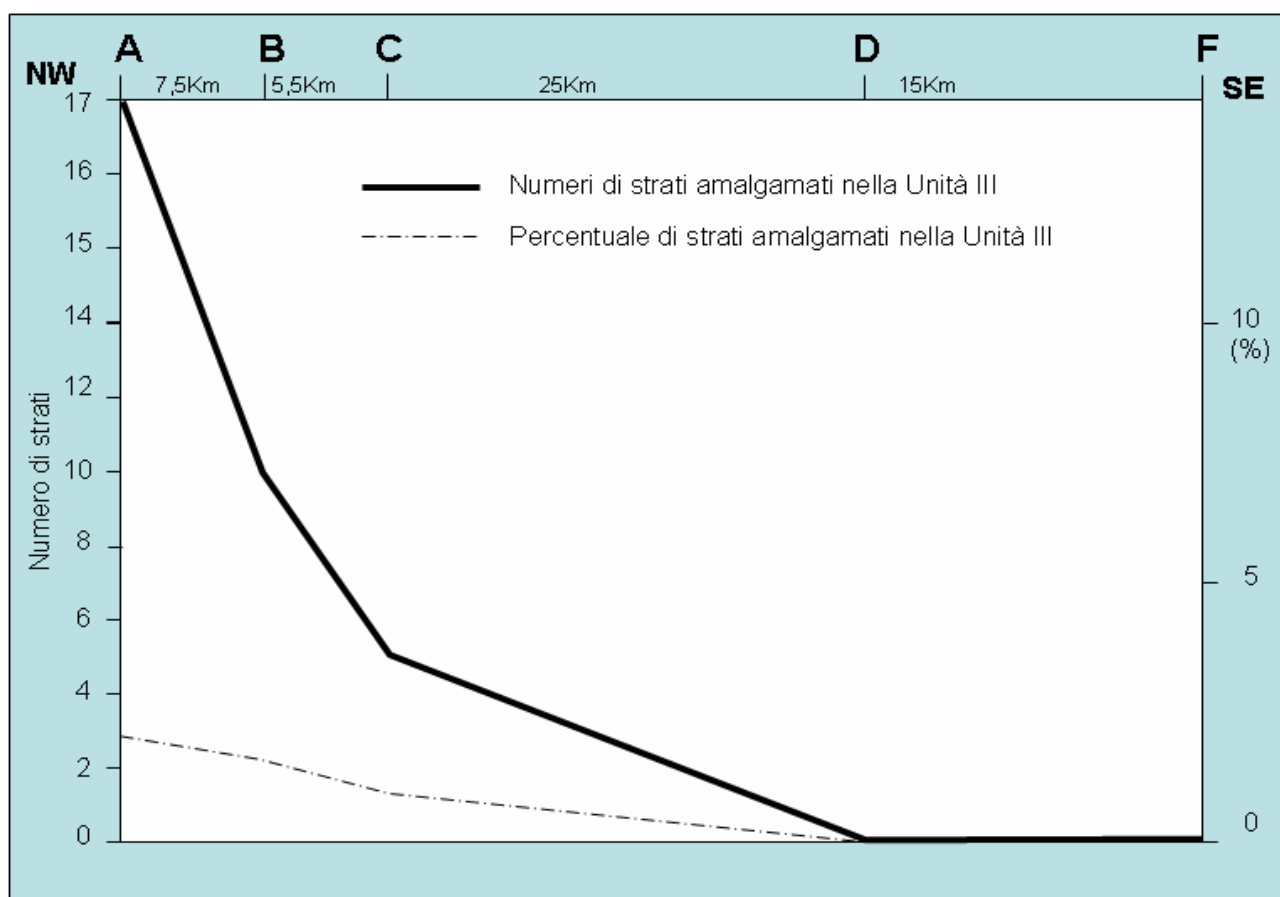


Figura 63 – Numero e percentuale degli strati amalgamati lungo le sezioni A, B, C, D e F (Vedasi Fig. 39 per la localizzazione delle sezioni).

La capacità erosiva dei flussi nell'Unità III può essere osservata attraverso il grafico della figura 63. Molti flussi nella porzione più prossimale dell'area studiata (sezioni A, B e C) hanno un'energia sufficiente per erodere le porzioni pelitiche di alcuni strati producendo diversi fenomeni di amalgamazione. Nelle sezioni più distali, D ed F, al contrario, non sono stati osservati fenomeni di amalgamazione. Questa ripartizione degli strati amalgamati mostra delle forti analogie anche con la divisione di questo bacino di *basin plain* come proposto da Ricci Lucchi & Valmori (1980). Questi autori, infatti, basandosi sulle relazioni tra spessori e percentuali delle frazioni di arenaria, pelite ed emipelagite hanno diviso il *basin plain* in tre settori: 1) piana prossimale, 2) piana intermedia e 3) piana distale. In questo modo le sezioni A, B e C coincidono con la porzione prossimale del *basin plain*, mentre le altre (D, E, F e G) sono state misurate nella porzione intermedia. La porzione distale, invece, si incontra solo più a sud del Val Marecchia (vedasi Figg. 62 e 63).

6.2.4 - Unità IV

A partire dallo strato 345 si forma un vero e proprio depocentro a nord, principalmente nelle valli del Lamone (sezione C) e del Senio (sezione B). Più precisamente lo spessore dell'unità nella sezione B è di circa 800 m mentre nella sezione F è di circa 550 m, con un assottigliamento pari a circa 5,5 m/Km che è nove volte maggiore di quello dell'unità sottostante III. Questo cambio nella sedimentazione mette in evidenza il progressivo innalzamento della porzione più meridionale del bacino, che porta alla formazione dei caotici di Susinello e più tardi di Nasseto (Fig. 61). Al limite dell'unità III e IV, inoltre, si registra un cambio nella sedimentazione sottolineato dall'aumento di strati di tipo 3 rispetto soprattutto alle unità stratigrafiche basali I e II in cui tendevano a predominare soprattutto gli strati tipo 1 (Fig. 61).

A partire dalle unità basali I, II e III, inoltre, esiste una generale tendenza degli strati a diventare progressivamente sempre più sottili, la quale culmina in questa unità IV all'altezza circa della Colombina 35 (strato 476). Questo fatto può indicare una progressiva diminuzione del grado di efficienza dei flussi e conseguentemente anche della loro capacità erosiva, e questo potrebbe giustificare anche la progressiva diminuzione degli strati tipo 1 e il concomitante progressivo aumento degli strati tipo 3.

Questa unità, inoltre, è contraddistinta dalla presenza delle ultime colombine che riescono ad arrivare in queste zone prima della progressiva compartimentazione del bacino che caratterizza soprattutto l'unità sovrastante V.

Interessanti, inoltre, sono i dati rappresentati nel diagramma della figura 64 che mette in relazione gli spessori degli strati della sezione distale F con quelli della sezione prossimale B e in cui si vede come gli strati della sezione F tendano ad assottigliarsi verso l'alto fino al di sopra del Caotico di Susinello. In particolare si può osservare come nella parte inferiore, in prossimità dello strato Contessa, nella sezione F siano presenti strati con uno spessore che è circa il 60% di quello della sezione B (a circa 45 Km di distanza), con un'assottigliamento medio di 0,88 % / km. Al contrario, gli strati nella sezione F, al di sopra del caotico di Susinello, si presentano con spessore che è circa il 30% di quello della sezione B, ossia con un'assottigliamento di 1,55 % / Km. Un'altro fatto molto importante da osservare nella figura 64 è la grande variabilità degli spessori caratterizzati anche da una apparente ciclicità, in cui si può osservare come associati ai valori più bassi della curva sembrano essere presenti i principali strati guida a composizione carbonatica con provenienza da sud. L'arrivo dei flussi da sud, perciò, sembrerebbe coincidere con periodi in cui i flussi provenienti da nord avevano una energia relativamente più bassa.

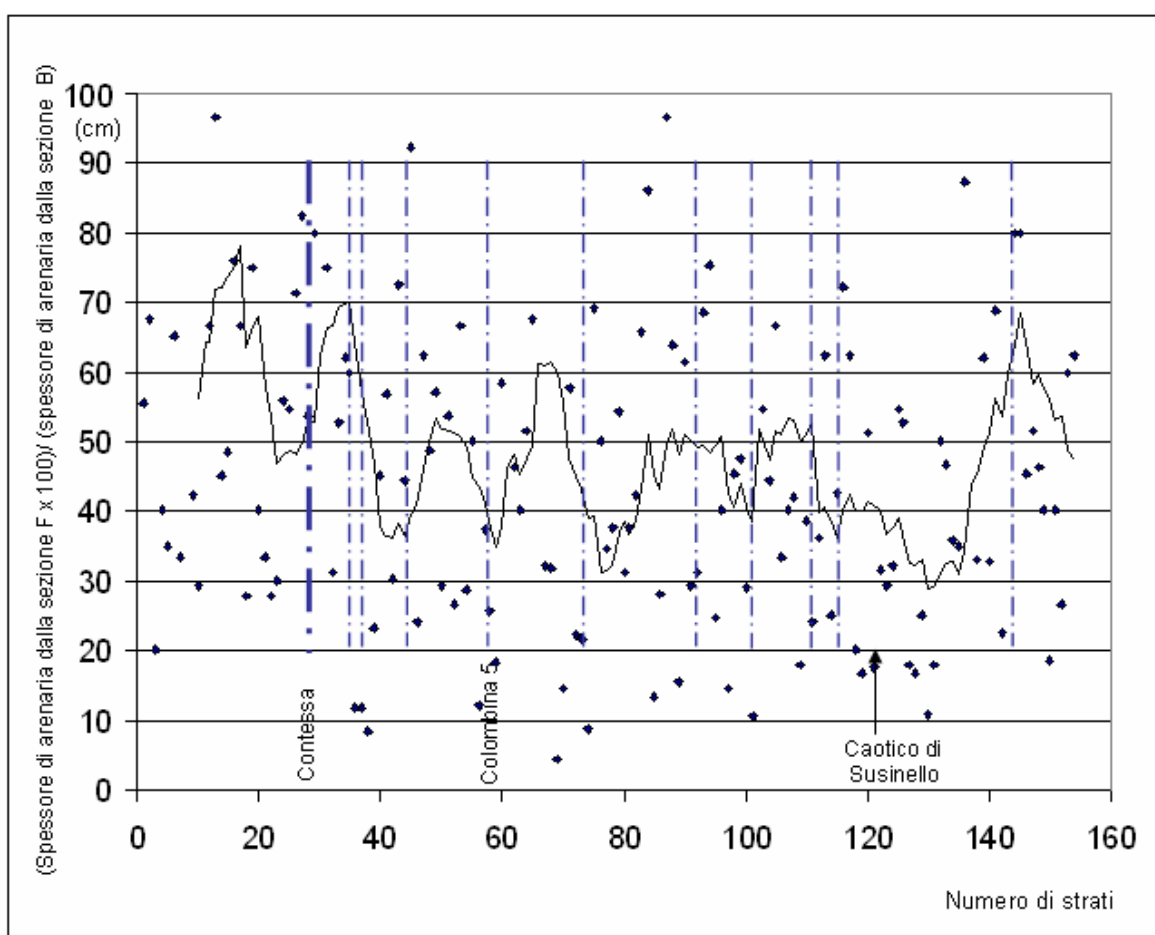


Figura 64 - Diagramma mostrante lo spessore, espresso in percentuale, dei principali strati a composizione silicoclastica della sezione F in relazione a quelli della sezione B. I dati sono rappresentati attraverso una curva di media mobile (intervallo di 10 in 10), in cui si può osservare un'apparente ciclicità. È interessante notare come i principali strati guida a composizione carbonatica, indicati con le linee tratteggiate blu, tendono a coincidere con i valori più bassi della curva.

6.2.5 - Unità V

Nonostante la distanza di circa 60 Km e la mancanza di strati guida, l'unità V è stata correlata nelle sezioni B e G (Fig. 42A). La prima sezione è ubicata nell'elemento Ridracoli fra i *thrusts* di Monte Nero e Monte Castellaccio mentre la seconda si localizza nell'elemento strutturale più esterno a nord del *thrust* di Civitella (vedi Figg. 17 e 39 per la localizzazione delle sezioni). Il limite basale è marcato dalla presenza dei caotici di Casaglia e Nasseto, che qui sono considerati tempo equivalenti, come già messo in evidenza da Ricci Lucchi (1981 e 1986) e Lucente & Pini (2002). In questa unità gli strati diventano più spessi con una parte pelitica più siltosa. In particolare nell'elemento strutturale di Ridracoli, gli strati che nelle zone più prossimali occidentali si presentano con spessori relativamente elevati, passano sottocorrente a strati molto sottili associati alle Marne di Verghereto (Amorosi, 1987) (Fig. 65). Queste Marne vengono deposte su un'alto strutturale a partire dal Caotico di Nasseto e attualmente si trovano preservate dall'erosione a causa di un'importante faglia diretta con andamento NW-SE e con rigetto di circa 600 m. L'individuazione di questa faglia è stata dettata dal ritrovamento dello strato guida Colombina 5 giustapposto lateralmente al Caotico di Nasseto nei pressi del paese di Verghereto (per maggiori dettagli riguardanti l'interpretazione di questa faglia, vedasi il Capitolo 6.3). Probabilmente questa faglia era legata a una struttura molto complessa associata alla linea di Forlì, cioè ad un'allineamento con direzione NS fra i paesi di Faenza e Verghereto che può essere osservata nella figura 39 (vedasi al riguardo anche Ricci Lucchi, 1986; Roveri *et al.*, 2003 e Bonini, 2006). Al contrario più a nord-est, negli elementi strutturali più esterni di Pianeto e M. Rufo, si può avanzare l'ipotesi che i flussi torbiditici riuscissero a bypassare questa zona di alto. Il forte controllo strutturale in questa zona, comunque, viene messo in evidenza dalla presenza di strati tipo 3 e 5. Anche l'analisi delle paleocorrenti derivanti da *ripple*, *megaripple* e dalle strutture di fondo degli strati 3 e 5 mettono in evidenza questo confinamento strutturale. In particolare le strutture di fondo, come *groove* e *flute casts*, indicano un trasporto molto più variabile rispetto al trend generale, con una preferenza generale verso est, a causa probabilmente di un alto strutturale ubicato a sud-ovest (vedasi Fig. 62 e Capitolo 6.3). Nello stesso tempo anche i *ripple* degli strati tipo 5 indicano paleocorrenti dirette verso est e nordest confermando ulteriormente la presenza di questo alto a sudovest.

Importante da sottolineare, infine, che gli strati di questa unità nella sezione B (elemento strutturale di Ridracoli) sono caratterizzati da spessori e rapporti Ar/Pe (0,66) molto elevati rispetto all'unità sottostante che presenta, invece, un rapporto Ar/Pe uguale a 0,45. Questo fatto, molto probabilmente, dipende dalla compartimentazione del bacino che favoriva la decelerazione dei flussi. Questo restringimento generale sarebbe ulteriormente confermato anche dalla

mancanza di strati carbonatici provenienti da sud. Questo fatto con ogni probabilità, è da legare alla compartimentazione del bacino che a questo tempo ostacolava l'arrivo dei flussi responsabili della deposizione di questi strati (Fig. 65).

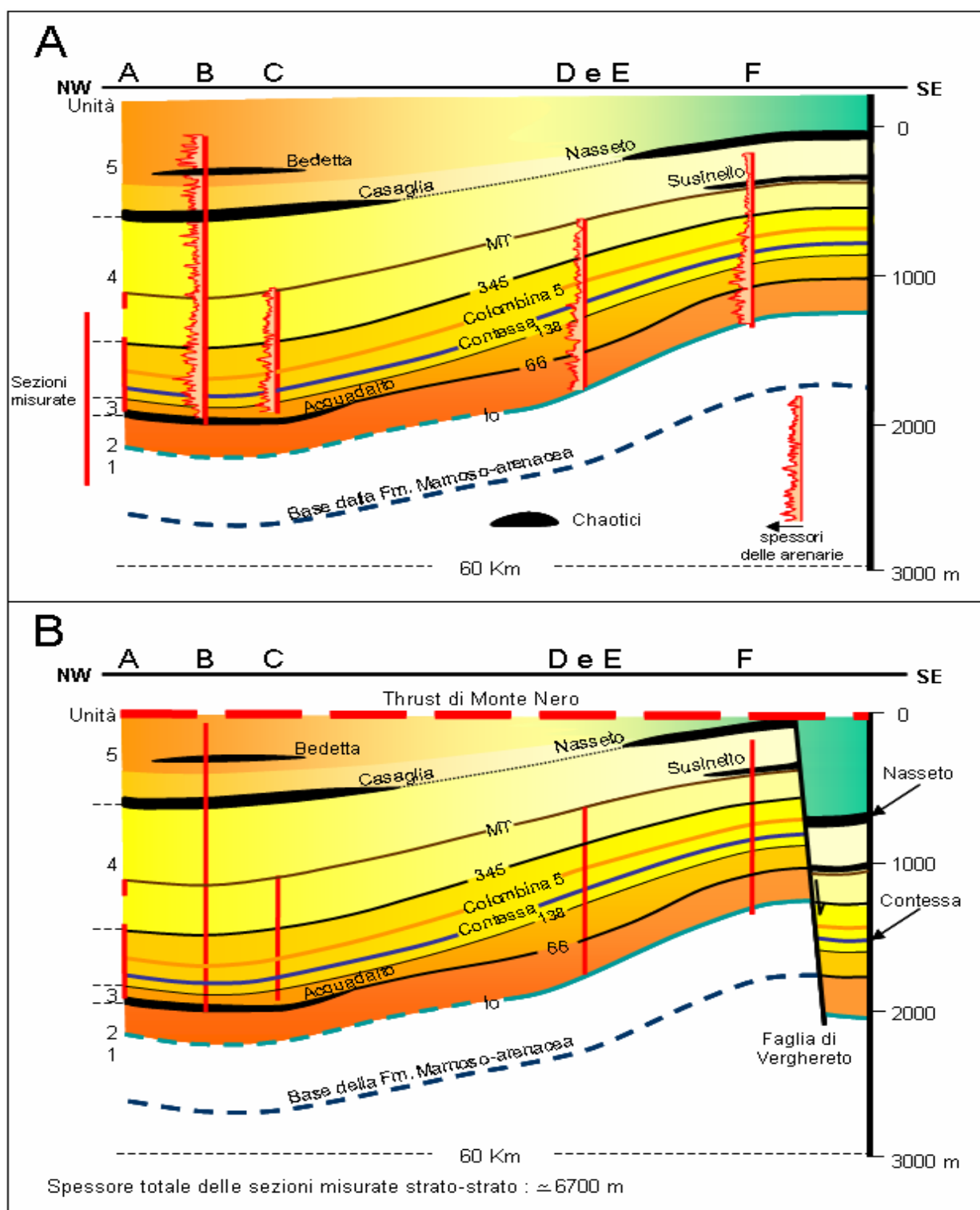


Figura 65 - A) Ricostruzione di una sezione geologica schematica dell'area di studio ad un tempo pre faglia di Verghereto; B) sezione geologica schematica della successione stratigrafica studiata mostrando la situazione attuale (vedasi Fig. 39 per la localizzazione delle sezioni). Notare il progressivo assottigliamento verso sud-est della successione a partire dall'Unità III, fino a che i sedimenti torbiditici della Unità V passano lateralmente alla Marna di Verghereto (in verde) sopra l'alto strutturale.

6.3 - Aspetti relativi alla relazione tra tettonica e sedimentazione

La distribuzione e le geometrie dei depositi della FMA sono intimamente legate ad una tettonica sinsedimentaria causata dall'avanzamento dei *thrusts* verso NE. L'evoluzione di questi fronti di accavallamento ha progressivamente creato una compartimentazione dell'avanfossa appenninica, attraverso l'enucleazione di diversi alti e bassi strutturali (de Jager, 1979; Ricci Lucchi, 1986; Capozzi *et al.*, 1991; Martelli *et al.*, 1994; De Donatis & Mazzoli, 1994 e Lucente, 2004). Le evidenze del controllo tettonico esercitato sulla sedimentazione e quindi sulla distribuzione delle facies, possono essere identificate tanto alla scala dell'affioramento quanto a una scala più regionale. Alla scala dell'affioramento questo controllo è messo in evidenza non solo dalle variazioni degli spessori degli strati e delle direzioni delle paleocorrenti, ma anche dalla presenza di varie unità caotiche (*mass transport complex*). A scala regionale, invece, le principali evidenze di tettonica sinsedimentaria sono apprezzabili solo attraverso la correlazione dettagliata delle sezioni misurate e risultano essere caratterizzate soprattutto dalle variazioni di spessore delle unità stratigrafiche individuate e dalla particolare distribuzione latero-verticale delle facies studiate.

Qui di seguito verranno descritte le principali evidenze delle influenze tettoniche sulla sedimentazione identificate in questo lavoro.

6.3.1 – Relazione tra tettonica e spessore delle unità stratigrafiche individuate

Le correlazioni strato a strato eseguite sulle sette (7) sezioni misurate, hanno permesso di visualizzare le variazioni di spessore e di facies degli strati per circa 53 Km. Attraverso la tecnica degli spianamenti progressivi delle sezioni correlate è stato inoltre possibile identificare degli intervalli di tempo caratterizzati da maggiore e minore attività tettonica le quali sono sempre contraddistinte da particolari associazioni di facies. Questo procedimento ha permesso di dividere la successione studiata in cinque (5) unità informali, in cui geometrie e facies sono intimamente legate alla tettonica sinsedimentaria (vedasi anche Capitolo 6.2).

Soltanto nell'Unità I non è stato possibile identificare chiaramente l'effetto della tettonica, dato che le successioni analizzate sono state misurate soltanto nelle zone deposizionali più distali (sezioni D ed F). Le facies di quest'unità sono, in ogni caso, molto simili a quelle dell'unità sovrastante, che è stata significativamente influenzata dalla tettonica. L'Unità II, infatti, è stata depositata durante una fase di marcata attività tettonica legata, con ogni probabilità, alla propagazione del *thrust* di Monte Castellaccio che all'epoca doveva essere una faglia "cieca" (Ricci Lucchi, 1986; Roveri *et al.*, 2002 e Lucente, 2004). Questo *thrust* doveva

aver creato, nella porzione occidentale dall'area studiata, un rilievo sufficientemente elevato in grado di destabilizzare parte del sedimento e portare alla formazione del cosiddetto Caotico d'Acquadalto. In definitiva, i sedimenti dell'Unità II si depositarono su un substrato molto irregolare, caratterizzato da un "alto" strutturale nella porzione prossimale (sezioni A, B e C) e da un "depocentro" nelle porzioni più distali (sezione D ed F).

Il tetto di quest'unità è marcato dalla deposizione dello strato 138 (strato A1 di Ricci Lucchi & Valmori, 1980) e corrisponde al primo evento che può essere correlato in tutta l'area studiata. Di conseguenza, l'Unità III sovrastante, viene a depositarsi durante un periodo di relativa quiescenza tettonica, e perciò, all'interno di questa non sono stati osservati grandi cambi di spessore. Questo periodo, perciò, marca la massima espansione del bacino che a causa della sua minore compartimentazione, è caratterizzato sia da flussi a composizione silicoclastica di provenienza alpina, che flussi a composizione carbonatica provenienti da sud responsabili della deposizione dei principali strati guida. In questo periodo, quindi, i depositi della FMA erano caratterizzati da una grande continuità laterale, come messo in evidenza da Ricci Lucchi & Valmori (1980). Questi autori, in particolare, hanno dimostrato la tabularità di strati e pacchi di strati su considerevoli distanze sottolineando come tale caratteristica geometrica sia tipica delle facies di conoide esterna (*outer-fan sandstone lobes* e *fan fringe*) e di piana sottomarina (*basin plain*). Gli stessi Pickering *et al.* (1989, 1995) hanno utilizzato le conclusioni derivate dagli studi effettuati sulla Marnoso-arenacea come un *case history* dei *sheet systems*, ossia dei sistemi torbidity dove la maggioranza degli strati spessi (>40 cm) ha una continuità laterale che va da decine a centinaia di chilometri. La deposizione dell'unità IV, invece, risulta caratterizzata da un maggior controllo tettonico sottolineato dalla formazione di un depocentro nelle porzioni più prossimali (sezioni A, B e C) e un'alto deposizionale nelle porzioni più distali (sezioni D ed F). Il sollevamento dell'area sud orientale è testimoniato non solo dall'assottigliamento degli strati nella sezione F ma anche dalla deposizione dei caotici di Susinello e Nasseto. Quest'ultimo, in particolare, segna il limite basale della sovrastante Unità V, che è stata misurata soltanto nelle sezioni B e G. Nelle porzioni più prossimali (sezione B) questa unità è rappresentata dal Sistema di Firenzuola (nel senso di Mutti *et al.*, 2002 e Roveri *et al.*, 2002) che risulta essere caratterizzato da strati con un alto rapporto arenaria/pelite (0,66) che passano sottocorrente, nell'area di Verghereto, a sedimenti molto fini predominantemente marnosi. Questo cambio di facies materializza, essenzialmente, la chiusura del bacino nell'elemento Ridracoli, fra i *thrusts* di Monte Nero e Santa Sofia. Con questa strutturazione il depocentro nella porzione più distale viene spostato verso le zone più esterne nord orientali (vedasi dati delle paleocorrenti, capitolo 6.4).

6.3.2 - Alti sindeposizionali e corpi caotici: le loro influenze sulla sedimentazione

I bordi degli alti strutturali generati dai fronti compressionali a vergenza appenninica sono generalmente caratterizzati da importanti fenomeni di destabilizzazione, testimoniati dalla presenza di estese frane sottomarine con movimento essenzialmente perpendicolare ai fronti dei *thrusts* e all'apporto sedimentario principale della FMA (Lucente & Pini, 1999 e 2002). Queste unità caotiche a *slump* sono molto importanti non solo perchè sono ottimi livelli guida ma anche perchè materializzano le varie fasi di riattivazione dei *thrust* che sono in grado di modificare la topografia del fondo del bacino e quindi di influenzare la deposizione delle correnti di torbida. Queste ultime, infatti, possono venire deviate e modificate non solo dagli alti strutturali ma anche dalla morfologia prodotta da queste grandi masse caotiche. Nelle sezioni misurate sono stati riconosciuti numerosi corpi caotici caratterizzati da spessori molto variabili che vanno da alcuni metri fino a più di un centinaio di metri. I caotici della FMA sono costituiti principalmente da depositi intrabacinali dal momento che le zone di *thrust* tendono a rimobilizzare soprattutto i depositi torbiditici che si sono sedimentati sopra o in prossimità degli alti strutturali. Solo localmente, nel Caotico di Casaglia sono stati trovati olistostromi di rocce molto più consolidate di età tra il Giurassico e l'Eocene, la cui origini è legata alle unità liguri e subliguri (Lucente & Pini, 2002). Internamente queste masse caotiche sono spesso caratterizzate da un trend *fininig upward* dove la porzione basale costituita soprattutto da strati piegati di arenarie e peliti passa verso l'alto a depositi essenzialmente pelitici. Si osservano, inoltre, anche la presenza di grandi blocchi di depositi torbiditici (da decine a centinaia di metri), come nei pressi del paese di Verghereto.

I principali caotici identificati in campagna, comunque, dal basso verso alto, sono:

- Il Caotico d'Acquadalto che affiora nella porzione più prossimale dell'area studiata, ossia nelle sezioni A, B e C. Nella sezione A, nei pressi del paese di Coniale, esso si trova nella culminazione di una grande struttura antiforme che caratterizza la successione più vecchia della FMA affiorante in tutta la Valle del Santerno. L'affioramento migliore di quest'unità è proprio nella località omonima ubicata nel bivio tra la strada di Lozzole e quella del Passo della Sambuca (vedasi descrizione più avanti). Questo caotico non è stato misurato nella sezione C, ma affiora sul fiume Lamone a circa 1 Km ad est dalla località di Fantino. In questa regione è rappresentato da uno spessore di alcune decine di metri ed è costituito da diversi corpi arenacei piegati e fagliati.
- Il Caotico di Susinello che è stato misurato soltanto nella sezione F con uno spessore di circa 33 m.

- I caotici di Casaglia, Nasseto e Verghereto che in questo lavoro sono stati considerati come tempo equivalenti. Questa unità caotica, fra tutte quelle misurate, risulta essere il più spesso (vedasi capitoli 6.1.1 e 6.1.2) e affiora molto bene lungo la strada che porta al Passo della Sambuca (Sezione B) in cui registra uno spessore di circa 60 m. Al Passo dei Mandrioli (sezione F), invece, esso è presente con spessore di circa 100 m.
- Il caotico di Bedetta affiora soltanto nella porzione prossimale dell'area studiata e presenta uno spessore di circa 21 m nella Sezione B.

La successione stratigrafica della FMA presenta anche altri corpi caotici, come per esempio i caotici di Visignano, Romiceto, Le Caselle, Archeta, Sarsina, Fontanelice e Gottaio (vedasi per un maggior dettaglio Ricci Lucchi, 1986; Lucente & Pini, 2002; Roveri *et al.*, 2002 e Lucente, 2004). In ogni caso nell'area e nell'intervallo studiato i principali corpi caotici sono quelli indicati sopra.

La comprensione dei livelli caotici, come accennato precedentemente, è di fondamentale importanza, perché oltre ad essere eccellenti livelli guida, essi sono associati ai periodi dove la tettonica è più accentuata. Addirittura questi depositi possono creare degli alti topografici che in alcuni casi sono in grado di modificare la fisiografia del bacino e quindi la sedimentazione. In generale l'influenza degli alti strutturali o/e dei caotici sulla sedimentazione può essere identificata non solo attraverso la ricostruzione stratigrafica ma anche direttamente alla scala dell'affioramento. In campagna, infatti, questa influenza può essere osservata soprattutto nei sedimenti che si depositano subito sopra a questi corpi caotici, in quanto caratterizzati da granulometrie relativamente fini e da strati generalmente sottili che spesso presentano bruschi cambi di spessore.

Ad esempio il controllo strutturale sulla sedimentazione può essere visto molto bene in un magnifico affioramento relativo al Caotico d'Acquadalto nei pressi del paese di Palazzuolo sul Senio (Fig. 66). Questa zona, dove è stata misurata la sezione B, corrisponde al punto più elevato di quest'alto sindeposizionale materializzato dalla massa caotica, al di sopra del quale sono stati depositati sedimenti, relativamente, molto più fini e sottili rispetto a quelli correlati sottocorrente (Fig. 66A, C e D). I depositi che si ritrovano immediatamente sopra questo caotico, infatti, sono strati arenaceo-pelitici caratterizzati da un'aspetto brecciato pieno di frammenti di arenarie e siltiti intensamente fluidificati e bioturbati. Sopra questo deposito con un aspetto brecciato compare uno strato molto liquefatto e intensamente bioturbato che presenta un'evidente cambio di spessore (Fig. 67C). La porzione arenacea di questo strato passa da uno spessore di 2,2m a 1,5m in una distanza di circa 6m in direzione NE, ossia verso la parte sommitale del caotico. Oltre a questo strato, comunque, vi sono anche altri strati che presentano cambi evidenti di spessore come mostrato in Fig. 66B, dove si può osservare l'assottigliamento brusco di due strati

verso NE in una distanza brevissima (Val Senio, sezione B). Interessante da notare, inoltre, come questi strati in Val Santerno e Senio diventino via via più sottili mano a mano che ci si sposta verso l'alto. Se si prende in considerazione tutta l'Unità II (vedasi capitoli 6.1 e 6.2), poi, si può vedere come soltanto il 51% degli strati sono presenti al di sopra del caotico di Acquadalto. In altre parole nella Sezione B ci sono solo 124 strati rispetto ai 243 della Sezione D. Questo significa che soltanto il 51 % dei flussi era in grado di risalire l'alto deposizionale e a depositare. È importante, infine, sottolineare, come, nonostante l'evidente diminuzione degli spessori e del numero di strati al di sopra di questo alto topografico, non è stata osservata alcuna terminazione in *onlap*. In altre parole, in tutta l'area studiata, sia alla scala dell'affioramento che alla scala delle correlazioni regionali, gli strati tendono ad assottigliarsi verso gli alti strutturali piuttosto che a chiudersi bruscamente.

Il primo strato che si può correlare regionalmente al di sopra del Caotico d'Acquadalto, invece, corrisponde allo strato 138 (strato A1 di Ricci Lucchi & Valmori, 1980). Nella sezione B l'intervallo compreso tra il tetto del caotico e lo strato 138, è caratterizzato da circa 50 m di depositi relativamente molto più fini e sottili rispetto a quelli correlati sia sottocorrente che sopracorrente (Fig. 66). Lo spessore non trascurabile di questo intervallo di 50 metri può essere frutto in parte di fasi di riattivazione tettonica e/o a compattazione differenziale durante la deposizione. Per quanto riguarda l'origine del Caotico d'Acquadalto, invece, è qui ritenuto che esso sia un problema essenzialmente ancora aperto, anche se esiste un consenso generale nel ritenere che questi sedimenti siano legati al *thrust* di M. Castellaccio (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1986 e Lucente, 2004). Il problema sta nel fatto che questa faglia si trova, attualmente, ad una distanza di circa 1,5 Km a NE del caotico. Nel caso in cui l'origine di questo caotico fosse legata effettivamente al *thrust* di M. Castellaccio, la destabilizzazione dovrebbe avvenire nella parte retrostante al fronte di accavallamento con movimento da NE verso SW e non viceversa (vedasi Fig. 39 per l'ubicazione del *thrust* di M. Castellaccio rispetto al Caotico di Acquadalto).

In quest'epoca il *thrust* di Monte Castellaccio doveva aver creato un'alto molto pronunciato sul fondo del bacino in grado, molto probabilmente, di deviare e/o separare i flussi provenienti sia da NW che da SE. In questo modo il bacino che inizialmente doveva essere più ampio, poteva venire diviso in due depocentri principali posti rispettivamente a NE e a SW dell'alto strutturale. Questo modello è molto somigliante a quello proposto da de Jager (1979) (vedasi Fig. 68). Nella storia della FMA questo alto deve aver avuto un ruolo sicuramente molto importante e per un lungo periodo, dal momento che fino allo strato guida MT si possono osservare delle differenze nella successione sedimentaria che caratterizza gli elementi strutturali, separati dal *thrust* di M. Castellaccio, di Ridracoli e di Isola (Figg. 39 e 42B). Un'altra

importante riattivazione di questo *thrust* avviene al tempo del Sistema del Paretaio come testimoniato dal Caotico di Visignano, depositato al fronte della faglia (Roveri *et al.*, 2002).

La successione stratigrafica direttamente al di sopra del Caotico di Acquadalto nella Sezione A mostra delle caratteristiche molto simili a quelle della sezione B. Il primo deposito è rappresentato da un sedimento con un'aspetto brecciato al di sopra del quale affiora uno strato arenaceo con uno spessore di 4,5 m molto fluidificato e bioturbato con clasti pelitici, pseudonodoli e frustoli vegetali (Fig. 67A). L'irregolarità del fondo del bacino può essere visualizzata anche alla scala dell'affioramento attraverso le geometrie lenticolari di due strati arenacei molto bioturbati i cui spessori variano da 30 cm a pochi centimetri nello spazio di pochi metri (Fig. 67B). Nella sezione A gli strati sono relativamente più spessi di quelli della sezione B e, come in quest'ultima, l'influenza della tettonica sulla sedimentazione perdura fino allo strato 138.

Strati che cambiano di spessore al di sopra dei caotici di Bedetta e di Casaglia possono essere osservati anche nella sezione B, lungo la strada del Passo della Sambuca. Nel caso del Caotico di Casaglia, ad esempio, il primo deposito che si incontra corrisponde ad uno strato di arenaria molto bioturbata il cui spessore passa da 65 cm a meno di 15 cm nello spazio di qualche metro (Fig. 67D).

In tutta l'area studiata non è stato possibile osservare nessuna nicchia di distacco relativa ai depositi caotici più spessi. I movimenti di questi sedimenti sono sempre perpendicolari agli alti strutturali prodotti dai *thrust*, cioè in generale verso NE o SW (Lucente & Pini, 2002 e Lucente, 2004). Ad una scala molto più piccola, però, è stato possibile visualizzare l'influenza di faglie sinsedimentarie nella generazione di sedimenti caotici, illustrata nella figura 69. In questo affioramento si può osservare la presenza di diverse faglie con un rigetto verticale molto piccolo che tagliano lo strato più basale (strato 293), creando così un alto relativo locale. In questo caso il sedimento non è in grado di muoversi a causa probabilmente del suo maggior spessore e/o compattazione, mentre l'intervallo sommitale, composto da circa 1,5 m di strati sottili, si destabilizza verso ovest attraverso una superficie di scorrimento (vedi la parte sinistra della figura 69). Nonostante il piccolo movimento sofferto da questi sedimenti si osserva una forte deformazione dei depositi attraverso un piegamento e anche una fluidificazione nella porzione basale. Questo processo è molto somigliante a vari esempi che si possono vedere alla scala sismica come mostrato nel lavoro di Minisini *et al.* (2006, vedasi loro Fig. 3).

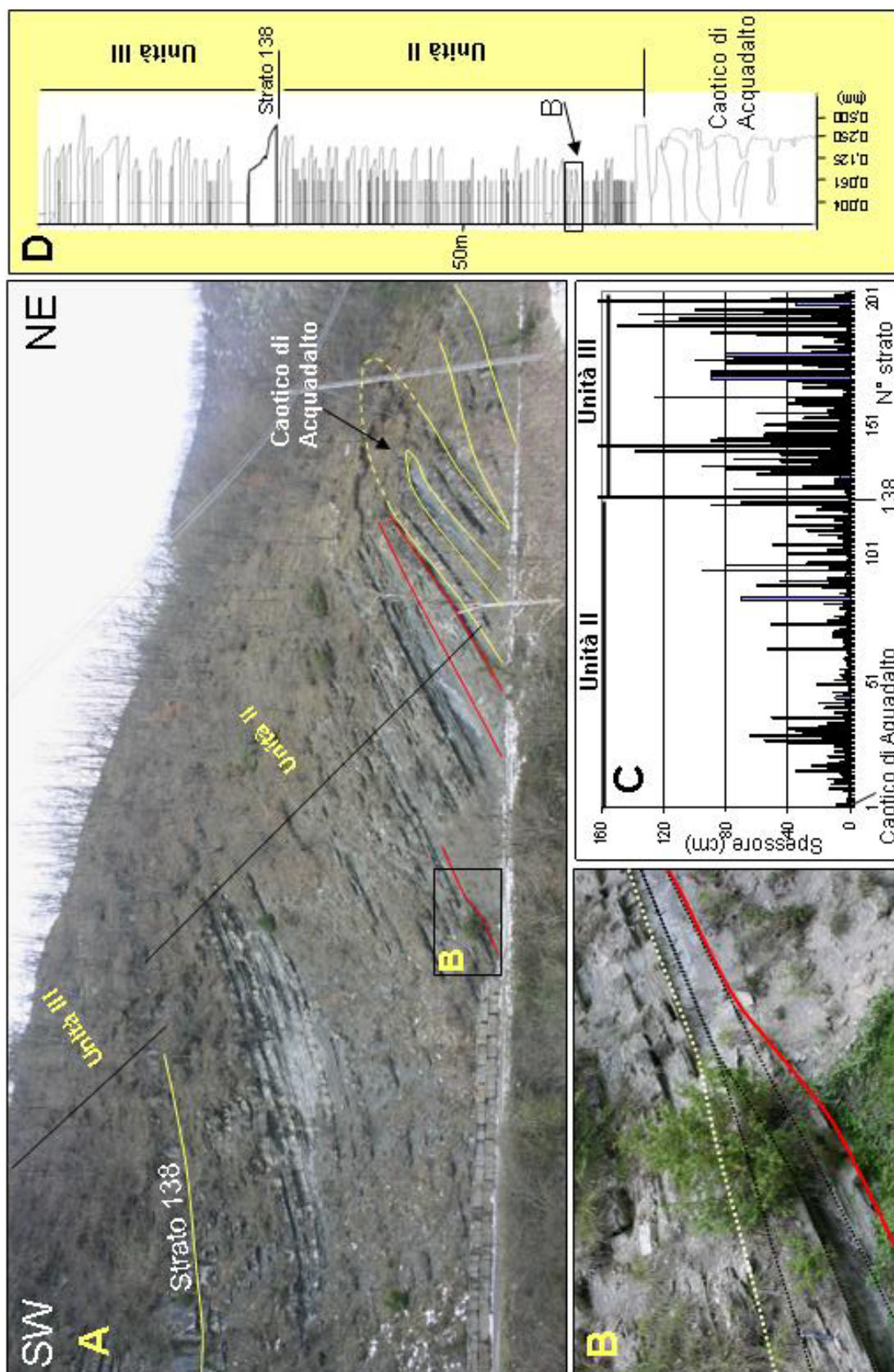


Figura – 66 A) Successione sedimentaria sopra il Caotico d’Acquadalto, strada per Lozzole nei pressi di Palazuolo sul Senio, B) Assottigliamento brusco di due strati verso NE cioè verso l’alto sindeposizionale, C) Grafico mostrante le variazioni di spessore delle porzioni arenacee degli strati al di sopra del caotico di Acquadalto, D) Porzione basale della sezione B. Notare nelle figure A, C e D gli spessori sottili degli strati fra il Caotico d’Acquadalto e lo strato 138 (strato A1 di Ricci Lucchi & Valmori, 1980).

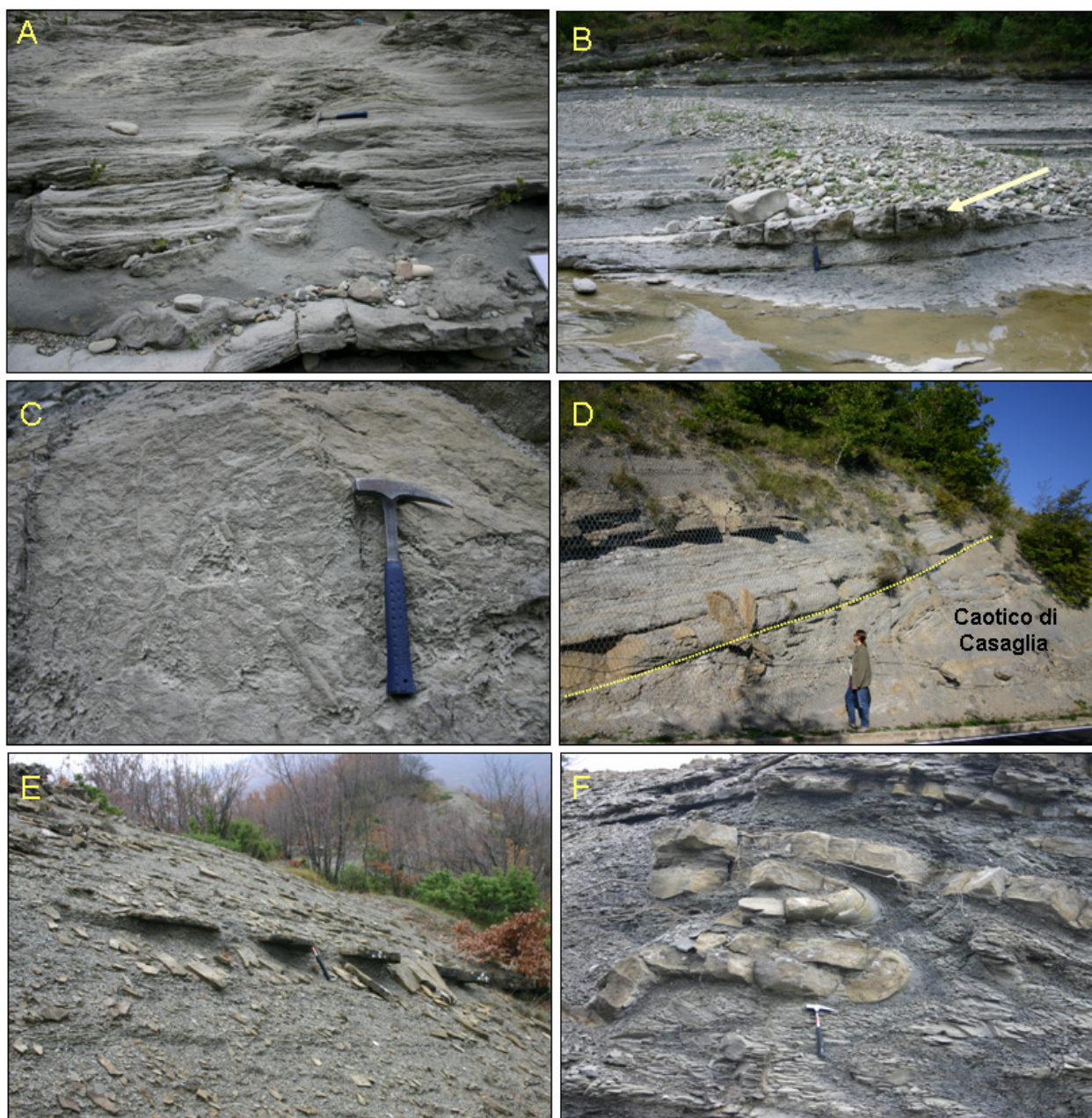


Figura 67 - A) Primo strato al di sopra del Caotico d'Acquadalto nella sezione A, B) Strato con geometria lenticolare sopra lo strato della foto A (sezione A), C) Primo strato al di sopra del Caotico di Acquadalto, da notare l'intensa bioturbazione (sezione B, vedasi Fig. 66), D) Limite superiore del Caotico di Casaglia, notare l'evidente assottigliamento degli strati al di sopra di questo caotico (Sezione B, Passo della Sambuca), E) Assottigliamento di uno strato arenaceo (zona a SW di Verghereto), F) Livello a *slump* all'interno della Marna di Verghereto.

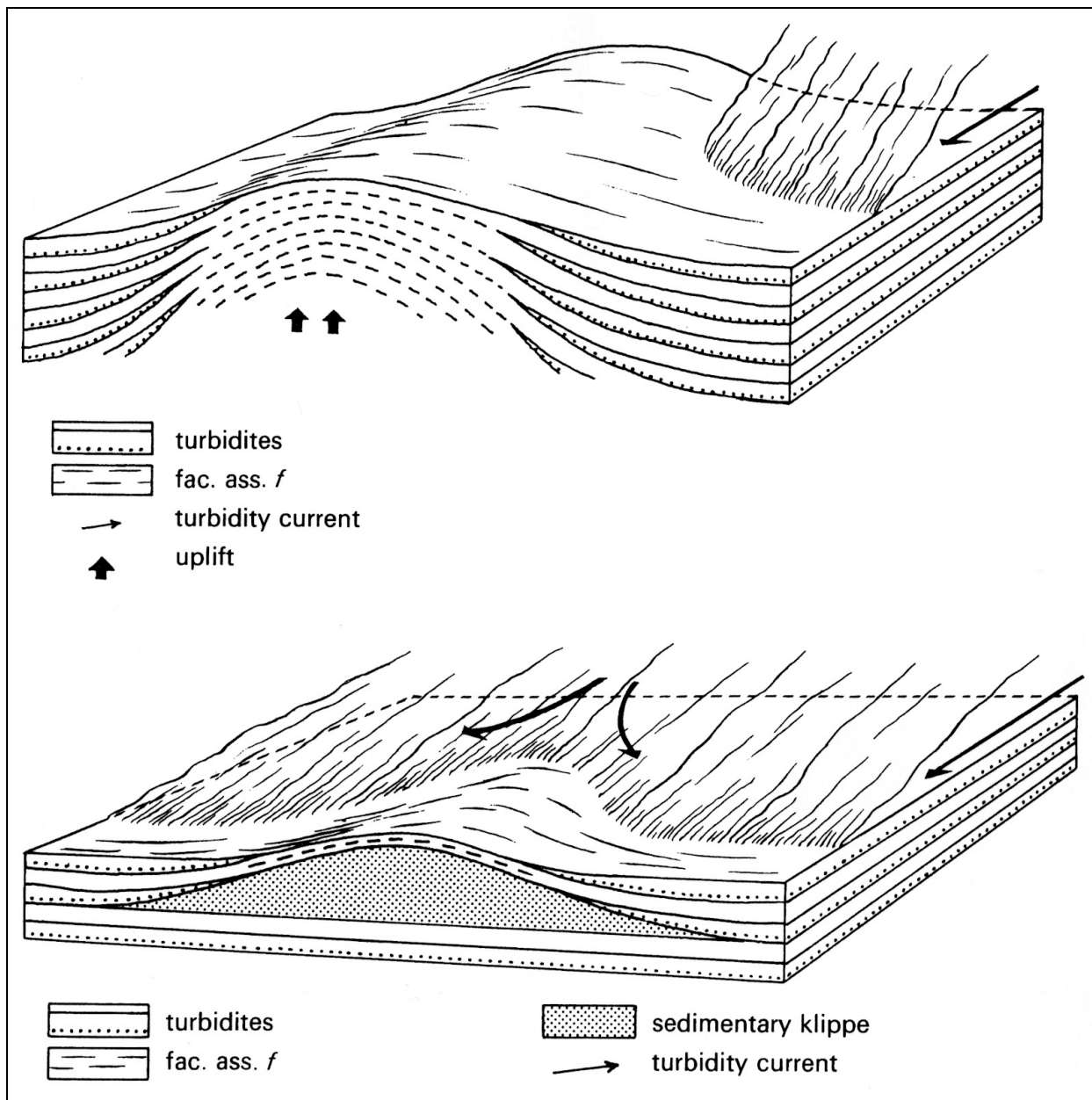


Figura 68 - Modello proposto da de Jager (1979) che mette in evidenza l'influenza degli alti strutturali sulla sedimentazione della FMA.

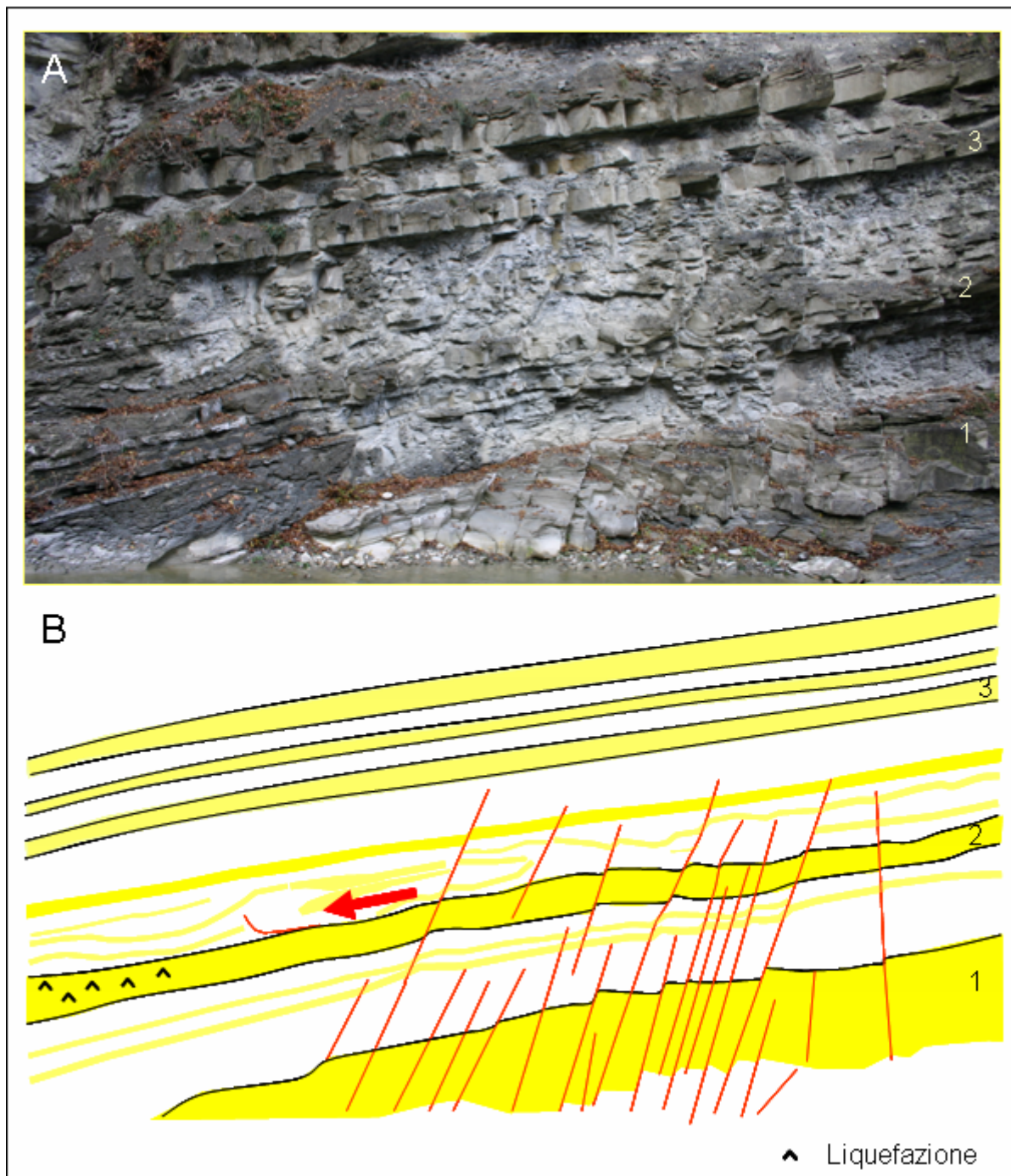


Figura 69 – A) Esempio di affioramento in cui si può osservare la relazione diretta tra tettonica e la formazione di una piccola massa caotica. B) *Line drawing* dell'affioramento in A. Da notare le faglie sinsedimentarie, che creano il livello di scollamento con un piccolo movimento a sinistra (indicato dalla freccia) in grado di fluidificare l'arenaria (in giallo), (Sezione A).

6.3.3 – Il problema delle Marne di Verghereto

Un'altro problema importante affrontato in questo lavoro riguarda l'origine e il significato stratigrafico delle Marne di Verghereto contraddistinto soprattutto dal brusco cambio delle facies che può essere osservato nei pressi del paese omonimo. Il cambio di facies che interessa questa zona è noto in letteratura da molto tempo (Ricci Lucchi, 1978; Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Amorosi, 1987), soprattutto nelle zone meridionali del paese di Verghereto, dove si osserva un passaggio da depositi prevalentemente molto più arenacei, ad ovest, ad unità marcatamente pelitiche, ad est. Questo passaggio può essere visualizzato anche alla scala dell'affioramento, grazie alla presenza di strati che tendono a diventare via via più sottili (*pinch out*) verso verso E e NE (Fig. 70). La cosiddetta Marna di Verghereto è rappresentata da un'impressionante successione di sedimenti molto fini che può raggiungere lo spessore di 600 m (Martelli *et al.*, 1994). Intercalati a questa successione sono frequenti strati di arenarie molto fini e sottili ed alcuni livelli caotici caratterizzati da spessori che possono variare da alcuni metri a circa un centinaio di metri. Vari autori hanno studiato questi sedimenti, ma fino ad oggi non esiste ancora una spiegazione soddisfacente, anche se c'è un consenso generale nel ritenere che questi sedimenti siano stati depositati su un alto strutturale (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1986; Amorosi, 1987; Lucente, 2004; Amy & Talling, 2006 e Bonini, 2006). La comprensione della posizione stratigrafica e distribuzione areale della Marna di Verghereto, perciò, diventa di fondamentale importanza, dal momento che è stata depositata al di sopra di un'importante alto strutturale che ha influenzato in modo significativo la sedimentazione.

Con la consapevolezza di questo problema si è cercato di correlare la successione sedimentaria affiorante nei pressi del paese di Verghereto con quella della sezione F, misurata a circa di 5 Km a NW (vedasi Fig. 39). In particolare attraverso la correlazione strato-a-strato è stato possibile riconoscere, in questa regione, la stessa successione sedimentaria della sezione F tra cui lo strato guida Colombina 5 di Ricci Lucchi & Valmori (1980), il quale, come si può vedere dalla figura 70A e B, si trova giustapposto lateralmente al Caotico di Verghereto (in grigio). Questa scoperta, insieme al fatto che il Caotico di Verghereto è qui interpretato essere tempo equivalente del Caotico di Nasseto, ha consentito di individuare fra la successione torbidity della FMA e quella della Marna di Verghereto, una faglia caratterizzata da un grande movimento verticale di circa 600 m (spessore tra Colombina 5 e Caotico di Nasseto nella sezione F), in cui il blocco ribassato è quello dove si trova il paese di Verghereto (Fig. 70A e B). Questa importante faglia è legata, molto probabilmente, ad una struttura molto più complessa associata alla linea di Forlì la quale presenta un'orientazione NS diversa da quella della Valle del Marecchia che è NE-SW (Ricci Lucchi, 1986 e Roveri *et al.*, 2002 e 2003). A supporto

dell'interpretazione sopramenzionata è ritenuto degno di nota il lavoro di Bonini (2006), che interpreta questa zona come una rampa laterale in cui, però, il movimento verticale è caratterizzato da un rigetto molto ridotto. Il periodo principale di attività di questa faglia è un problema ancora aperto e di difficile soluzione, in ogni caso è qui ritenuto che essa debba aver agito dopo il Tortoniano, dal momento che nei pressi del paese di Verghereto i sedimenti marnosi più giovani sono proprio di età tortoniana (Ricci Lucchi, 1986 e Amorosi, 1987). La comprensione di questo problema, inoltre, risulta difficile perché queste marne vengono anche sovrascorse dalle coltri liguri.

Come anticipato poco sopra, inoltre, è importante rimarcare il fatto che in questa zona alla base della Marna di Verghereto (Fig. 70) è presente uno spesso livello caotico costituito prevalentemente da marne slumpizzate in cui è possibile riconoscere diversi megablocchi costituiti da porzioni piegate della Marnoso-arenacea, di dimensioni che variano da decine a circa un centinaio di metri (Figura 70C). Nella carta geologica della Regione dell'Emilia Romagna 1:10.000 del 1995 (Fig. 70A), quest'unità caotica è interpretata come intercalata alla Marna di Verghereto e ai corpi torbiditici della FMA. Va notato, inoltre, che oltre a questa spessa unità caotica, all'interno della Marna di Verghereto, sono presenti anche altri livelli slumpizzati più giovani.

A differenza di altri lavori (vedasi ad esempio Martelli *et al.*, 1994) il Caotico di Nasseto viene qui interpretato come tempo equivalente a quello che affiora nei pressi del paese di Verghereto. Questa ipotesi è basata, principalmente, sulla correlazione di dettaglio fatta in campagna, ma anche sullo spessore dei due caotici che in questa zona è molto simile e può superare il centinaio di metri e infine sulla loro disposizione reciproca che può essere osservata nella carta di figura 70. Su questa carta geologica si può osservare l'interpretazione proposta che vede le torbiditi della FMA e la Marna di Verghereto venire a contatto attraverso un'importante faglia diretta. In quest'interpretazione tutte le porzioni di successione torbiditica intercalate nella Marna di Verghereto corrisponderebbero a grandi blocchi all'interno del caotico. Con questa nuova interpretazione diventa più facile analizzare la carta geologica della Regione dell'Emilia Romagna (Fig. 70A), dove la faglia, con un rigetto superiore ai 600 m, separa i due caotici dislocando apparentemente a circa 1.600 m verso NE il caotico del blocco ribassato (Fig. 71). A questo punto, se i due caotici (Nasseto e Verghereto) coincidono, la disposizione geometrica di questi depositi nella carta indica il rigetto verticale di questa faglia. In accordo con i dati di campagna e quelli della carta geologica di figura 70 il valore medio dell'immersione degli strati a NE del caotico di Nasseto è circa N 210° con una inclinazione di circa 20 gradi, in questo modo per ogni spostamento orizzontale di 275 m verso NE, si ha un'aumento di 100 m nella verticale ($\tan 20 = 100/x$). Dal momento che il caotico nel blocco ribassato si incontra dislocato a

circa 1.650 m verso NE, esso dovrebbe affiorare nel blocco rialzato ad una distanza stratigrafica di circa 600 m ($1650/275 = 6 \times 100 = 600$ m). Questo valore è in accordo con i dati stratigrafici, dal momento che la differenza di spessore tra la Colombina 5 e il caotico di Nasseto nella sezione F è poco più di 600 metri. Quindi la faglia che separa le torbiditi della FMA dalla Marna di Verghereto dovrebbe avere un movimento predominantemente verticale e molto probabilmente può essere considerata una rampa laterale associata alla linea di Forlì che ha sofferto uno scarso movimento orizzontale (vedasi a questo proposito anche Bonini, 2006). La natura distensiva della faglia, inoltre, è messa in evidenza anche dai dati mesostrutturali riportati in Bonini (2006).

Da un punto di vista regionale il controllo topografico dell'alto di Verghereto sulla deposizione della FMA può essere visualizzato dalla figura 65, in cui si possono osservare due sezioni geologiche schematiche costruite sulla base delle correlazioni di dettaglio strato a strato effettuate su una distanza di 53 Km, parallelamente alle paleocorrenti (vedasi capitoli 6.1 e 6.2). In questa figura si può osservare come fino allo strato 344 (tetto dell'Unità III) non ci sia un cambio molto significativo sia per quanto riguarda gli spessori delle unità stratigrafiche che per quanto riguarda gli spessori degli strati. Anche i dati relativi alle paleocorrenti mantengono una direzione media apparentemente normale e cioè verso SE (N 120°). A partire dalla base della Unità IV, però, la zona di Verghereto tende a sollevarsi, come testimoniato dalla relativa diminuzione degli spessori degli strati e dal cambio nella direzione delle paleocorrenti verso N 140° (vedasi a tal proposito i dati relativi alla sezione F in figura 75). Questo innalzamento è testimoniato anche dalla presenza del Caotico di Susinello seguito più tardi dal Caotico di Nasseto che segna il limite con l'Unità soprastante V. Nella successione sedimentaria a sud e a sudovest del paese di Verghereto, inoltre, è anche molto comune osservare strati arenacei che si assottigliano verso E e SE (Fig. 67E). Attraverso la correlazione di dettaglio, questi sedimenti fini possono essere interpretati registrare la chiusura della porzione meridionale del bacino dell'elemento strutturale di Ridracoli, compreso fra i *thrust* di Monte Nero e Castellaccio (Figg. 39 e 65). Nel periodo successivo alla deposizione dei caotici di Casaglia, Nasseto e Verghereto, considerati qui tempo equivalenti, nella zona settentrionale (Val Santerno e Senio) si depositavano le torbiditi ad elevato rapporto arenaria/pelite del Sistema di Firenzuola mentre a sud si depositavano i sedimenti fini della Marna di Verghereto. Molto probabilmente questo alto perdurò fino alla deposizione dei sistemi misti di Castel del Rio e Fontanelice, dal momento che la Marna di Verghereto è caratterizzata da un'età compresa tra il Serravalliano e il Tortonian (Ricci Lucchi, 1986, Amorosi, 1987 e Martelli *et al*, 1994). In questo periodo la chiusura del bacino legata all'avanzamento dei *thrust* avrebbe provocato lo spostamento dei depocentri verso NE, nei pressi del paese di Sarsina (Fig. 62).

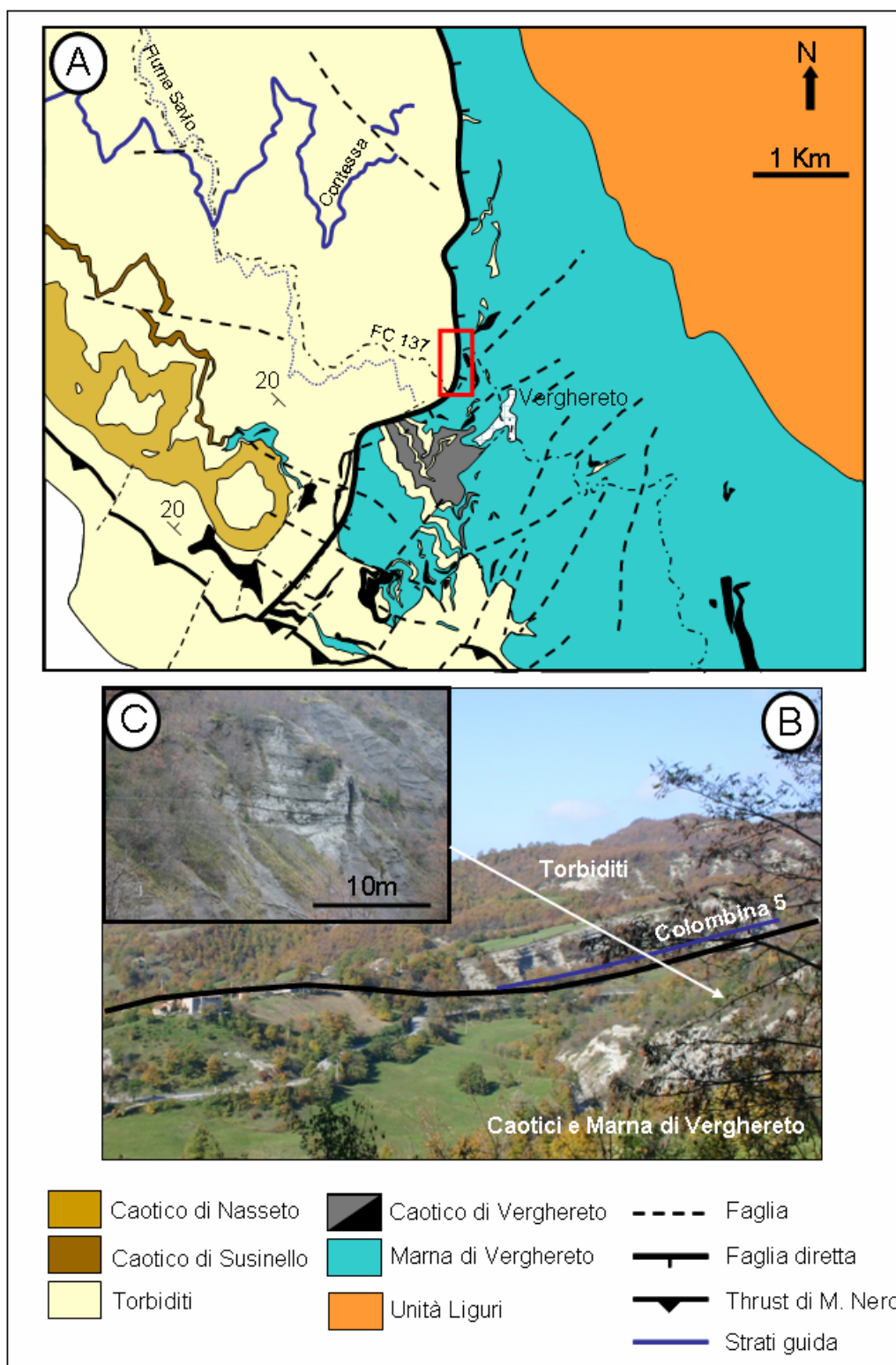


Figura 70 - A) Carta geologica nei pressi del paese di Verghereto (modificata dalla Carta geologica dell'appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 da RER, 1995). B) Contatto fra le torbiditi della Formazione Marnosa-arenacea con il caotico (rappresentato con i colori nero e grigio in A) e la Marna di Verghereto, attraverso una faglia diretta il cui rigetto è stato valutato intorno ai 650 m. C) Particolare dell'unità caotica di Verghereto mostrante un blocco di torbiditi di circa 12 m di larghezza costituito da strati relativamente fini piegati.

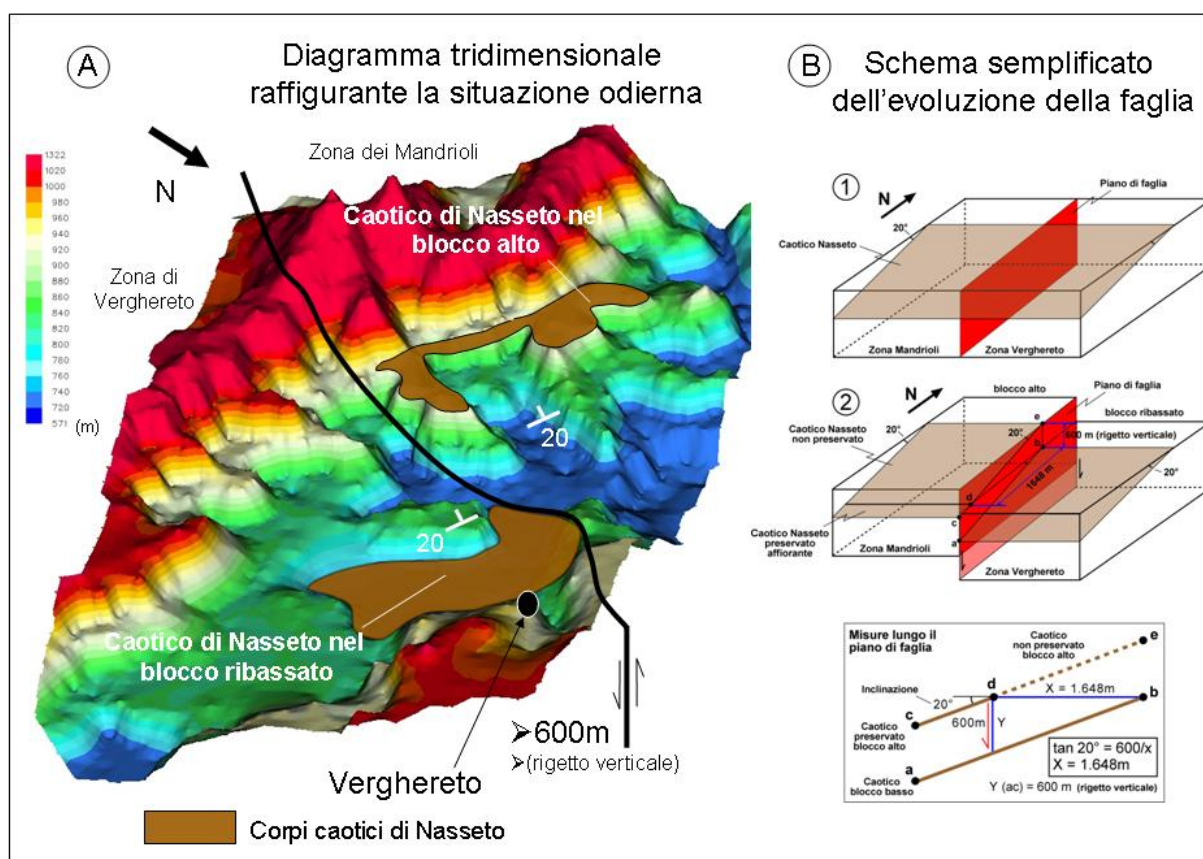


Figura 71 - A) Diagramma tridimensionale illustrante il quadro strutturale attuale della zona di Verghereto, B) Schema semplificato dell'evoluzione della faglia di Verghereto.

In conclusione, i sedimenti che riuscivano ad arrivare nell'area di Verghereto erano solo quelli molto fini legati alle code diluite delle correnti di torbida. L'alto strutturale di Verghereto, infatti, impone un forte controllo sulla sedimentazione fino all'attivazione della faglia diretta discussa poco sopra, che in pratica ha trasformato, per ironia della sorte, questo imponente alto, durato diversi milioni d'anni, in un grande basso (Fig. 65).

6.3.4 – Analisi delle paleocorrenti

Diversi autori hanno studiato le forme di fondo negli strati della FMA (Ricci Lucchi & Pialli, 1973; Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Amy & Talling, 2006 e Talling *et al.*, 2007a e b). I risultati finali sono molto simili fra loro e mostrano che i flussi hanno viaggiato in una direzione preferenziale verso SE (N120°), senza nessuna significativa variazione, a parte gli strati guida a composizione carbonatica e ibrida che hanno paleocorrenti dirette in senso contrario, ossia verso NW (N300°). Recentemente Minelli (2007) e Minola (2007), studiando le strutture di fondo in una successione serravalliana nei pressi di Sarsina, hanno messo in evidenza alcune significative variazioni nei valori delle paleocorrenti.

Gli strati della FMA, in generale, sono molto ricchi in strutture di fondo e in alcuni casi queste affiorano in modo spettacolare, come ad esempio, nella sezione G, dove i 650 m di strati rovesciati permettono di analizzare le strutture di fondo di quasi tutti gli strati. In particolare nei circa 6.700 m di successione sedimentaria studiata, sono state effettuate circa 1.182 misure di strutture di fondo, la maggior parte delle quali sono rappresentate da *flute cast* e *groove cast* (rispettivamente 685 e 497 misure), e in secondo luogo da *bounce* e *frondescant casts* (Fig. 72) (per una discussione dettagliata su queste strutture di fondo vedasi Dzulynski, 2001 e Minola, 2007). Le forme di fondo, in generale, sono legate al tipo di facies e in un certo qual modo alla granulometria degli strati. Gli strati tipo 1, come definiti nel Capitolo 6.1, ad esempio, raramente presentano strutture di fondo ma quando sono presenti esse sono rappresentate soprattutto da *groove cast*. Nelle porzioni più prossimali, però, questi strati sono spesso caratterizzati da basi ricche di *flute cast* testimoniando come i flussi che generano questi tipi di strati dovevano avere un forte potere erosivo (Figg. 52 e 72A). Questo, ovviamente, è un dato importante (vedi capitolo 6.1) perchè i processi alla base di queste strutture sarebbero i responsabili dell'erosione dei clasti pelitici presenti negli strati sottocorrente e quindi del caricamento dei fini che sarebbe alla base della formazione di questi strati tipo 1 a *slurry*. Gli strati tipo 2, a loro volta, raramente presentano forme di fondo, quando presenti, comunque esse sono rappresentate soprattutto da *flute* o *groove cast*, spesso modificate da strutture da carico (Fig. 45). Alla base degli strati tipo 3, invece, che generalmente sono caratterizzate da facies F8 o F7 di Mutti (1992), compaiono spesso *flute cast* e in misura minore *groove cast* che comunque sono comuni soprattutto nelle zone più distali. Gli strati tipo 4, invece, presentano soprattutto *flute* e *groove cast*; questi ultimi tendono a predominare nelle zone più sottocorrente. Negli strati tipo 5, infine, come negli altri strati sottili, le forme di fondo, quando presenti, sono rappresentate generalmente da solchi lineari millimetrici somiglianti a piccoli *groove casts*.

Questo grande numero di dati riguardanti le paleocorrenti, derivanti dalle sette (7) sezioni stratigrafiche misurate su una distanza di circa 60 Km, ha permesso di analizzare il comportamento dell'apporto sedimentario sottocorrente. Tutti i dati delle paleocorrenti anche quando trattati in maniera più generale mostrano una certa variazione nelle loro direzioni generali. Come si può vedere nella figura 73, le forme di fondo nelle sezioni A, B, C ed E presentano, una relativa minor dispersione rispetto a quella delle sezioni D, F e G. Da notare che nelle sezioni più prossimali i dati relativi ai *groove* e ai *flute cast* hanno una direzione relativamente uniforme, indicando paleocorrenti verso N120° nelle sezioni A ed E e verso N130° nelle sezioni B e C.

Quando, però, i dati delle paleocorrenti vengono analizzati più in dettaglio, essi mostrano delle evidenti variazioni ed anomalie. Per esempio nel caso delle paleocorrenti nella sezione E,

quando analizzate più in generale tendono ad indicare direzioni di trasporto verso N130° (Fig. 73). Quando, però, vengono analizzate più in dettaglio, i grafici della figura 74, mostrano delle evidenti variazioni, soprattutto nell'intervallo compreso tra gli strati 66 e 138. È importante notare, infatti, che, fra questi due strati, i dati derivanti dai *flute* e *groove cast* mostrano delle direzioni molto diverse rispetto a quelle regionali, in altre parole le paleocorrenti girano di circa 40° in senso orario. In questo modo la direzione di trasporto che prima era di circa N120° cambia fino a N160° nei *flute* e N175° nei *groove*. Questo cambiamento è legato alla strutturazione locale del fondo del bacino e una possibile interpretazione sarebbe quella che vede questo cambiamento di direzione come il prodotto di una riattivazione della Linea di Forlì, che presenta una direzione preferenziale NS ed è ubicata a circa 5 Km ad est di questa sezione.

I dati delle sezioni A, B e C, al contrario, quando analizzati più in dettaglio sono caratterizzati, dal basso verso l'alto, da un progressivo cambiamento della direzione dell'apporto sedimentario che va da N120° a N135°, presentando, però, alcune anomalie localizzate soprattutto nei pressi dei caotici o di qualche altra struttura di natura tettonica (vedasi come esempio la figura 75A).

Un'evidente variazione nella direzione delle paleocorrenti avviene proprio nelle sezioni più distali, ossia nelle sezioni D, F e G. Nei grafici più generali si vede subito una maggiore dispersione di questi dati rispetto alle altre sezioni più prossimali. Questa evidente anomalia, inoltre, risulta ben evidente soprattutto nei diagrammi della figura 75, dove i dati vengono rappresentati tramite media mobile. Nella sezione F, in particolare, si può vedere come i dati relativi ai *flute casts* sono orientati verso N160°, alla base e al tetto della sezione, mentre nella parte intermedia mostrano dei valori relativamente uniformi che si aggirano intorno a N120°. Il cambiamento che si registra nella parte superiore della sezione avviene proprio subito dopo la deposizione del caotico di Susinello, indicando quindi una riattivazione tettonica nella regione. In realtà questo brusco cambio nelle paleocorrenti sarebbe soltanto un anticipo di un più importante evento tettonico che interesserà più tardi tutta la zona. Questo evento è testimoniato dalle deposizioni dei caotici di Nasseto, Casaglia, Verghereto ed altri ancora legati all'avanzamento del *Thrust* di Monte Nero e anche alla riattivazione di un alto fra le sezioni F e G, che è stato denominato Alto di Biserno da Lucente (2004). Secondo l'autore, questo alto era in grado di separare il sub-bacino dei Mandrioli a sud da quello di Santa Sofia a nord. L'interpretazione fatta in questo lavoro di tesi concorda in parte con l'interpretazione di Lucente (2004). Più precisamente si è perfettamente d'accordo per quanto riguarda l'esistenza di questo alto strutturale, però si ritiene che il sub-bacino di S. Sofia formatosi a nord, sarebbe molto meno confinato rispetto a quanto sostenuto da Lucente (2004). In questo bacino, nei pressi di Sarsina, inoltre, sono presenti direzioni di paleocorrenti verso N90° abbastanza diverse da quelle

regionali dirette verso N120° (Fig. 75D ed E) che sarebbero legate alla strutturazione subita dal bacino in questa zona. Tale strutturazione avrebbe anche ostacolato l'arrivo dei flussi da sud, impedendo definitivamente l'arrivo dei sedimenti più carbonatici in questa porzione del bacino. Un'altra osservazione importante che può essere fatta è che questo alto, molto probabilmente, aveva un'espressione più regionale rispetto a quanto proposto da Lucente (2004). E' qui ritenuto, infatti, che esso potesse arrivare fino all'altra estremità nord occidentale dell'area studiata, con un'estensione superiore ai 60 Km (Fig. 62).

A nord di questo alto, infatti, si osserva una grande variazione nelle paleocorrenti (sezione G). Questa diversa orientazione delle paleocorrenti può essere osservata nel grafico della figura 73. In ogni caso, nelle fasi iniziali del lavoro, la comprensione di questa diversa orientazione è stata abbastanza difficile a causa soprattutto della giacitura rovesciata degli strati. Innanzitutto l'acquisizione dei dati è stata ottenuta utilizzando una bussola speciale costruita sulla base delle indicazioni presenti negli articoli di Okada & Arita (1970), che ha permesso di riportare all'orizzontale i dati relativi alle strutture di fondo. È importante sottolineare che tutte le misure delle strutture da corrente con un'immersione superiore ai 20° sono state eseguite tramite questa bussola artigianale. Con questo procedimento è stato possibile togliere l'effetto parziale o totale della tettonica. La correzione, comunque, non sarebbe completa nel caso ci fosse stata una rotazione laterale della successione in relazione ai fronti dei *thrusts*, ossia se gli assi delle pieghe non fossero parallele ai fronti dei *thrusts*. Purtroppo, non è stato possibile tenere conto anche dell'effetto di un'eventuale rotazione soprattutto a causa della mancanza di un'indicatore cinematico, come per esempio un'asse di piega o delle stria di faglia. È vero, comunque, che i dati di questa sezione, quando visti nel loro insieme, indicano un trasporto generale verso est (N90°), che è molto diverso da quello delle altre sezioni che è predominantemente verso N120° (Fig. 73). La discrepanza tra questi dati farebbe ritenere che la successione sedimentaria della sezione G durante le varie fasi tettoniche possa essere stata soggetta a qualche rotazione o che semplicemente il procedimento per orizzontalizzare gli strati non sia stato sufficiente per riportarli nella loro posizione originale di deposizione. Nonostante tutto ciò inizialmente si è cercato di analizzare ugualmente i dati relativi alle paleocorrenti della sezione G, utilizzando dei grafici caratterizzati da un maggiore dettaglio in cui le curve di tendenza generale venivano rappresentate tramite media mobile.

La sezione G, inoltre, ha sempre rappresentato un problema perché, non presentando alcun strato guida, non si è mai riusciti a collocarla in un contesto regionale; ciononostante in questo lavoro è stata correlata, per la prima volta, con le sezioni B ed F permettendone quindi l'inserimento in un contesto stratigrafico regionale. Questa correlazione, fatta strato a strato, è confermata anche da alcune importanti considerazioni relativamente all'analisi delle

paleocorrenti. In altre parole è stato possibile verificare che nei grafici della figura 75D ed E, i valori dei *groove* nei primi 25 strati mostrano una grande variazione che varia fra N120° e N50° mentre i dati di flute oscillano intorno a valori di N90°. Questa grande variazione nei dati corrisponde al tempo in cui a SW (sezione B) avveniva un'importante innalzamento tettonico, testimoniato dalla presenza di alcuni livelli caotici come quello di Nasseto (vedasi Lucente, 2004 e Lucente & Pini, 2002). Questo alto strutturale a SW, evidentemente, era sufficientemente grande da modificare, nelle zone più esterne della sezione G, la direzione dei flussi di circa 30° in senso antiorario, ossia da N120° a N90°. Nel periodo successivo a questa variazione, poi, i dati delle paleocorrenti ricominciano progressivamente a ritornare ad avere una orientazione normale cioè verso SE (N120°) (vedasi Fig. 75D ed E). L'influenza di questo alto, quindi, diminuisce progressivamente nel tempo dopo l'intervallo stratigrafico equivalente alla deposizione del Caotico di Nasseto nell'elemento strutturale di Ridracoli più a SW. Nella porzione più alta della sezione G ricompaiono di nuovo altre variazioni nelle direzioni dei flussi che, molto probabilmente, sono frutto di altre riattivazioni tettoniche, come quella legata alla formazione del Caotico di Bedetta che affiora soltanto nelle sezioni più settentrionali (Fig. 39). Allo stesso modo del Caotico di Nasseto, anche nel caso del Caotico di Bedetta la sedimentazione viene fortemente controllata durante le fasi di riattivazione dei fronti compressionali che consentono alle paleocorrenti di cambiare in modo significativo soprattutto nelle vicinanze degli alti strutturali. Al contrario, durante i periodi dove si ha un'apparente quiescenza tettonica la direzione di trasporto tende ritornare alla direzione generale della FMA. Questo fatto, in definitiva, rafforza ulteriormente la correlazione tra le sezioni G e B mettendo in evidenza come gli strati della sezione G, nonostante la loro giacitura rovesciata, non abbiano sofferto una rotazione significativa.

È importante sottolineare, infine, come in tutte le sezioni misurate, i valori delle paleocorrenti degli strati dell'Unità 3, fra gli strati 138 e 345 (figure 75), presentano una scarsa variazione con una tendenza generale verso SE cioè N120°. Questo fatto rafforza l'interpretazione, fatta nel Capitolo 6.2, in cui si sostiene che i depositi di quest'unità, che sono, tra le altre cose, i più studiati della FMA, vengono depositati in un bacino meno compartimentato rispetto ai depositi delle altre unità individuate. Il bacino in questo periodo, aveva raggiunto la sua massima espansione, permettendo l'ampia deposizione di sedimenti con provenienza tanto da nord-ovest (strati a composizione silicoclastica) quanto da sud-est (strati guida a composizione carbonatica e ibrida).

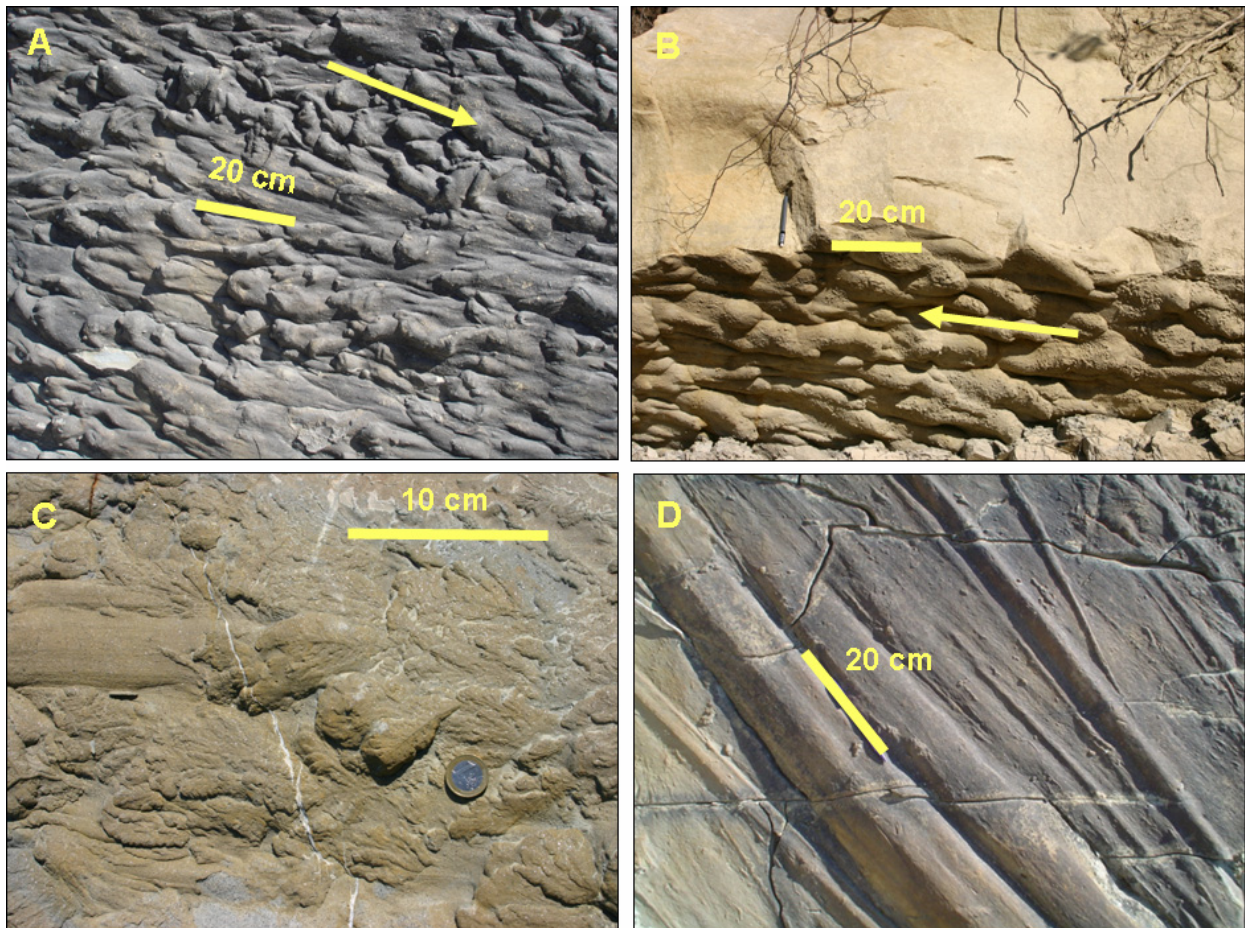


Figura 72 – Esempi di forme di fondo. A) *Flute cast* alla base dello strato 551 della Sezione G, B) *Flute cast* alla base dello strato Contessa nei pressi di Quarto, C) *FronDESCANT cast* e *groove cast* nella Sezione A e D) *Groove cast* nella Sezione G. Osservare come le foto A e B pur avendo la stessa orientazione (l'est si trova a destra), i *flute casts* in B (Contessa) indicano apporti sedimentari con senso contrario.

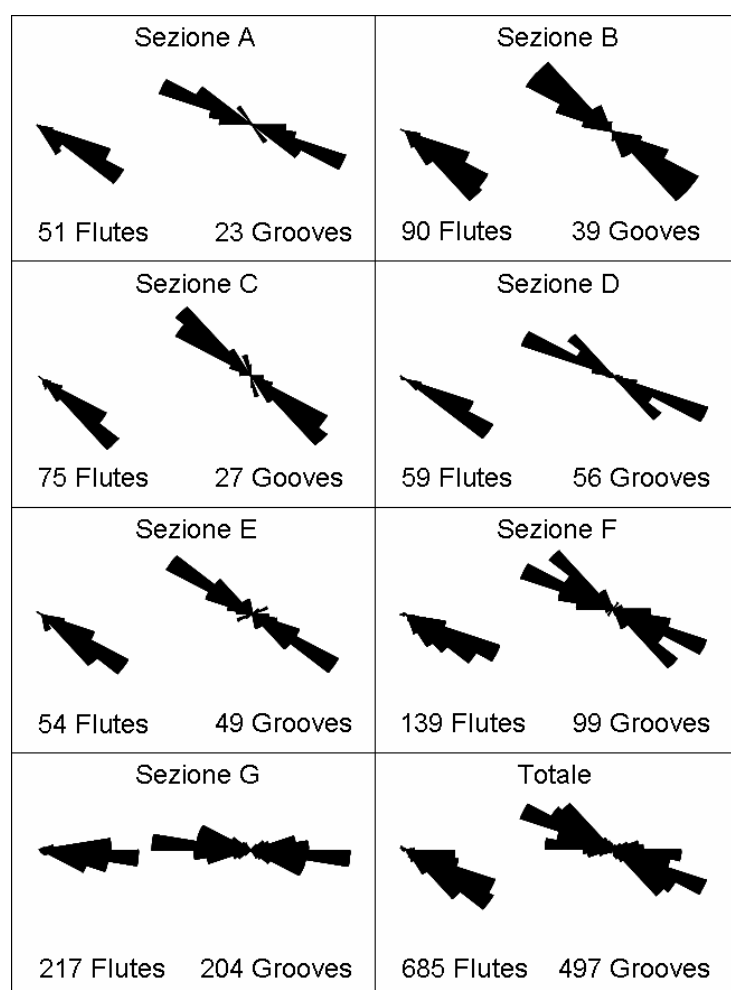


Figura 73 - Diagrammi mostranti i dati relativi alle paleocorrenti derivanti dai *flute cast* e dai *groove cast* presenti nelle diverse sezione stratigrafiche misurate.

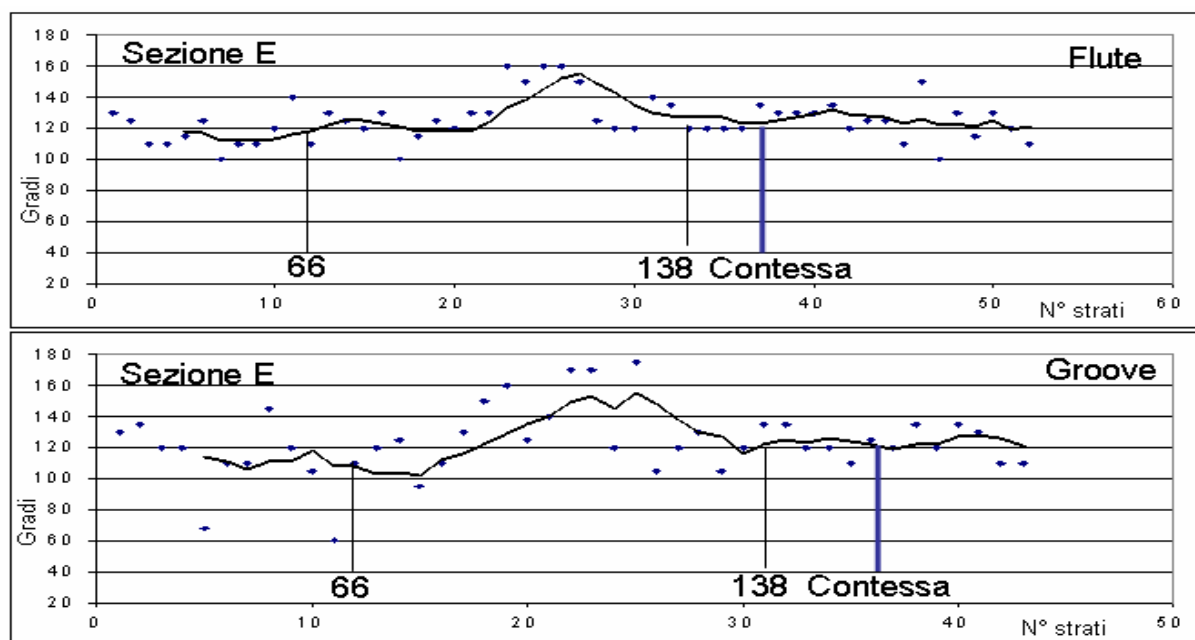


Figura 74 - Grafici mostranti le variazioni delle paleocorrenti nella sezione E. Notare l'evidente variazione fra il valore di 20 e 30 in ascissa, sia per quanto riguarda i *flute casts* che i *groove casts*. Per ubicarsi all'interno della sezione sono stati indicati alcuni strati di riferimento come gli strati 66, 138 e lo strato Contessa.

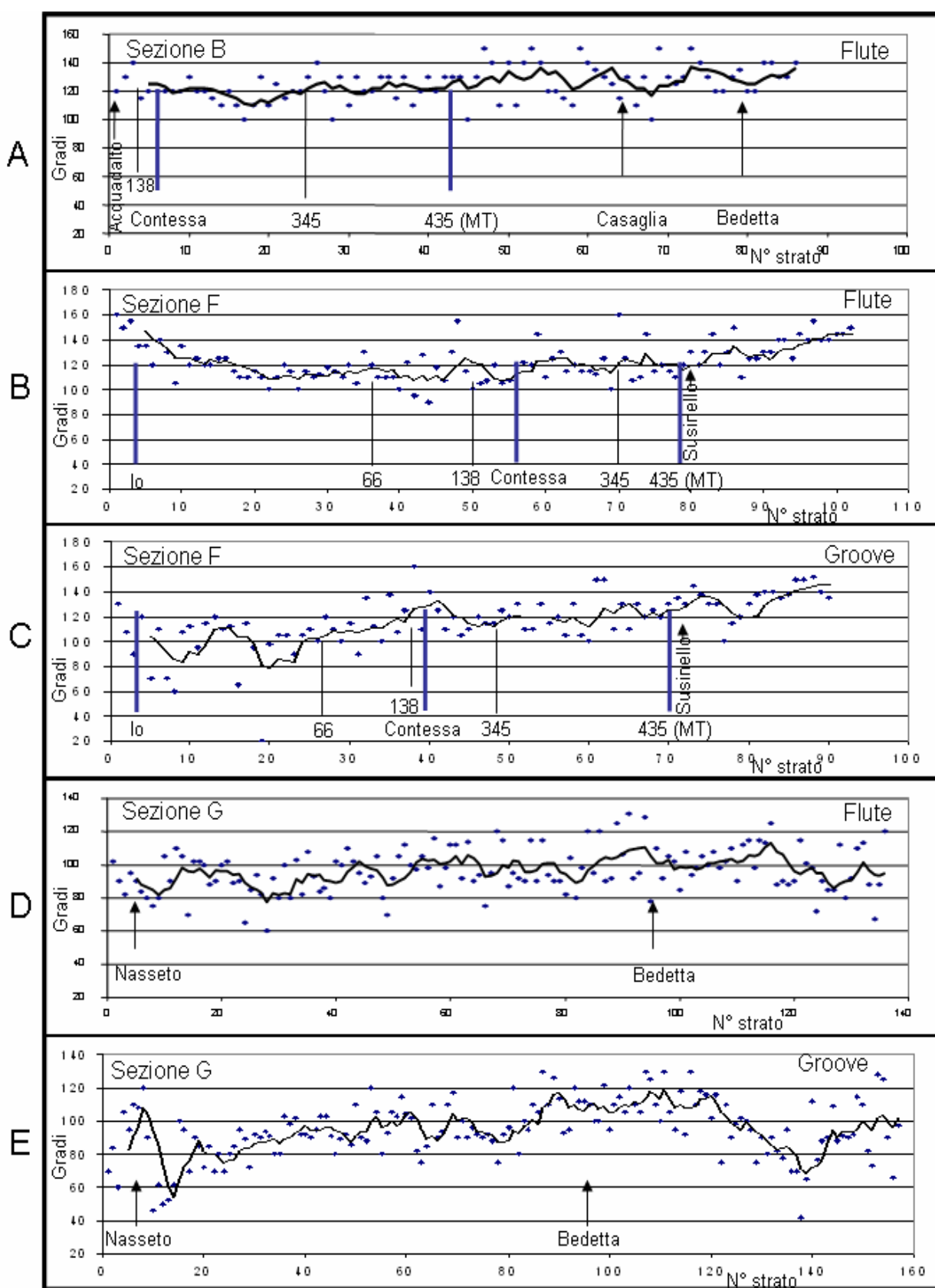


Figura 75 - Grafici delle paleocorrenti relativamente agli strati a composizione silicoclastica provenienti da NW (sezioni B, F e G). La linea di tendenza è stata costruita attraverso una media mobile (con un intervallo di 5). Per ubicarsi all'interno della sezione sono stati indicati alcuni strati di riferimento tra cui gli strati guida Io, Contessa ed MT.

6.4 – Studio delle variazioni relative allo spessore, al numero e alla granulometria degli strati

Sulla base delle sezioni misurate strato-a-strato, uno dei problemi principali è stato quello di ordine grafico, ossia la difficoltà di rappresentare migliaia di metri di successione con un sufficiente dettaglio senza perdere di vista i caratteri generali degli strati. In questo modo si è cercato di mettere in evidenza le variazioni di spessore e del numero degli strati in forma quantitativa, secondo i lavori di Ricci Lucchi & Valmori (1980), Murray *et al.* (1996), Chen & Hiscott (1999), Carlson & Grotzinger (2001) e Talling (2001). A questo proposito i dati riguardanti lo spessore degli strati, sono stati organizzati graficamente tramite degli istogrammi semplificati per far fronte al grande volume di informazioni acquisite durante questo lavoro, basti pensare che il numero di strati misurati ammonta a circa 8.850. Di questi, 7.624 strati provengono dagli studi effettuati sulla FMA mentre i restanti 1.226 provengono dai depositi del Sistema torbido del Coteflabo, Gruppo di Hecho, (Mutti *et al.*, 1988) o Banaston 1 nel senso di Remacha *et al.* (1988) e Remacha & Fernandez (2003) nei Perinei centro-meridionali. Le analisi presentate in questo capitolo, si riferiscono, principalmente, alle variazioni relative agli spessori e al numero degli strati della FMA, sia parallelamente alla direzione dell'apporto sedimentario (NW-SE, sezioni A, B, C, D, ed F), che trasversalmente alle paleocorrenti (SW-NE, sezioni D ed E). In particolare, come si può vedere dalla figura 39 le sezioni A, B, C, D ed F sono ubicate nell'elemento strutturale di Ridracoli, fra i *thrust* di Monte Nero e di Monte Castellaccio, mentre la sezione E è localizzata nell'elemento strutturale di Isola, fra i *thrust* di Monte Castellaccio e Santa Sofia; in questo modo il *thrust* di Monte Castellaccio si interpone fra le sezioni D ed E.

6.4.1 - Distribuzione dello spessore e del numero di strati

L'analisi di distribuzione degli strati è stata eseguita sia in relazione alle sezioni misurate che alle unità stratigrafiche definite nel Capitolo 6.2. Nel primo caso sono state effettuate due tipi di analisi, ossia: 1) la relazione tra il numero e lo spessore degli strati sulla base di classi di 10 cm di spessore e 2) il numero degli strati per ogni 100 m di sezione. Anche nel secondo caso, in cui gli strati sono relazionati alle unità stratigrafiche, i dati sono stati analizzati in due modi diversi, ovvero: 1) in base al numero degli strati e 2) in base allo spessore degli strati.

6.4.1.1 - Relazione tra il numero e lo spessore degli strati (classi di 10 cm di spessore)

Una prima analisi ha riguardato la relazione tra il numero degli strati e lo spessore della loro parte arenacea (Fig. 76) relativamente alle sezioni A, B, C, D ed F, ubicate fra i *thrusts* di Monte Nero e Monte Castellaccio e alla sezione E localizzata fra i *thrusts* di M. Castellaccio e di Santa Sofia (Fig. 39).

Questi dati mostrano che ogni sezione è caratterizzata da una tendenza generale in cui si può osservare una progressiva diminuzione del numero di strati mano a mano che gli spessori delle porzioni arenacee aumentano. Nonostante questa tendenza generale, vi sono alcune anomalie significative (Fig. 76). Nella sezione A, ad esempio, questa tendenza generale presenta un'anomalia molto evidente proprio a cavallo dei 30 e 40 cm di spessore in cui si registra una significativa diminuzione del numero degli strati di circa il 30% rispetto a quello sperato per questo intervallo. Anche nella sezione B ci sono tre classi di spessore che presentano un numero minore di strati previsto che sono: 1) 60-70 cm, 2) 100-110 cm e 3) 150-160 cm. La sezione C, invece, presenta una classe con un evidente minor numero di strati previsto tra gli 80 e i 90 cm e due altri intervalli, con un numero inferiore di strati meno evidente, compresi tra i 40 e i 50 cm e i 130 e i 140 cm. La sezione D, a sua volta, presenta una significativa diminuzione di strati in corrispondenza dell'intervallo compreso tra i 70 e gli 80 cm, mentre nella sezione E l'intervallo con meno strati è quello tra i 50 e i 60 cm. La sezione F, infine, presenta due intervalli con un relativo minor numero di strati che sono quelli tra i 90 e i 100 e tra i 130 e 140 cm di spessore. In questo tipo di analisi si può notare come il grafico della sezione B presenta una forma differente, con un relativo maggior numero di strati in corrispondenza dell'intervallo tra i 30 e gli 80 cm di spessore. Questo è dovuto molto probabilmente al fatto che la sezione B, con i suoi 1.923 m di spessore, arriva fino agli strati del Sistema di Firenzuola che sono relativamente molto più spessi a causa del controllo topografico legato alla progressiva chiusura del bacino di avanfossa (vedasi capitolo 3, e discussione in Roveri *et al.*, 2002).

Questo tipo di analisi è stato effettuato specificatamente anche per l'Unità III prendendo in considerazione sia lo spessore della parte arenacea che lo spessore totale degli strati. Questa unità è stata scelta, per questo studio specifico, per vari motivi, prima di tutto perché è stata misurata in tutte le sezioni, in secondo luogo perché è caratterizzata da un'influenza tettonica molto inferiore rispetto le altre unità e infine perché corrisponde all'intervallo più studiato della FMA (vedasi a questo proposito Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Talling, 2001). I grafici costruiti con i dati relativi allo spessore delle porzioni arenacee mostrano una tendenza generale molto simile a quella discussa in precedenza, con una generale diminuzione del numero di strati mano a mano che gli spessori aumentano. In particolare i diagrammi relativi al numero di strati

presentano una configurazione diversa per quanto riguarda gli strati più sottili. In questi grafici relativi a tutte le sei (6) sezioni, si può osservare una crescita del numero degli strati relativamente alle classi fino a 20-30 cm, a partire da questo valore il numero degli strati diventa via via minore mano mano che lo spessore aumenta, presentando solo qualche anomalia rispetto a questa tendenza generale. Nei diagrammi precedenti (Fig. 76) come nei grafici delle figure 77 e 78, le anomalie non sono sempre nello stesso intervallo presentando significative variazioni tra una sezione e l'altra. Il motivo di queste anomalie nelle tendenze generali degli spessori è un problema ancora aperto. Sulla base dei dati ottenuti, comunque, non si può interpretare come bimodale la distribuzione del numero degli strati in relazione allo spessore, come è stato fatto da Ricci Lucchi & Valmori (1980) e da Talling (2001) relativamente ad un intervallo molto limitato all'interno dell'unità III (nello specifico compreso fra gli strati 138 e 259 (Colombina 5). Sulla base dei dati di questa porzione limitata della FMA questi autori hanno diviso gli strati in due categorie: a) sottili al di sotto dei 40 cm e b) spessi al di sopra dei 40 cm di spessore. A giustificazione di questa loro interpretazione, comunque, va sottolineato il fatto che essi presentano dei dati relativi soltanto alla sezione nella Valle del Santerno (sezione A di questo lavoro), proprio dove si osserva una anomalia nello spessore della frazione arenacea nell'intervallo compreso tra i 30 e i 40 cm (Fig. 76).

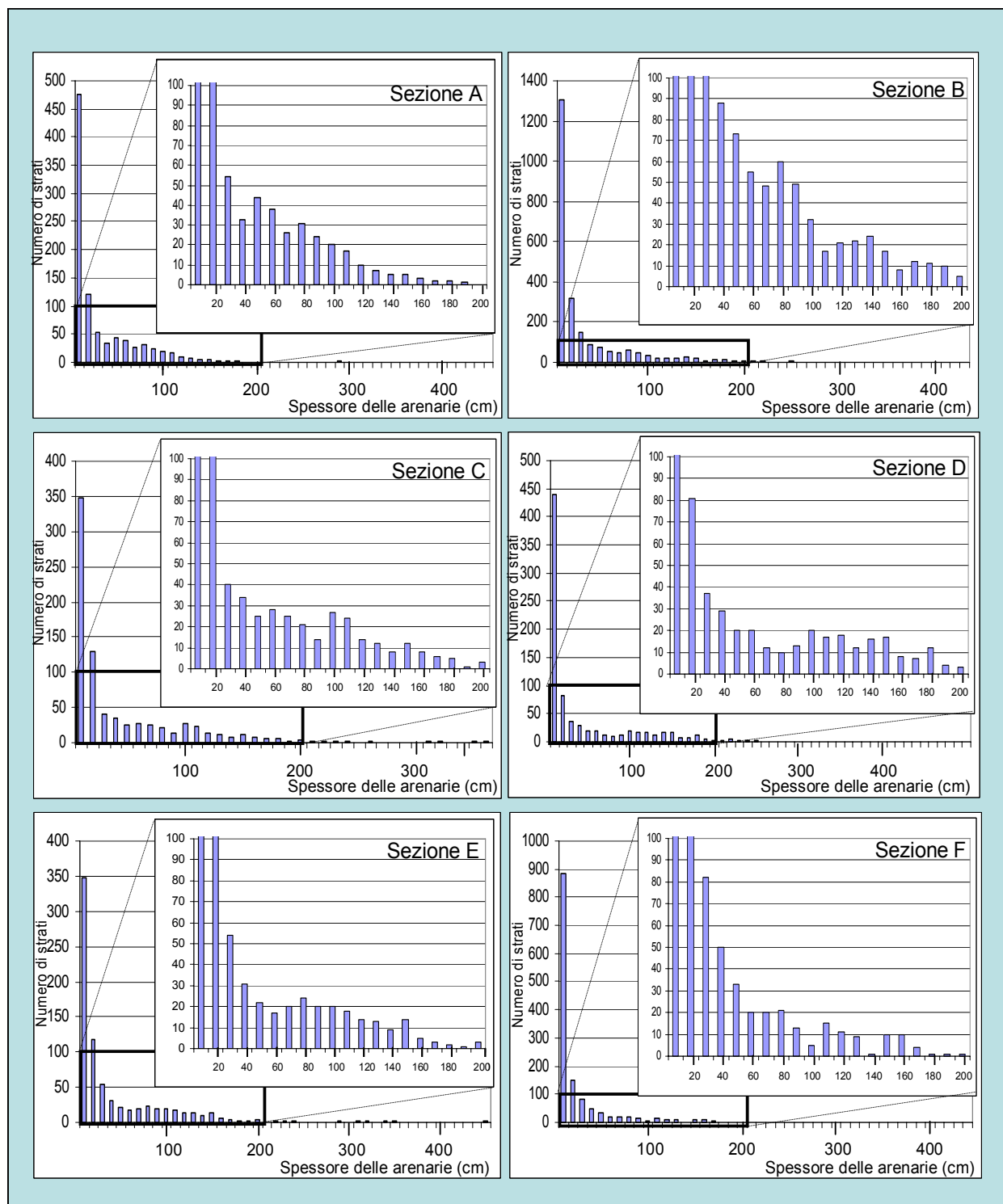


Figura 76 – Diagramma di distribuzione relativo allo spessore delle porzioni arenacee degli strati nelle sezioni A, B, C, D, E e F (vedasi figura 39 per l'ubicazione delle sezioni).

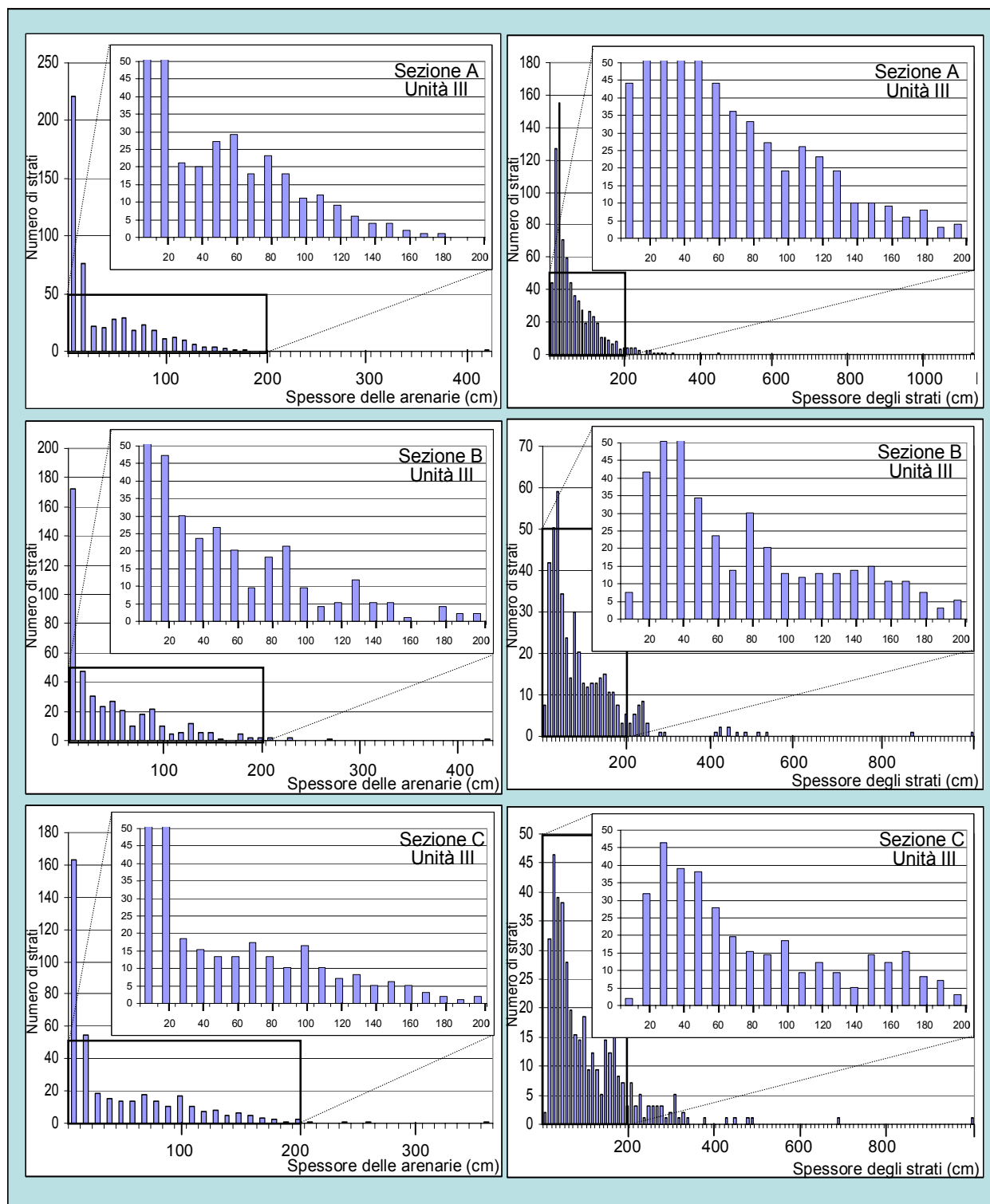


Figura 77 – Diagramma di distribuzione relativo agli spessori della parte arenacea degli strati e al loro spessore totale (arenaria più pelite). I diagrammi si riferiscono esclusivamente all'Unità III nelle sezioni A, B e C (vedasi figura 39 per la localizzazione delle sezioni). Si precisa, inoltre, che sono stati usati fattori di correzione per normalizzare i dati.

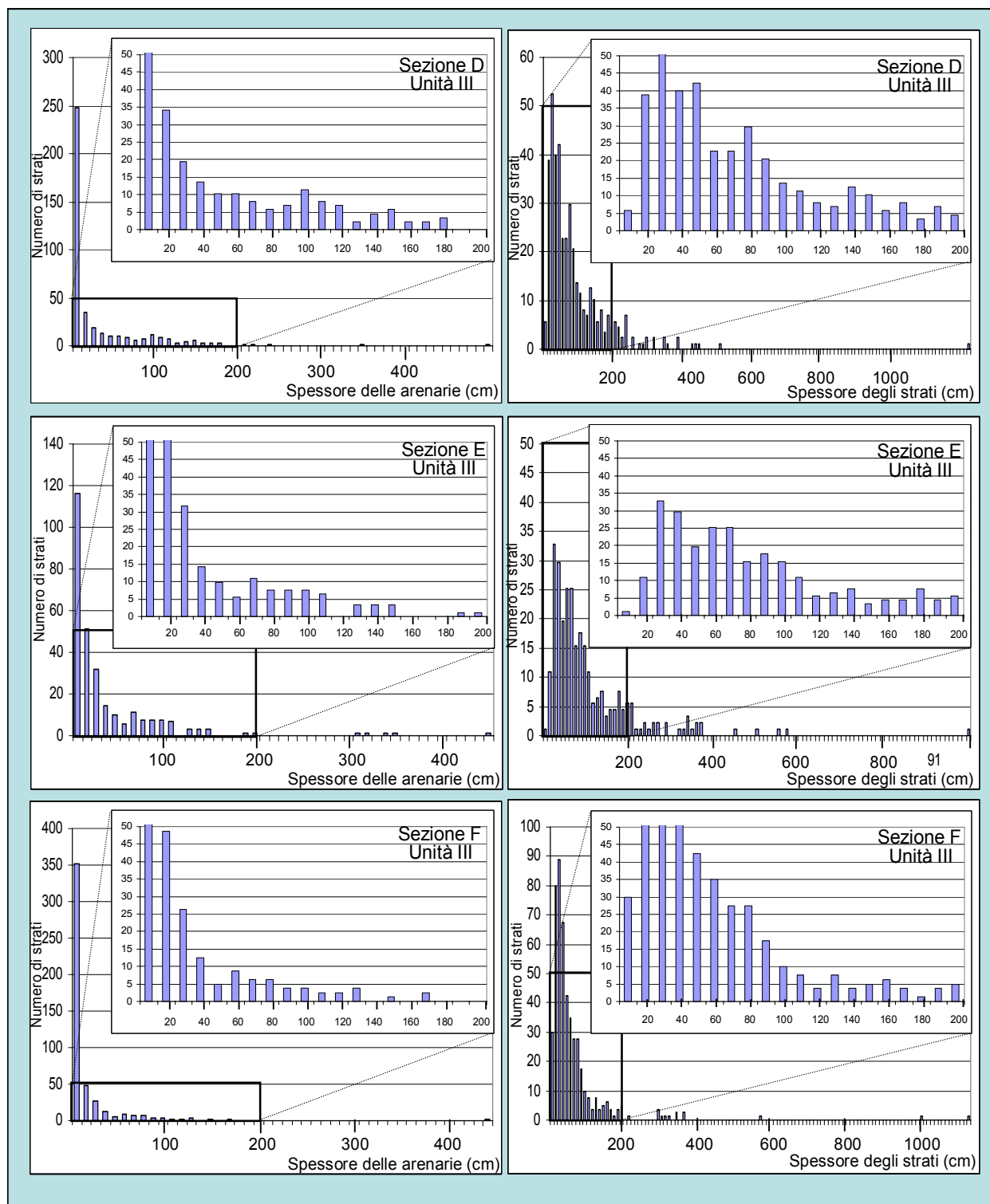


Figura 78 – Diagramma di distribuzione relativo agli spessori della parte arenacea degli strati e al loro spessore totale (arenaria più pelite). I diagrammi si riferiscono esclusivamente all'Unità III nelle sezioni D, E e F (vedasi figura 39 per la localizzazione delle sezioni). Si precisa, inoltre, che sono stati usati fattori di correzione per normalizzare i dati.

6.4.1.2 - Distribuzione degli strati per ogni 100 m di sezione

La variazione del numero degli strati nelle sei sezioni misurate in relazione ad intervalli di 100 m di spessore ognuno, può essere osservata nei grafici della figura 79. In questa figura, in pratica, può essere visto come varia il numero degli strati in intervalli di 100 m nelle varie sezioni stratigrafiche misurate. In generale tutti i dati mostrano una tendenza caratterizzata da un continuo aumento del numero degli strati mano a mano che ci si sposta verso la parte alta della sezione. Le curve, comunque, mostrano anche una grande dispersione all'interno di questa tendenza.

Nelle porzioni basali delle sezioni A e B, nonostante lo spessore relativamente sottile della successione stratigrafica (vedasi figura 40), il numero degli strati nei primi 100 m raddoppia rispetto alle parti basali delle sezioni D e F, ubicate più a sud. Questo numero relativamente grande di strati nei primi 100 m delle sezioni A e B è frutto della presenza dell'alto deposizionale formato dal Caotico di Acquadalto. Il maggiore numero degli strati a parità di spessore al di sopra di questo alto, infatti, è dovuto principalmente alla presenza di un gran numero di strati sottili depositi dalle correnti di torbida più diluite in grado di risalire l'alto deposizionale.

Nella sezione B, la tendenza generale che mette in evidenza l'aumento del numero degli strati mano a mano che si sale stratigraficamente, è bene evidente, anche se un'anomalia simile alla precedente, può essere osservata nell'intervallo compreso fra 1.300 e 1.400 m; anche in questo caso l'aumento anomalo del numero degli strati dipende dalla presenza di un caotico. In corrispondenza di questo intervallo, infatti, si ha la deposizione del Caotico di Casaglia (Fig. 79) e l'aumento del numero degli strati, come nel caso precedente, è causato dal loro assottigliamento al di sopra dell'alto generato dall'unità caotica. In questo caso, comunque, è importante notare che gli strati diventano relativamente più spessi a circa 300 m al di sopra del Caotico di Casaglia. Questo caotico che segna una riattivazione tettonica, marca anche il passaggio al Sistema di Firenzuola (Roveri *et al.*, 2002), ciononostante in questa zona esso è stato in grado di creare un'alto deposizionale che ha influenzato la deposizione per 300m, valore questo che, secondo Lucente (2004), coincide con il massimo spessore del Caotica di Casaglia. Sulla base del rapporto arenaria/pelite, inoltre, anche i ricercatori toscani hanno individuato un'unità più arenacea con strati più spessi proprio a circa 300 m sopra questo caotico (vedasi anche Carta Geologica dalla Regione Toscana scaricabile all'indirizzo <http://www.rete.toscana.it/sett/pta/terra/geologia/>).

L'aumento del numero degli strati associato al Caotico di Acquadalto può essere visto anche nella sezione C, ma con un'intensità nettamente inferiore rispetto alle sezioni A e B dal

momento che in questa zona è presumibile che gli strati si deponessero solo lungo il fianco di questo alto. Un'altra anomalia ben marcata si osserva nella sezione F, a cavallo dei 700 m. Questa forte anomalia può essere associata ad un'alto deposizionale non bene identificato in questa lavoro, a causa soprattutto della mancanza di affioramento relativamente a questo specifico intervallo della successione (Fig. 79). Nella sezione F, infine, si osserva un'altra grande variazione nel numero degli strati in prossimità dei 1.000 m a causa dell'alto strutturale generato dalla deposizione del Caotico di Susinello. In questo caso, però, si osserva una netta diminuzione nel numero di strati che potrebbe essere spiegata con la mancata deposizione di strati a causa del forte confinamento strutturale.

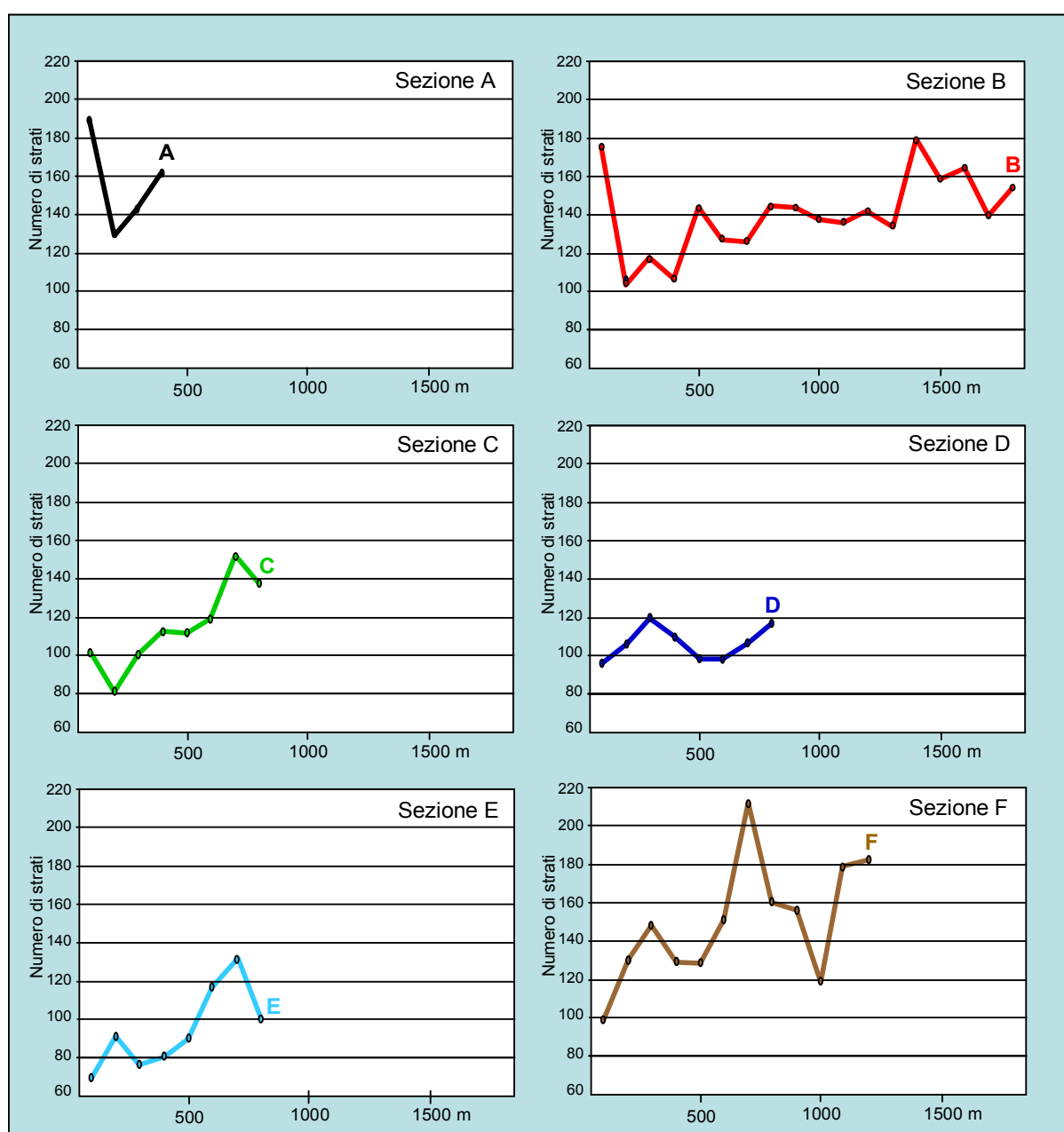


Figura 79 – Diagramma mostrante come cambia il numero di strati per ogni 100 m di sezione (vedasi figura 39 per l'ubicazione delle sezioni). Si precisa, inoltre, che sono stati usati fattori di correzione per normalizzare i dati.

6.4.1.3 - Distribuzione del numero di strati per Unità Stratigrafica

Le variazioni del numero degli strati sottocorrente relativamente alle unità stratigrafiche individuate (vedasi capitolo 6.1) possono essere osservate nel grafico di figura 80.

L'Unità I che è stata misurata soltanto nelle sezioni D ed F, presenta un lieve aumento del numero degli strati sottocorrente. Nell'Unità II, invece, può essere osservata una variazione nel numero degli strati nettamente più evidente, presentando un numero relativamente basso di strati nella porzione settentrionale e uno relativamente alto nelle zone più distali meridionali. Nella sezione B, infatti, sono stati misurati soltanto 124 strati rispetto ai 294 della sezione F mettendo in evidenza come a circa 45 km sottocorrente il numero di strati sia praticamente più che raddoppiato. L'Unità III, invece, è forse la più particolare fra le unità identificate, dal momento che presenta un maggiore numero di strati nella porzione prossimale e in quella distale rispetto a quella intermedia. Le sezioni A ed F, infatti, presentano rispettivamente 498 e 481 strati mentre le sezione C e D hanno soltanto circa 400 strati. Per quanto riguarda le unità IV e V, nonostante siano state misurate soltanto in due sezioni, in entrambi i casi esse presentano una diminuzione del numero di strati sottocorrente. Nel caso della unità IV la variazione è molto più evidente; nella sezione più prossimale B, infatti, sono stati misurati 1.084 strati mentre nella sezione più distale F soltanto 783. L'Unità V, invece, presenta 770 strati nella sezione B e 585 strati nella sezione G.

La distribuzione del numero di strati è strettamente legata alla storia evolutiva del bacino e va di comune accordo con la divisione delle unità stratigrafiche presentata nel Capitolo 6.2. Nell'Unità II, ad esempio, il numero di strati è direttamente proporzionale allo spessore della sezione. In altre parole, dal momento che la porzione più prossimale di quest'unità è stata depositata al di sopra dell'alto, formato dal Caotico di Acquadalto, la successione stratigrafica è molto meno spessa e di conseguenza il numero degli strati è minore. In questo caso soltanto il 50% circa degli strati (rispetto a quelli della sezione F) sono riusciti a depositarsi al di sopra di questo alto strutturale. Come visto in precedenza, però, il numero degli strati nei primi cento metri al di sopra di questo caotico è circa il doppio, rispetto alle sezione D e F ubicate più a sud (Figg. 79 e 80). Questi dati rivelano l'importanza della correlazione stratigrafica di dettaglio, perché nonostante il fatto che su questo alto si depositino soltanto la metà degli strati in relazione all'unità stratigrafica considerata, il numero di questi ultimi raddoppia quando viene paragonato ad un'intervallo di ugual spessore (nel caso 100 m). L'Unità III, invece, presenta una distribuzione che riflette perfettamente la morfologia del bacino in questo periodo. Nella porzione più prossimale e in quella più distale, infatti, si registra un'aumento nel numero degli strati rappresentati soprattutto da strati tipo 1, 3 e 4 (vedasi Capitolo 6.1) ma anche da strati tipo

5 legati a processi di *rebound*. Il maggiore numero di strati nella porzione più distale può essere interpretato legato a fenomeni di *rebound* (strati tipo 5) oppure alla presenza di strati che provengono da sud e che non sono riusciti ad arrivare in zone più settentrionali (vedasi anche Ricci Lucchi & Valmori, 1980 e Talling *et al.*, 2007b).

Una forte influenza di un alto strutturale sulla sedimentazione, allo stesso modo dell'Unità II, ritorna durante la deposizione dell'Unità IV, ed è testimoniata da una netta diminuzione nel numero di strati sottocorrente. La sezione F, infatti, rispetto alla sezione B, ha soltanto il 73 % degli strati, e questo può essere causato dal sollevamento tettonico della regione meridionale rispetto a quella più settentrionale, testimoniato anche dalla comparsa del caotico di Nasseto (vedasi figure 61 e 65). In questo caso, quindi, è ipotizzabile che a causa di questo alto strutturale buona parte dei flussi non riuscivano ad arrivare nelle zone più distali con un conseguente aumento dei processi di *ponding* e quindi di strati tipo 3 e 5.

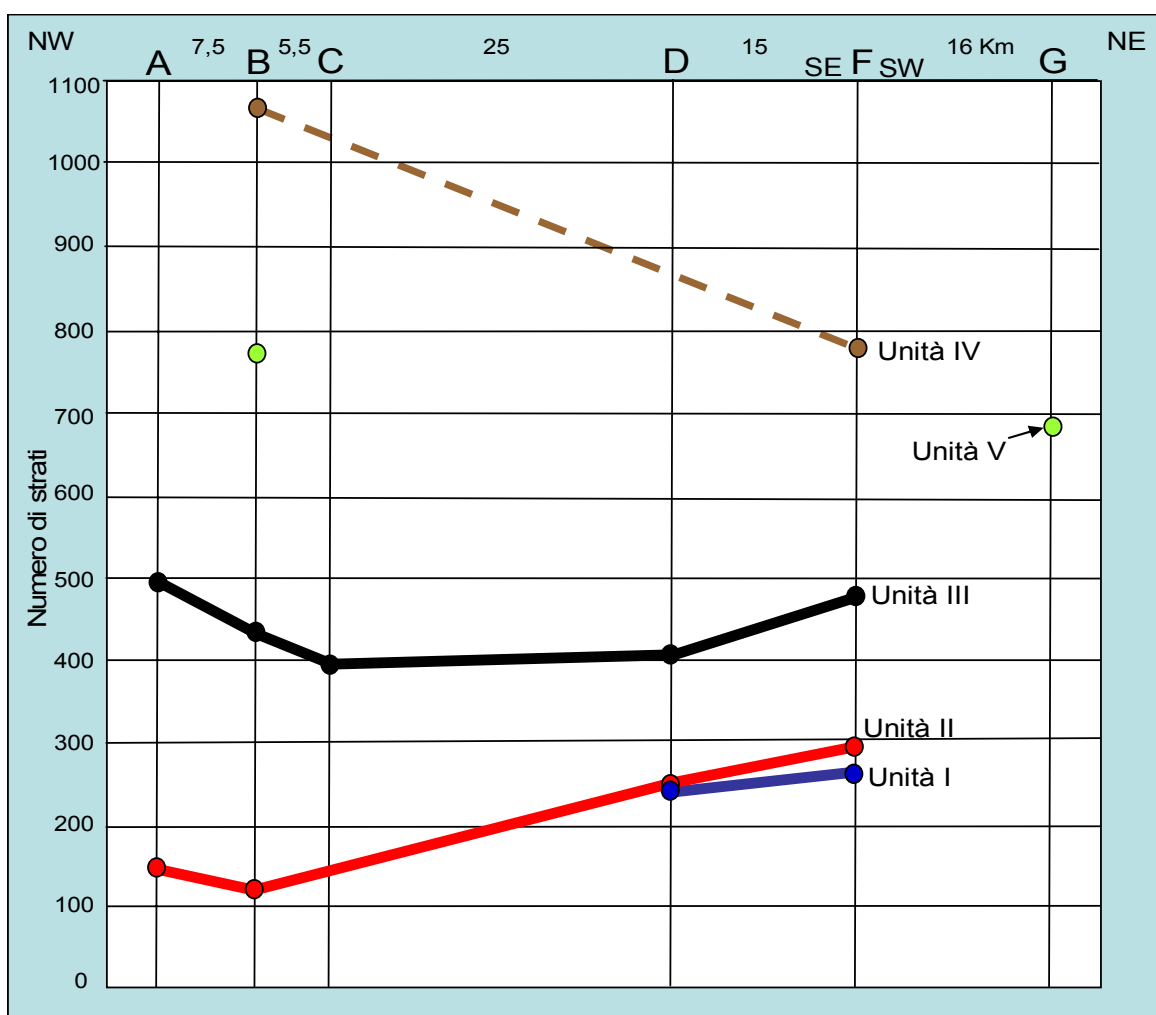


Figura 80 – Numero di strati nelle diverse unità stratigrafiche relativamente alle sezioni A, B, C, D ed F (vedasi figura 39 per la loro localizzazione). I dati sono stati aggiustati attraverso l'utilizzo di fattori di correzione.

Nello spaccato stratigrafico formato dalle sezioni D ed E (Fig. 42B), che è trasversale alle paleocorrenti, si osserva anche una significativa diminuzione del numero di strati verso nord-est. Nella sezione D le unità II e III hanno rispettivamente 243 e 404 strati mentre le stesse unità nella sezione E hanno rispettivamente soltanto 143 e 285 strati. Questo minor numero di strati nella sezione E è legato all'assottigliamento generale che la successione sedimentaria della FMA subisce andando verso i settori nord orientali, come si può vedere dalla figura 61. Il gran numero di strati nella sezione D, invece, è dovuto, principalmente, alla comparsa di molti strati sottili tipo 5 (vedasi Capitolo 6.1), che si trovano tra i vari strati più spessi che, al contrario, risultano ben correlati.

6.4.1.4 - Distribuzione degli spessori della porzione arenacea degli strati per Unità Stratigrafica

Un'altro modo per analizzare la distribuzione degli strati è attraverso un diagramma che utilizzi una media mobile (*moving average*, Fig. 81). In questo caso sono stati utilizzati gli spessori delle arenarie, in relazione allo spessore delle cinque unità stratigrafiche definite nel Capitolo 6.2.

L'Unità I, che è stata misurata soltanto nelle sezioni D e F, presenta una variazione media dello spessore degli strati che va da 20 ad 80 cm nella sezione D e da 20 a 60 cm, nella sezione F. L'Unità II, invece, può essere divisa in due aree ben distinte, ossia: 1) una porzione settentrionale (sezioni A, B e C, Fig. 39 che è caratterizzata da uno spessore molto ridotto e da strati con porzioni arenacee che hanno uno spessore medio di 20 cm, e 2) una porzione più meridionale (sezioni D e F, Fig. 39) che è caratterizzata da uno spessore molto maggiore, formata da strati con uno spessore medio relativamente maggiore (di 20-80 cm nella sezione D e di 20-60 cm nella sezione F). L'Unità III, invece, è caratterizzata da una continua diminuzione dello spessore degli strati sottocorrente. Lo spessore dell'unità presenta un lieve aumento nelle sezioni intermedie (sezioni B, C e D) rispetto quella più prossimale (sezione A) e quella più distale (sezione F). L'Unità IV nonostante il fatto che non sia stata misurata in tutte le sezioni, risulta caratterizzata da una diminuzione molto più marcata degli spessori degli strati mano a mano che ci si sposta sottocorrente. Nella sezione F, infatti, gli strati hanno spessori relativamente molto più sottili di quelli che ci si dovrebbe aspettare. L'Unità V, misurata soltanto nelle sezioni B e G, infine, non è stata oggetto di questo particolare studio attraverso la media mobile.

Gli spessori delle arenarie riflettono molto bene la paleogeografia del bacino. Nell'Unità II la presenza, nella sezione A, B e C, di strati con porzioni arenacee relativamente molto più

sottili, rispetto a quelli della zona più distale, è indicativo della presenza di un alto strutturale sindeposizionale. Un'altra osservazione molto importante, che può essere fatta, riguarda le variazioni sottocorrente degli strati. In generale si vede una tendenza degli strati a diventare sempre più sottili sottocorrente, anche se nella porzione superiore dell'Unità III e dell'Unità IV queste variazioni di spessore sono molto più evidenti. Questo fatto, molto probabilmente, è legato al sollevamento tettonico della porzione più distale testimoniato anche dalla presenza dei caotici di Susinello e di Nasseto prima e delle Marne di Verghereto poi.

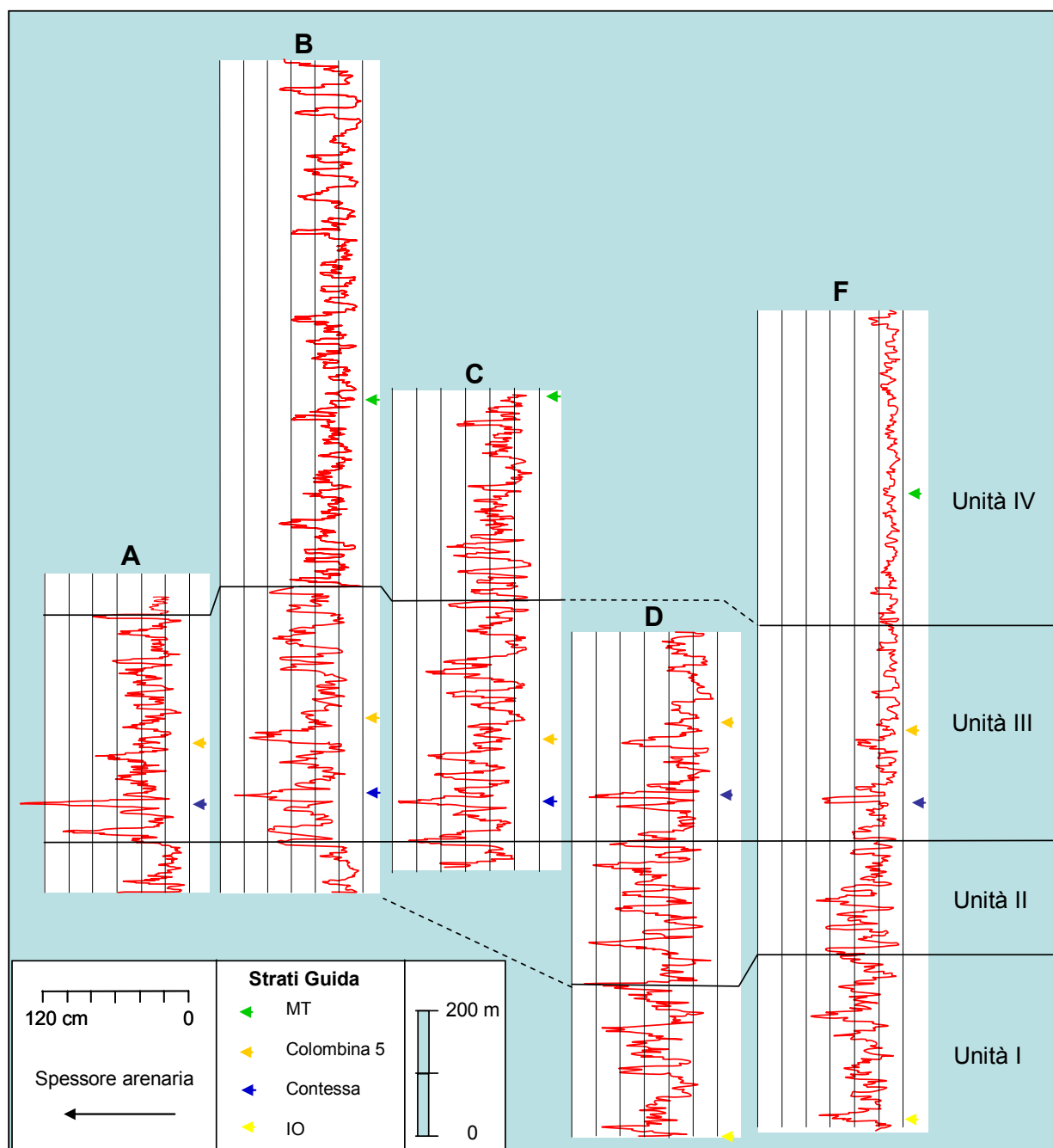


Figura 81 – Diagramma che mostra gli spessori delle arenarie nelle sezioni A, B, C, D ed F (per l'ubicazione di tali sezioni vedasi figura 39). Le linee rosse rappresentano la tendenza generale degli spessori di arenaria rappresentati tramite media mobile (intervallo di 10).

6.4.2 – Rapporti arenaria/pelite

La proporzione di spessore delle arenarie rispetto a quello delle peliti presenta una continua variazione sottocorrente. La sezione A, nella zona più prossimale dell'area di studio, è caratterizzata dal 51% di arenarie rispetto ai sedimenti più fini costituiti da peliti e marne. Nelle sezioni intermedie B, C e D la proporzione di arenaria rispetto alla sezione A, pur diminuendo, rimane praticamente invariata tra una sezione e l'altra, presentando un valore del 38,5% nella sezione B e del 42% nelle sezioni C e D. Il valore leggermente più basso nella sezione B può essere legato sia all'elevato spessore di questa sezione che all'assottigliamento delle porzioni arenacee degli strati al di sopra del Caotico di Acquadalto. La proporzione di arenaria, infine, diminuisce in modo drastico nella sezione F dove presenta soltanto un valore del 29% (Fig. 82).

La porzione arenacea di ogni sezione è stata analizzata anche in relazione a cinque classi di spessore che sono: 0-3 cm, 3-10 cm, 10-40 cm, 40-100 cm e > 100 cm. Questa distribuzione è ben evidente nella sezione F che presenta una costante diminuzione della percentuale del numero di strati mano a mano che gli spessori aumentano. Un'altro dato importante, inoltre, è l'aumento delle due classi relative agli spessori maggiori nelle sezioni C e D rispetto quelle più prossimali. Nel caso della sezione C questa anomalia, molto probabilmente, è legata alla minore influenza del Caotico di Acquadalto rispetto alle sezioni A e B. Nel caso della sezione D, invece, questo numero relativamente maggiore di strati spessi potrebbe essere legato al grande spessore delle unità I e II in questa zona (vedasi figura 82A).

I dati di spessore dei sedimenti langhiani e serravalliani della FMA, inoltre, sono stati paragonati con i sedimenti tortoniani della formazione stessa e con i depositi torbiditici del Sistema di Coteflabo (Gruppo di Hecho, Perinei centro-meridionali, Spagna, Mutti *et al.*, 1988). I dati relativi ai sedimenti del Tortoniano provengono dalla tesi di dottorato di Carubelli (2006), nei pressi del paese di Sarsina (Valle del Savio), che sono stati interpretati come un sistema misto nel senso di Mutti *et al.* (2003).

I sedimenti del Tortoniano della FMA presentano un rapporto arenaria/pelite molto elevato (circa 84%). Questa percentuale, infatti, è maggiore di circa il 33 % rispetto a quella relativa alla successione più prossimale dei depositi langhiano-serravalliani studiati (sezione A). Questi depositi misti (*sensu* Mutti *et al.*, 2003) sono costituiti da strati amalgamati di arenarie grossolane, caratterizzate da spessori di ordine metrico, con alcune intercalazioni pelitico/siltose soltanto nelle porzioni superiori degli strati. Questi ultimi, in genere, sono caratterizzati da arenarie mal selezionate, immature, con presenza di detrito conchigliare e sono completamente privi dell'alternanza di peliti e marne tipica delle parti fini sommitale delle torbiditi classiche (Mutti *et al.*, 2003 e Carubelli, 2006). E' interessante notare, inoltre, come questi sedimenti

presentino una bassa proporzione di strati minori di 10 cm e una proporzione relativamente elevata di strati con spessori compresi tra i 40 a 100 cm. Questo confronto non fa che confermare le ipotesi già avanzate da Mutti *et al.* (2002) e Roveri *et al.* (2002) in cui la progressiva chiusura del bacino di avanfossa della FMA viene registrata dal passaggio da sedimenti relativamente ben classificati con grandi estensioni areali rappresentati dalle torbiditi langhiano-serravalliane a quelli massivi, spessi e mal classificati dei sistemi misti tortoniani.

I sedimenti del sistema torbiditico del Cofefablo nel Gruppo di Hecho (Pirenei centro meridionali), invece, presentano una proporzione di arenaria del 29%. Questa successione è composta, in grande maggioranza, da strati con spessore inferiore ai 10 cm, ed è interessante notare come la proporzione di arenaria nei sedimenti del Gruppo di Hecho sia molto simile a quella della sezione F nella FMA, ossia a quella della parte più distale dell'area studiata. Nella sezione F, però, gli strati presentano spessori relativamente maggiori rispetto a quelli del Gruppo di Hecho anche se questo fatto può essere dovuto alle porzioni più vecchie delle unità I, II e alla porzione basale della unità III. Se, infatti, si prende in considerazione solo la porzione superiore dell'Unità III e dell'Unità IV, che hanno subito l'influenza di un alto deposizionale, gli spessori degli strati sono molto minori. Ad esempio la porzione dell'Unità IV affiorante nella sezione F presenta una distribuzione degli spessori degli strati molto simile a quella della sezione spagnola, a parte le frazioni di arenarie relative agli intervalli tra i 10 a 40 cm e tra i 40 e i 100 cm che hanno valori relativamente maggiori (Fig. 82 C).

Quando, invece, si confrontano soltanto i dati dell'Unità III, che presenta una minore influenza tettonica, si vede proprio una costante diminuzione della frazione arenacea sottocorrente, passando dal 52,5% nella sezione A, al 43% nella sezione B, al 44% nella sezione C, al 34% nella sezione D e al 24% nella sezione F (Fig. 83). L'unico valore un po' anomalo è quello della sezione B, che è lievemente più basso della sezione C, che è ubicata a 5,5 Km sottocorrente. Questa anomalia potrebbe essere, ancora una volta, il risultato dell'influenza dell'alto topografico prodotto dal Caotico di Acquadalto, dal momento che la sezione B è stata misurata nel punto più alto di questo deposito.

Le variazioni di spessore delle arenarie dell'Unità III presentano una caratteristica diversa da quelle più generali mostrate in figura 82 A. In questo caso, nelle sezioni A, B, C e D, i valori relativi alla classe di 40-100 cm, sono relativamente maggiori di quelli della classe di 10-40 cm. Questo fatto può essere legato a processi di *rebound* molto comuni in questa unità che tendono a produrre strati relativamente più spessi (vedi strati tipo 3 nel capitolo 6.1).

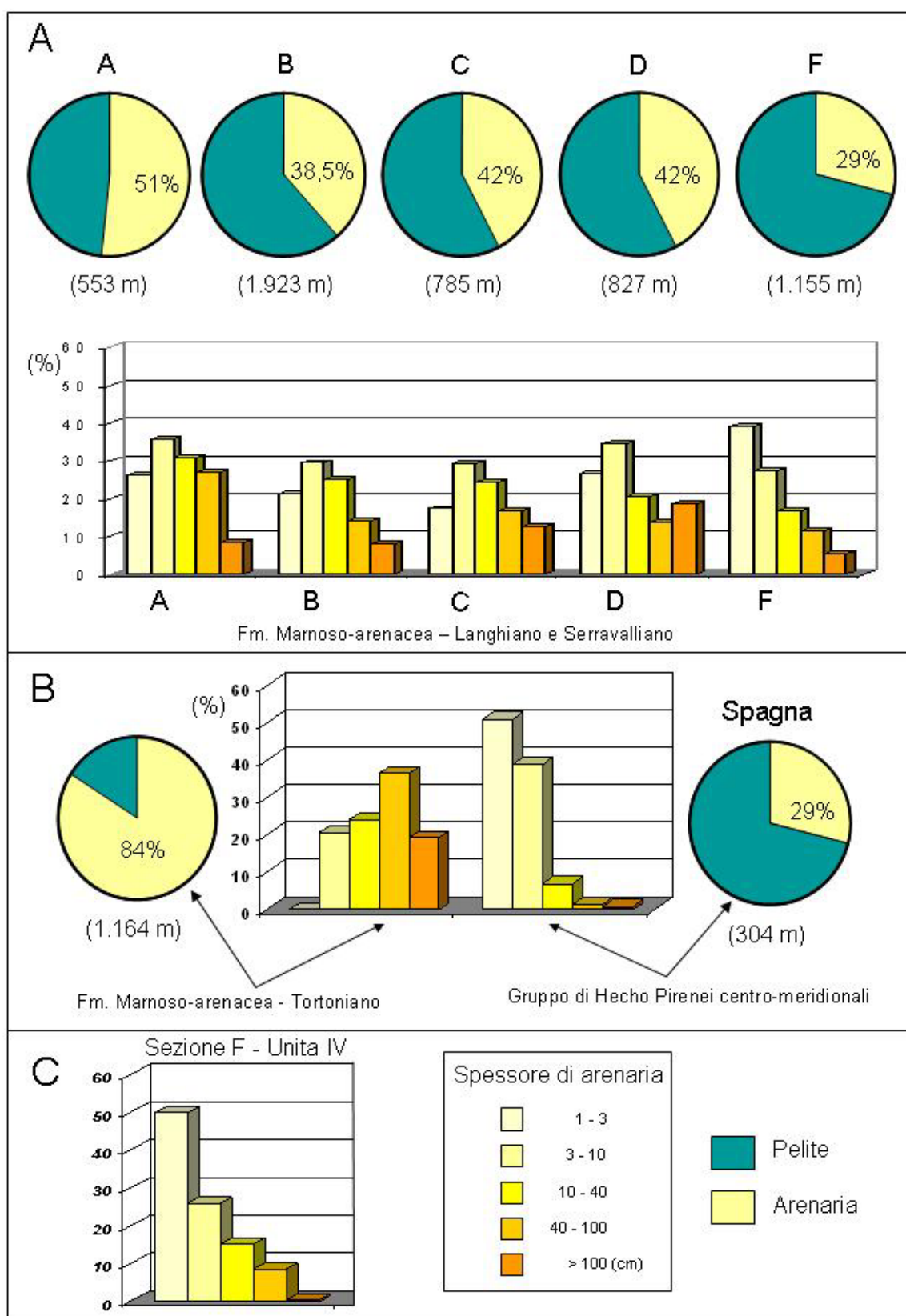


Figura 82 - A) Variazione delle proporzioni di arenaria e pelite e distribuzione delle arenarie in funzione di cinque classi di spessore nelle sezioni A, B, C, D e F misurate fra i *thrusts* di Monte Nero e Monte Castellaccio. B) Proporzioni di arenarie e pelite nei sedimenti tortoniani nei pressi di Sarsina (dati da Carubelli, 2006) e dei sedimenti del Sistema torbiditico di Cotefablo (Gruppo di Hecho, Eocene, Pirenei centro meridionali). C) Distribuzione delle arenarie in funzione delle cinque classi di spessori (indicate a lato) dell'Unità IV nella sezione F.

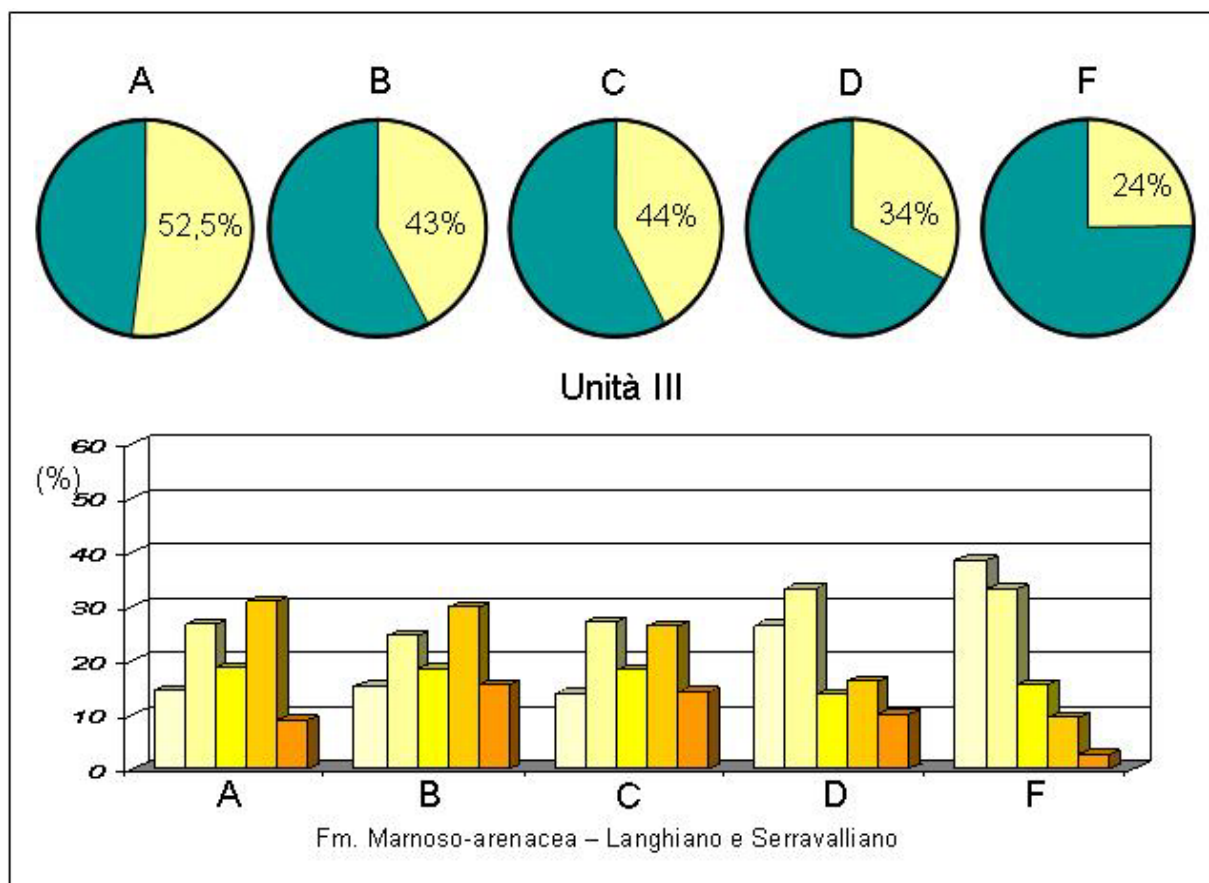


Figura 83 - Variazione delle proporzioni di arenaria e pelite e distribuzione degli spessori delle porzioni arenacee degli strati nell'Unità III (sezioni A, B, C, D ed F).

La variazione del numero di strati trasversalmente alla direzione dell'apporto sedimentario principale (diretto verso SE) è stato analizzato soltanto attraverso i dati della sezione D ed E, nel valle del Bidente (Fig. 84). Quando si analizzano i dati di tutte e due le sezioni si nota una diminuzione nella proporzione di arenaria nella sezione E (36%) rispetto a quella della sezione D (42%). Questo si deve al fatto che nella sezione D è stata misurata interamente l'unità I che è caratterizzata da strati più spessi mentre la sezione E è stata misurata nella parte stratigraficamente più giovane caratterizzata da strati meno spessi. In ogni caso quando si analizza soltanto l'Unità III (unità comune ad entrambe le sezioni), la proporzione di arenaria rimane praticamente uguale con il 34% nella sezione D e il 35% nella sezione E. Confrontando sia i dati totali che quelli relativi all'Unità III (Fig. 84) si nota che la percentuale di arenarie meno spesse (1-3 cm) è maggiore nella sezione D, mentre le classi di 10-40 cm e di 40-100 cm presentano valori maggiori nella sezione E. Questo potrebbe essere spiegato dal fatto che durante il periodo di deposizione dell'Unità III, nella zona della sezione D tendevano a prevalere gli strati sottili da *ponding* rispetto alla zona relativa alla sezione E.

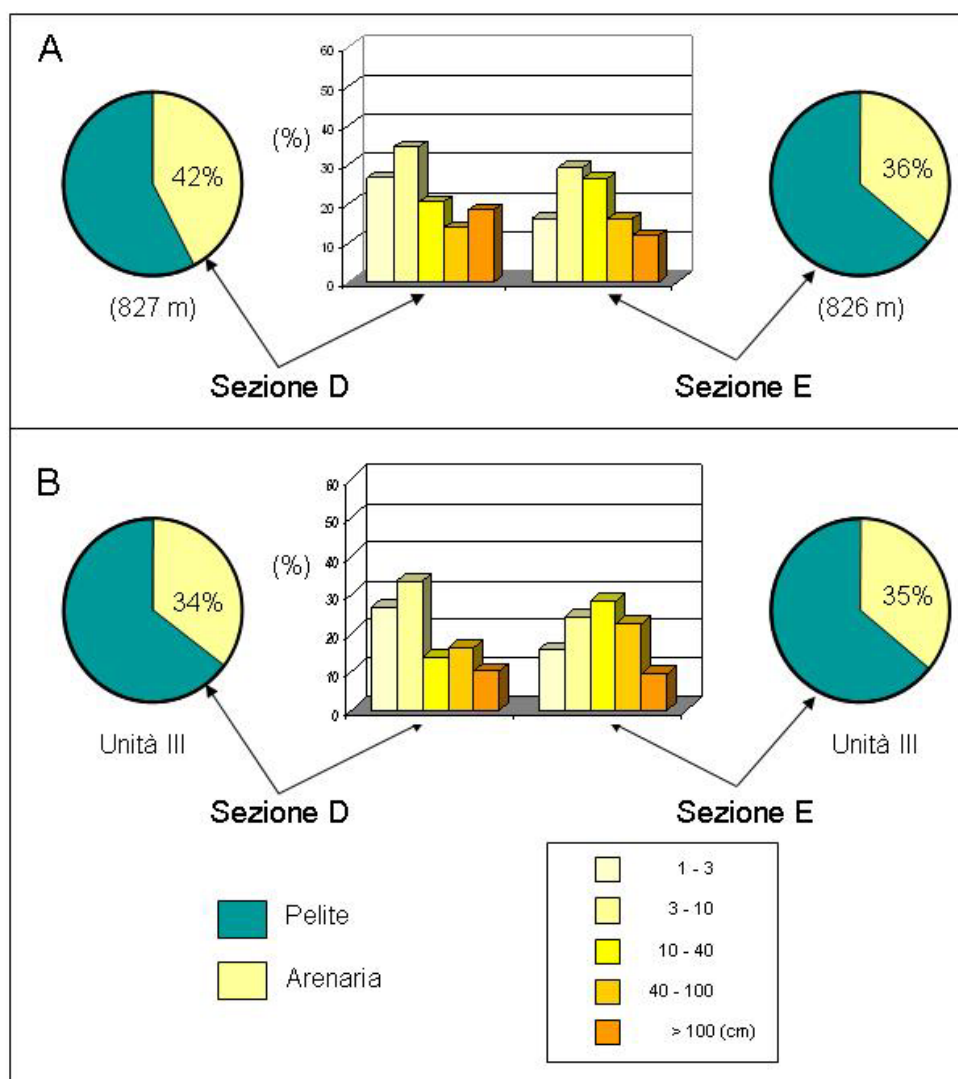


Figura 84 – Rapporto arenaria e pelite e distribuzione degli spessori degli strati nelle sezioni D ed E relative allo spaccato trasversale alle paleocorrenti principali (Valle del Bidente).

6.4.3 - Variazioni delle classi granulometriche sottocorrente

Gli strati torbiditici depositi da correnti di torbida che decelerano in modo uniforme nel tempo e nello spazio sono caratterizzati da una progressiva diminuzione della granulometria sottocorrente, rispettando in questo modo il facies *tract* di Mutti (1992). Anche nei sedimenti della Formazione Marnoso-arenacea, nonostante siano comuni fenomeni di *rebound* e quindi la presenza di flussi combinati, la granulometria degli strati tende a diminuire progressivamente sottocorrente; unica eccezione sono le zone lungo i bordi degli alti deposizionali in cui la granulometria risulta essere, in relazione allo stesso intervallo in zone più distali, relativamente minore (vedasi ad esempio l'Unità II, Fig. 40 e 66). La stessa relazione tra lo spessore degli strati e la granulometria non è sempre caratterizzata da una relazione diretta dal momento che nell'intervallo studiato questa relazione è modificata soprattutto da processi di *ponding* e *rebound*.

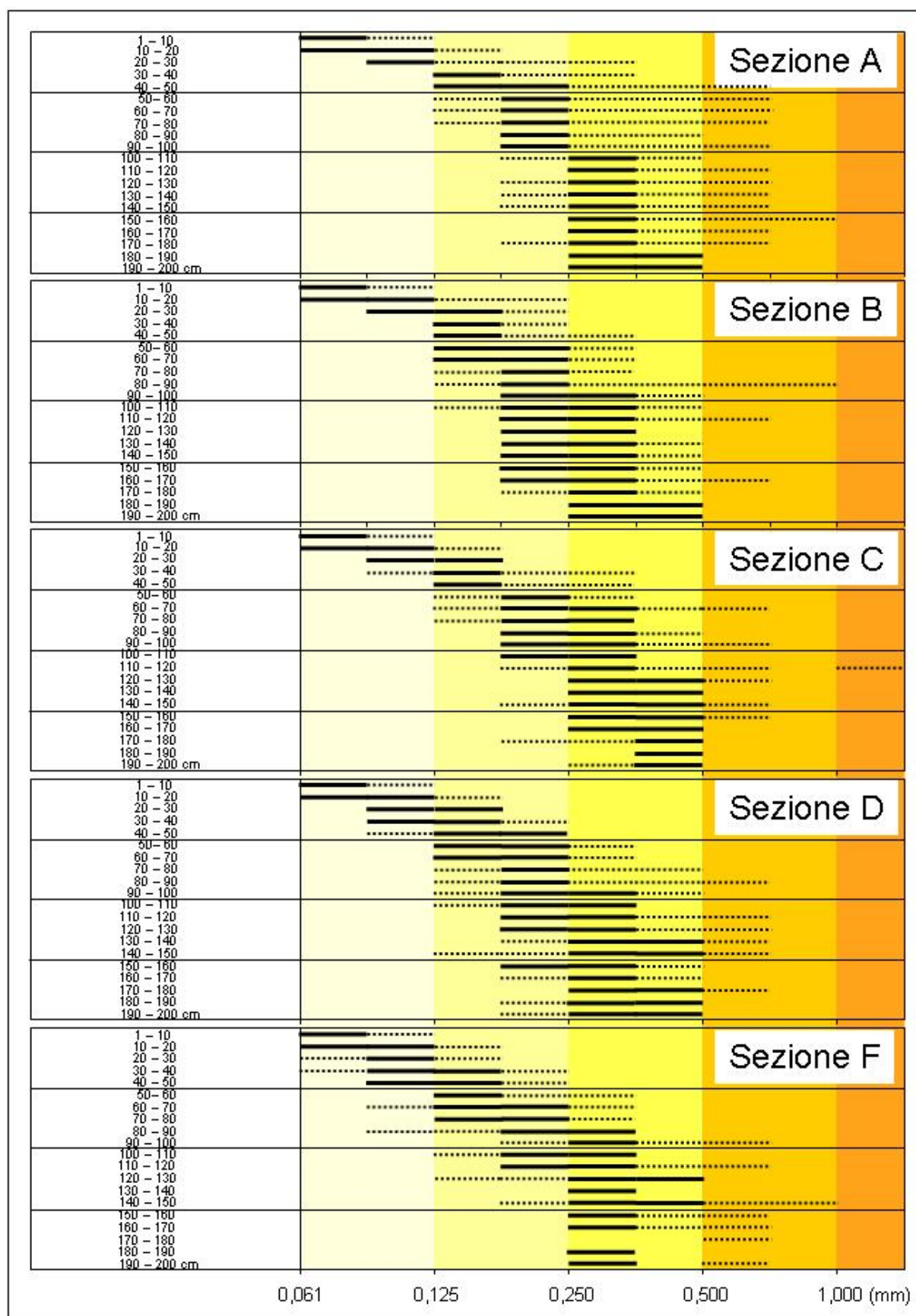


Figura 85 – Distribuzione della granulometria (valutata alla base degli strati) in relazione ad intervalli di 10 cm di spessore, lungo le sezioni A, B, C, D e F (vedasi figura 39 per la localizzazione delle sezioni). La linea continua nera rappresenta la maggiore concentrazione dei dati mentre quella tratteggiata rappresenta una relativa minor concentrazione di dati.

La distribuzione della granulometria sottocorrente è stata analizzata nelle sezioni A, B, C, D ed F prendendo in considerazione i dati raccolti alla base degli strati con porzioni arenacee inferiori ai 2 m. Da un punto di vista generale si vede un'aumento della granulometria mano a mano che aumenta lo spessore dello strato, anche se è presente una grande dispersione attorno a questi valori medi (Fig. 85).

Questa dispersione è dovuta principalmente a:

1. Processi di *rebound* e *ponding* che tendono a produrre strati molto spessi con una granulometria basale che, invece, tende a rimanere sempre la stessa. Questo caso è molto comune nella successione della FMA ed è materializzato dagli strati tipo 3 (vedasi Capitolo 6.1).
2. Influenza di alti sindeposizionali dove alcuni strati relativamente sottili presentano granulometrie insolitamente maggiori. Questo succede perché alcuni flussi torbidity riuscendo a risalire sopra gli alti strutturali e a depositare frazioni arenacee relativamente più grossolane sono in grado di deporre strati relativamente sottili ma con una granulometria relativamente grossolana.

6.5 - Discussione finale

Questa discussione finale verterà su alcuni punti ancora aperti che sono scaturiti durante il lavoro di questa tesi, ossia: 1) la stratigrafia generale della Formazione Marnoso-arenacea, 2) l'evoluzione del bacino, 3) il problema dei frustoli vegetali e 4) il problema relativo all'interpretazione della marna sommitale degli strati.

6.5.1 - Stratigrafia generale della Formazione Marnoso-arenacea

Diverse proposte di suddivisione della successione stratigrafica della FMA sono state avanzate da vari autori, a partire dall'ormai noto lavoro di Mutti & Ricci Lucchi (1972), come ad esempio de Jager (1979), Ricci Lucchi (1978), Ricci Lucchi & Valmori (1980), Ricci Lucchi & Ori (1985), Ricci Lucchi (1986), Martelli *et al.* (1994), Roveri *et al.* (2002) e Mutti *et al.* (2002).

Fra questi lavori Martelli *et al.* (1994) suddividono i depositi della FMA in diversi membri sulla base soprattutto dei rapporti arenaria/pelite. In questa divisione, basata essenzialmente su dati litologici, i limiti delle unità non sono linee tempo sincrone (Figg. 86 e 15) ma bensì superfici diacrone. La prima proposta di divisione in sequenze deposizionali viene, invece, da Ricci Lucchi (1986). Questo autore suggerisce quattro sequenze deposizionali per tutta la successione della FMA, che dal basso verso l'alto sono LS, S, T1 e T2 (Fig. 86). I limiti di queste sequenze non sono proprio legate a superfici di discordanza angolare ma piuttosto ad aumenti e diminuzioni dell'apporto sedimentario. Il limite fra le sequenze LS e S, ad esempio, è ubicato proprio a cavallo dello strato guida Contessa, dove la sequenza soprastante S è caratterizzata da una diminuzione dell'apporto di arenaria dovuto ad un allontanamento dell'area fonte (fase trasgressiva). Questo autore stima anche uno spessore totale per la successione sedimentaria della FMA di circa 3.000 metri. Mutti *et al.* (2002), al contrario, hanno proposto una divisione in sistemi deposizionali basata sulla successione sedimentaria affiorante nella Valle del Santerno (Fig. 86). Ognuno di questi sistemi è caratterizzato da uno stadio basale di *forestepping* e uno sommitale di *backstepping* in sintonia con i concetti introdotti da Mutti *et al.* (1994a, 1999) per la ciclicità dei sistemi torbiditici.

Le divisioni adottate in questo lavoro, invece, nonostante il fatto che i limiti basali delle unità II, IV e V siano caratterizzate da un'evidente influenza tettonica, possono essere considerate unità stratigrafiche informali. L'Unità I, in particolare, è stata misurata soltanto nelle porzioni distali mentre l'Unità III è l'unica che si è deposta in un periodo di relativa minore influenza tettonica. L'utilizzo di una divisione stratigrafica, come quella proposta da Mutti *et al.* (1994a), è stata praticamente impossibile a causa soprattutto degli intensi processi di *rebound* e

dell'influenza della tettonica sulla sedimentazione, che hanno obliterato gran parte della ciclicità originaria.

Per quanto riguarda la valutazione dello spessore totale della FMA, si sono utilizzati oltre ai dati stratigrafici di questa tesi anche i dati proposti da Roveri *et al.* (2002) per la successione al di sotto dello strato Io e del Tortoniano. Lo spessore totale dalla FMA proposto in questo lavoro, perciò, è considerato di almeno 4.000 m (Fig. 86), tuttavia varie osservazioni di campagna, farebbero ritenere che tale spessore possa essere nettamente superiore ai 4.000 m. Questa supposizione è basata, principalmente, sullo spessore della successione sedimentaria al di sotto dello strato Io nella valle del Bidente, nei pressi del paese di Corniolo.

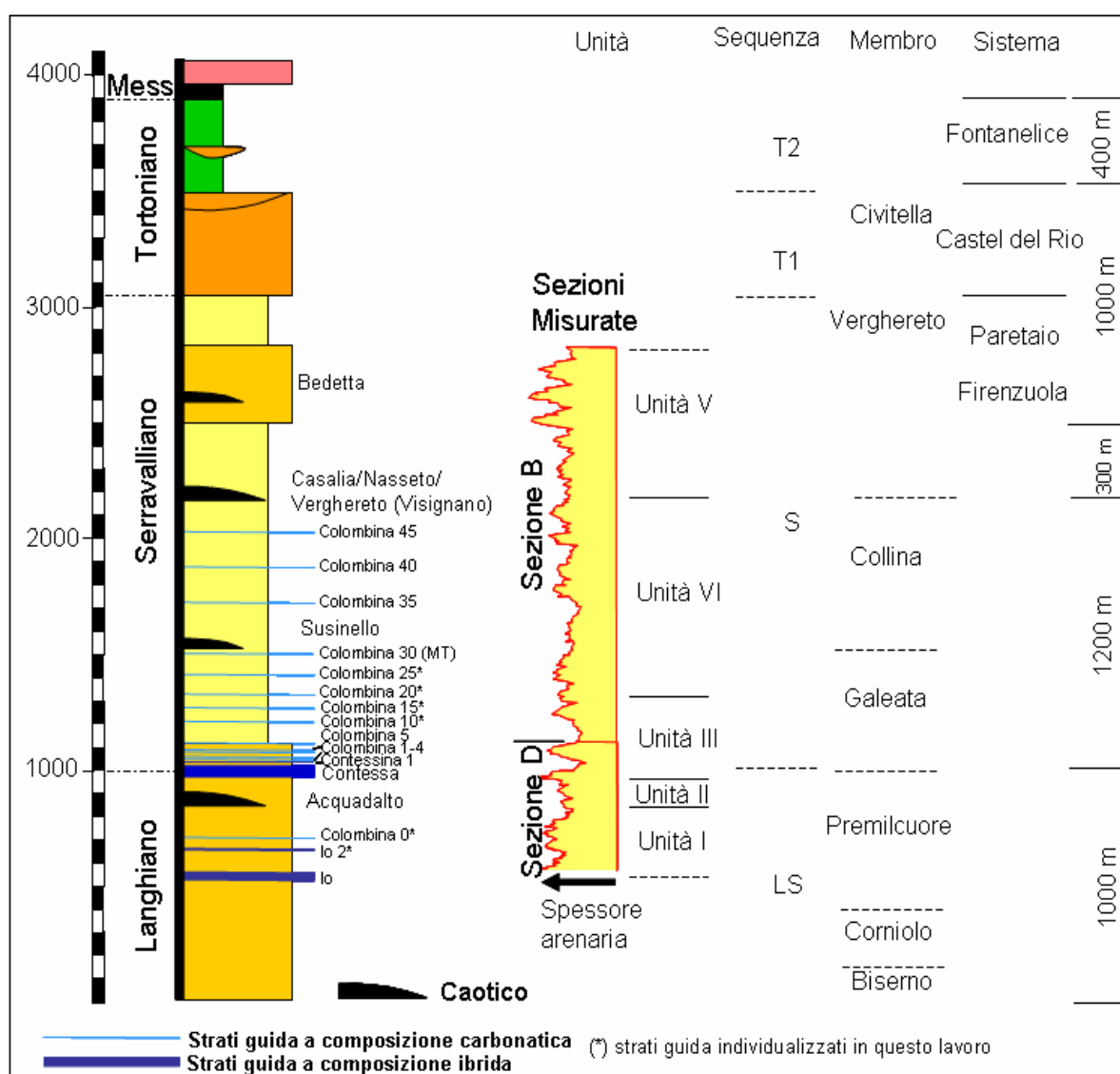


Figure 86 - Colonna stratigrafica della FMA mostrandole relazioni tra: 1) le sequenze di Ricci Lucchi (1986), 2) i membri di Martelli *et al.* (1994), 3) i sistemi deposizionali di Mutti *et al.* (2002) e 4) le unità stratigrafiche informali individuate in questo lavoro. Il grafico con gli spessori delle arenarie è stato costruito tramite media mobile, nelle sezioni B e D. Si precisa che i limiti dei membri di Martelli *et al.*, (1994) sono indicativi essendo limiti diacroni.

6.5.2 - Evoluzione del bacino

I depositi langhiani e serravalliani della Formazione Marnoso-arenacea, affiorano molto bene per un'area estesa circa 120x30 Km, ciononostante la porzione più prossimale non affiora essendo ricoperta dai depositi alluvionali della pianura padana e dalle falde Liguri. Le interpretazioni sulla FMA, quindi, sono basate soltanto sui dati della parte più distale interpretata come *basin plain* da Ricci Lucchi & Valmori (1980). Tali depositi sono generalmente costituiti da arenarie molto fini e medie con un predominio di facies F8 e F9 nel senso di Mutti *et al.* (1992). Per quanto riguarda i depositi più grossolani prossimali, attualmente sepolti sotto le falde liguri e la pianura padana, le interpretazioni si basano soltanto sulla letteratura, su dati di pozzi e di sismica, mentre gli unici dati di terreno provengono da piccole finestre tettoniche, come quella di Salsomaggiore (Artoni *et al.*, 2004), dove si trovano depositi tempo equivalenti alla FMA. A causa di questo problema i legami fra le zone distali, di *basin plain*, e le zone di trasferimento più prossimali della FMA, sono poco conosciuti e capiti. La mancanza di affioramenti nella zona più prossimale, infatti, rende praticamente impossibile la proposta di un modello completo per la successione sedimentaria della FMA. Nonostante questo si è cercato ugualmente di discutere due punti molto importanti, ossia: 1) i legami fra i depositi della FMA con le sue aree di alimentazione e 2) le relazioni fra le facies identificate nell'area di studio e la fisiografia del bacino.

6.5.2.1 - I legami fra i depositi della Formazione Marnoso-arenacea e la loro area di alimentazione

In generale è assodato che i sedimenti silicoclastici della FMA durante il Langhiano e il Serravalliano abbiano avuto un'origine alpina (Ricci Lucchi & Valmori 1980, Gandolfi *et al.* 1983, Ricci Lucchi & Ori 1985, Capozzi *et al.* 1991 e Roveri *et al.* 2002) e come durante la deposizione della FMA tutto l'Appennino fosse essenzialmente sommerso. Il sollevamento della avanfossa della FMA, infatti, viene datato dopo il Tortoniano a causa dell'avanzamento dei *thrusts* verso NE.

Per illustrare la configurazione generale del bacino della FMA sono stati fatti due schemi (Fig. 87), ispirati principalmente ai lavori di Biase & Mutti (2002) e Roveri *et al.* (2002). Durante il Langhiano e Serravalliano la fisiografia del bacino doveva essere come quella ipotizzata nella figura 87A. Secondo questi schemi i sedimenti provenienti delle Alpi avrebbero trovato un ostacolo molto importante nella struttura di Valle Salimbene-Bagnolo (di Biase & Mutti, 2002). Questo lineamento, infatti, avrebbe avuto un ruolo molto importante sia come

svincolo del sistema Alpi e Appennino che nel controllo della sedimentazione appenninica. Esso, infatti, può essere visto come un'ampia zona a trascorrenza sinistra che accomodava a nord un dominio alpino a vergenza occidentale e settentrionale e a sud un dominio appenninico a vergenza orientale. A nord di questa struttura i sistemi fluvio deltizi che caratterizzavano il Bacino Terziario Lombardo e il Bacino Terziario Veneto rappresentavano l'area fonte per i sedimenti della FMA. Le correnti di torbida derivate da questi sistemi fluvio-deltizi, infatti, potevano venire intrappolati in parte dalla struttura di Bagnolo-Salimbene e in parte superarla, andando ad alimentare il bacino della FMA ubicato più a sud.

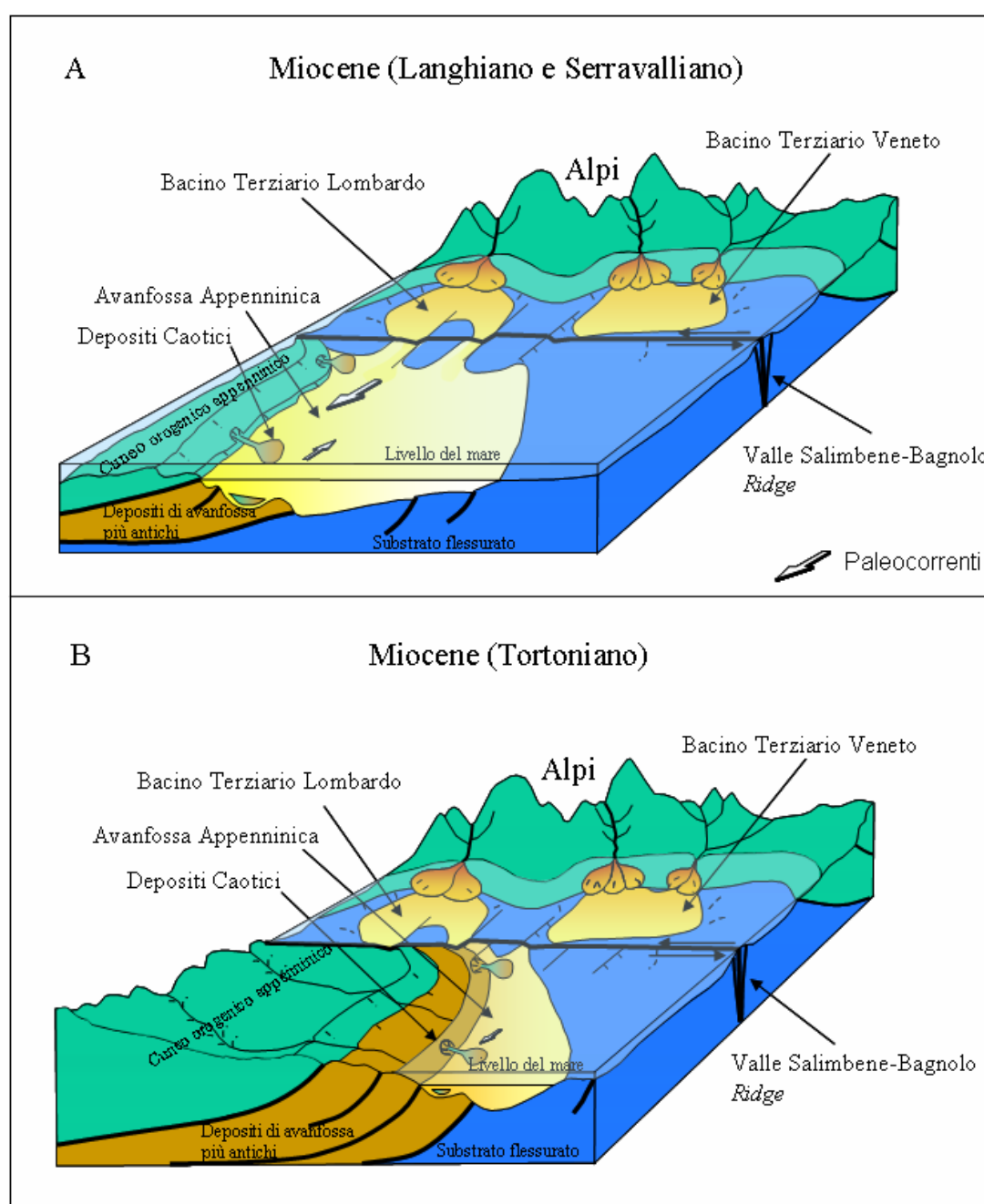


Figure 87 – Schemi mostrandoti la fisiografia della FMA. A) Langhiano e Serravalliano e B) Tortoniano. Ispirato principalmente a di Biase & Mutti (2002) e Roveri *et al.* (2002).

Con il progressivo restringimento e segmentazione del bacino della FMA, però, l'arrivo dei sedimenti alpini doveva diventare sempre più difficile. In particolare è qui ritenuto che in questo progressivo restringimento del bacino doveva aver giocato un ruolo molto importante anche la faglia di Valle Salibene-Bagnolo. Nel Tortoniano, infatti, molto probabilmente, il bacino della FMA doveva coincidere, a nord, più o meno con l'alto strutturale che divideva i due bacini Lombardo e Veneto (Plateau di Trento di Biase & Mutti, 2002, Fig. 4). Questo fatto, insieme alla segmentazione del bacino, può giustificare la grande differenza nei tassi di sedimentazione tra il Langhiano e Serravalliano (intorno ai 600 m/MA) e il Tortoniano (circa 200 m/MA) (Argnani & Ricci Lucchi, 2001). In pratica è qui ritenuto molto probabile che durante il Tortoniano ci potesse essere già qualche apporto di provenienza appenninica e che quindi almeno una parte la catena appenninica fosse già emersa. Le erosioni di questi sedimenti e gli stessi fenomeni di cannibalismo all'interno Formazione Marnoso-arenacea diventano, quindi, via via più importanti mano a mano che si passa dal Serravalliano al Tortoniano fino alla chiusura totale del bacino rappresentata dalla deposizione delle evaporiti del Messiniano (Roveri *et al.*, 2002 e 2003).

6.5.2.2 - Relazioni tra tipi di facies e fisiografia del bacino

In questo studio si è cercato di mettere a punto una relazione tra le facies descritte nel capitolo 6.1 e la paleotopografia del bacino. Per capire questa relazione sono state utilizzate correlazioni strato-strato ad altissima risoluzione, dettagliate analisi di facies, analisi dell'evoluzione del bacino sulla base dello spaccato stratigrafico di figura 61 e dati di bibliografia. Il risultato finale è mostrato in figura 88, in cui sono rappresentati quattro tipi di passaggi da zone confinate a zone non confinate ognuno dei quali è relazionato a quattro morfologie diverse del fondo, ossia: (1) un pendio graduale verso bacino, (2) una inclinazione con un cambio di pendio, (3) una inclinazione con un'alto prossimale e (4) un pendio con un'alto distale. Da un punto di vista generale, secondo la nostra interpretazione, i 16 tipi di configurazioni che ne scaturiscono possono rappresentare bene i principali tipi di morfologie che possono aver caratterizzato la storia evolutiva del bacino della FMA. Per fare questo paragone, comunque, bisogna prendere in considerazione anche il grado di efficienza del flusso (Mutti, 1979, 1992 e Mutti *et al.*, 1999) che viene qui considerato uguale in tutti i casi. Le facies e i facies *tract*, infatti, dipendono da un'intergioco fra efficienza del flusso e fisiografia del bacino e per capire quest'ultima occorre considerare costante il grado di efficienza (vedasi Mutti *et al.*, 1999 e Capitolo 4).

Per quanto riguarda i depositi dell'Unità I, definiti nel Capitolo 6.2, risulta difficile associarli un tipo di fisiografia, dal momento che è stata misurata soltanto nelle sezioni più distali. In ogni caso dal momento che essa è caratterizzata da facies molto simili a quelle dall'Unità soprastante II, è possibile avanzare l'ipotesi che entrambe potessero essere caratterizzate da un bacino con una paleotopografia simile. La deposizione dei sedimenti dell'Unità II, infatti, doveva essere legata, con ogni probabilità, ad una conformazione molto simile a quella della figura 88A. Più precisamente, al tempo del Caotico d'Acquadalto ci doveva essere un'alto deposizionale nella porzione prossimale dell'area studiata, con una paleotopografia del tipo esemplificata dalla figura 88A3. Il prodotto finale di questo tipo di fisiografia sarebbe una predominanza di strati tipo 1, con unità intermedia a *slurry*. Un ambiente diverso da questo, ma con una configurazione simile al caso di figura 88A1, è stato descritto da Zeng *et al.* (1991), nel *Bute Inlet* nella British Columbia, in cui si osserva la deposizione di unità tipo *slurry* soprattutto nella porzione più distale e sommitale degli strati.

Lo spianamento della paleotopografia e una relativa quiescenza tettonica del bacino si hanno dopo la deposizione dell'Unità II. La successione sedimentaria al di sopra lo strato 138 (A1 di Ricci Lucchi & Valmori, 1980), infatti, può essere correlata per tutta l'area studiata e conseguentemente la fisiografia del bacino, molto probabilmente, era come quella indicata nella figura 88B. Gli strati, infatti, assumono geometrie marcatamente tabulari e possono essere tracciati su aree estremamente grandi (circa 120x30 Km come indicato da Ricci Lucchi & Valmori, 1980 ed Amy & Talling, 2006). In ogni caso, dal momento che gli strati più comuni in questa unità sono strati tipo 3 e 4, con una marcata diminuzione degli strati tipo 1, è molto probabile che la fisiografia del bacino possa essere come quella mostrata in figura 88B4. Questa è molto simile a quella proposta da Pickering & Hiscott (1985) per spiegare la formazione di *contained (reflected) bed* (vedasi figura 30).

Come illustrato nel capitolo 6.2 la sedimentazione ritorna ad essere più influenzata dalla tettonica nei depositi dell'Unità IV. Gli strati tipo 3 e 5 diventano sempre più comuni mentre quelli di tipo 1 diventano via via sempre più scarsi. Per questo motivo la paleotopografia in quest'epoca potrebbe essere molto simile a quella della figura 88C4, con la presenza di un'alto deposizionale nelle zone più distali che rappresenterebbe l'alto di Verghereto. L'influenza della tettonica sulla sedimentazione, in quest'epoca, sarebbe testimoniata dall'assottigliamento più marcato degli strati e dalla deposizione del Caotico di Susinello nella sezione F (Fig. 41). Una paleotopografia simile a quella della figura 88C è stata proposta anche Mutti *et al.* (2002) per spiegare l'influsso della topografia su flussi bipartiti.

Con il continuo avanzamento dei fronti compressionali verso NE il bacino diventa sempre più compartimentato e di dimensioni ridotte. La distribuzione dei sedimenti dell'Unità V

registra proprio la risposta a questa strutturazione. Questa unità, infatti, è rappresentata a nord dalle spesse successioni torbiditiche del Sistema di Firenzuola (nel senso di Roveri *et al.*, 2002) mentre a sud, dalle Marne di Verghereto (vedasi figura 65). La fisiografia del bacino, in questa epoca, quindi, sarebbe molto simile a quella proposta nella figura 88C4 oppure come quella della figura 88D4, dal momento che l'influenza dell'alto strutturale sulla sedimentazione diventa via via sempre più marcata. La configurazione finale dell'elemento Ridracoli, perciò, sarebbe caratterizzata da un forte confinamento laterale sia nelle zone prossimali che in quelle intermedie e da un'ostacolo frontale nella parte più distale dove il confinamento è testimoniato dai sedimenti fini e dai caotici legati all'alto di Verghereto (Fig. 88 e 65). La strutturazione lungo i bordi laterali, invece, sarebbe legata ai *thrusts* di Monte Nero e Monte Castellaccio, caratterizzati dalla presenza di unità caotiche, come quelle di Casaglia, Nasseto e Verghereto.

Un problema, infine, che riguarda la fisiografia dell'Unità V, è quello relativo alla relazione fra i sistemi di Firenzuola e del Paretaio (nel senso di Roveri *et al.*, 2002) nella zona prossimale dell'area studiata. Questi autori interpretano la successione sedimentaria del Sistema di Firenzuola più vecchia di quella del Sistema del Paretaio e conseguentemente il Caotico di Visignano sarebbe relativamente più giovane del Caotico di Casaglia (vedasi anche Capitolo 3). Sulla base dei dati raccolti in questo studio, però, sarebbe possibile avanzare un'altra interpretazione, ossia che il Sistema di Firenzuola fosse tempo equivalente al Sistema del Paretaio. In questa interpretazione, la porzione più prossimale, sarebbe caratterizzata da due depocentri diversi separati da un'alto deposizionale formato dal *thrust* di Monte Castellaccio. Questo alto strutturale, inoltre, doveva essere sufficientemente sviluppato da generare il Caotico di Visignano, affiorante nella parte frontale della struttura legata al *thrust* del M. Castellaccio, e al di sopra del quale vi si depositano le torbiditi del Sistema del Paretaio con una nitida geometria ad *onlap* (Cattaneo & Ricci Lucchi, 1995). In questo modo esisterebbero due depocentri rappresentati dai sedimenti dei sistemi di Firenzuola, a sud, e del Paretaio, a nord, separati dall'alto di Monte Castellaccio (Figg. 62 e 39). I sedimenti del Sistema Firenzuola, comunque, passano sottocorrente nell'elemento Ridracoli ai sedimenti fini dell'alto di Verghereto e sono correlati ai sedimenti della sezione G, nei pressi del paese di Sarsina (vedi figura 39 e 42). A questo punto si potrebbero fare quattro possibili interpretazioni per la distribuzione di questi sedimenti:

- 1) Le correnti di torbida responsabili delle deposizioni dei sedimenti del Sistema del Paretaio riescono ad evolvere sottocorrente e a depositare il proprio carico anche nelle zone più distali dove è ubicata la sezione G.

- 2) Le correnti di torbida responsabili delle deposizioni del Sistema di Firenzuola cambiano di direzione trasversalmente fra le sezioni B e G, spostando verso nord il depocentro a causa del sollevamento delle zone più distali (alto di Verghereto).
- 3) Una combinazione delle ipotesi 1 e 2.
- 4) Infine, l'ultima possibilità è quella proposta da Roveri *et al.* (2002) in cui il Sistema del Paretaio sarebbe più giovane di quello di Firenzuola.

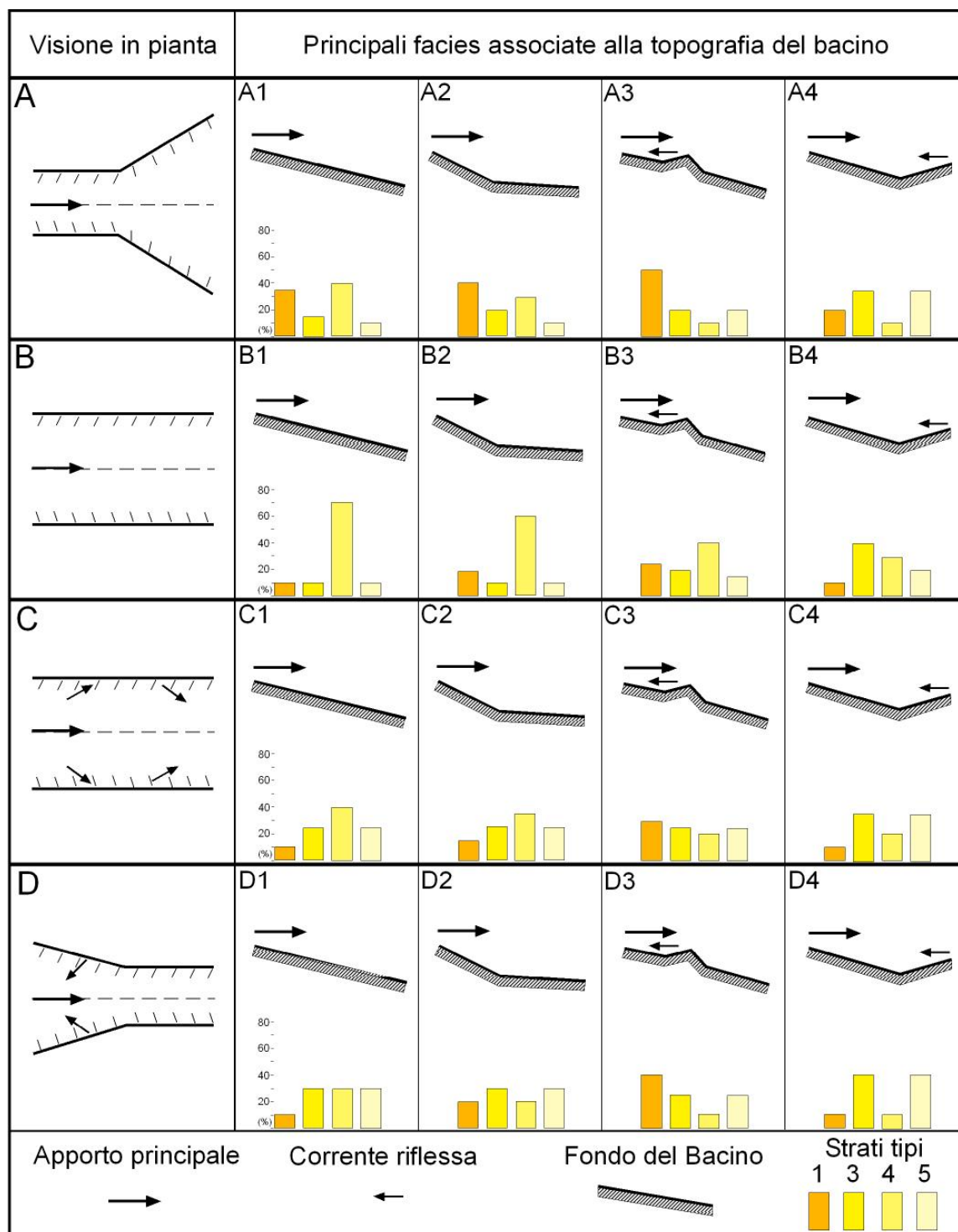


Figura 88 - Relazione fra i tipi di facies e la topografia del bacino. Gli strati sono rappresentati attraverso un diagramma di frequenza relativa espressa in percentuale.

Questo problema, comunque, rimane ancora aperto e per un'eventuale soluzione sarebbe necessario uno studio più approfondito dei sedimenti dei sistemi Firenzuola e Paretaio, nelle zone a nord (le valli del Santerno, Senio e Lamone), e capire le loro relazioni con i sedimenti più distali (Valle del Savio). In questo lavoro, comunque, nonostante non si siano raccolti dati sufficienti per discutere questo tema, si tende a preferire una delle prime tre ipotesi a causa soprattutto delle seguenti osservazioni: 1) I caotici di Casaglia-Nasseto-Verghereto presentano grandi spessori, che possono arrivare secondo Lucente & Pini (2002) fino a 300 m, rappresentando così un evento tettonico talmente importante che potrebbe essere responsabile anche della formazione del Caotico di Visignano; 2) in questo lavoro si è dimostrata la continuità della successione del Sistema Firenzuola nell'elemento più esterno nei pressi di Sarsina, sezione G e 3) Nel caso in cui i caotici di Casaglia e Visignano, siano tempo equivalenti l'alto formato dal *thrust* di Monte Castellaccio sarebbe responsabile della creazione di due depocentri; uno a sud più pronunciato con la deposizione del Sistema Firenzuola, e l'altro a nord con la deposizione del Sistema del Paretaio. Quest'ultimo modello sarebbe abbastanza simile a quello proposto da de Jager (1979), vedasi figura 68, che essenzialmente è molto simile ad altri modelli relativi al bacino di avanfossa della FMA proposti di diversi autori come Ricci Lucchi (1986), De Donatis & Mazzoli (1994), Argnani & Ricci Lucchi (2001) e Mutti *et al.* (2002). Questi autori mettono in evidenza come la successione sedimentaria della FMA diventi sempre meno spessa verso NE, come dimostrato anche in questo lavoro con lo spaccato stratigrafico trasversale costruito lungo la Valle del Bidente, in cui la sezione più interna D presenta una successione sedimentaria più spessa di quella più esterna della sezione E (Fig. 42).

6.5.3 - Alcune considerazioni sul significato dei frustoli vegetali

Nella successione sedimentaria della FMA è molto comune trovare livelli molto ricchi in materia organica di provenienza extrabacinale o addirittura qualche frammento di legno disperso nelle porzioni arenacee degli strati. Gli spessori di questi livelli possono variare da pochi millimetri, quando sono organizzati in lamine molto sottili all'interno di uno strato, fino a spessori superiori alla decina di centimetri. In realtà i dati raccolti in campagna tendono sempre a sottovalutare la quantità di materia organica presente negli strati, probabilmente perché la materia organica, in genere, è molto fine e/o è presente all'interno di lamine molto sottili rendendone difficile l'identificazione. Per uno studio più dettagliato, riguardo questo argomento, o solo per valutare il contenuto di materia organica presente nella successione sedimentaria sarebbe necessario un lavoro più specifico che non rientra negli obiettivi di questo studio.

Importante ricordare, comunque, che la materia organica viene ritrovata sempre all'interno della porzione arenacea degli strati (Fig. 89) mentre non viene riconosciuta nella porzione più pelitica, probabilmente, perchè caratterizzata da materiale molto fine e quindi di difficile identificazione. Alcune volte, poi, i frammenti di frustoli vegetali sono allineati lungo lamine secondo la direzione della paleocorrente mettendo in evidenza come essi siano trasportati in sospensione nella parte più diluita delle correnti di torbida (Fig. 90). Dal momento che i depositi in cui sono stati osservati strati ricchi in frustoli vegetali appartengono al Langhiano e al Serravalliano e dal momento che, in quest'epoca, l'Appennino era completamente sommerso significa che la materia organica presente nella FMA doveva provenire dalle zone alpine, a più di 250 Km a NW dalla sezione F (Figg. 1 e 4). Si pone, perciò, il problema dell'interpretazione di questo materiale organico dal momento che diversi autori considerano la presenza di materia organica legnosa come un fattore diagnostico della prossimità dell'area fonte. Questa considerazione è vera soprattutto per i sedimenti relazionati a sistemi deltizi (Saller *et al.*, 2006) oppure a sistemi misti nel senso di Mutti *et al.* (2003) (vedasi anche Carubelli, 2006). Per quanto riguarda la materia organica presente in zone distali torbiditiche, invece, Huc *et al.* (2001) sostengono che essa può venire trasportata da correnti di torbida o *debris flow* attraverso la resedimentazione di materiale precedentemente deposto in acqua più bassa (vedasi anche Stow *et al.*, 2001 e Saller *et al.*, 2006).

Quindi, per i depositi della Formazione Marnoso-arenacea la presenza di materia organica legnosa può essere interpretata sulla base di due punti di vista, che sono:

- 1) **I frustoli vegetali non sono indicativi della prossimità dell'area fonte** - considerando che in questo periodo la catena appenninica era sommersa, i frustoli vegetali dovevano provenire dalle Alpi viaggiando per circa 250 Km prima della deposizione.
- 2) **I frustoli vegetali sono indicativi della prossimità d'area fonte** - in questo caso sarebbe plausibile pensare che durante il Langhiano e il Serravalliano la catena appenninica dovesse affiorare, per fornire la materia organica.

Questo è un problema che rimane sostanzialmente ancora aperto, ciononostante basandosi soltanto sui dati ottenuti in questo lavoro si tende a privilegiare la prima ipotesi. Questo perché in tutta la successione studiata, a parte le unità caotiche, non è stata identificata nessuna evidenza di trasporto o risedimentazione di origine appenninica.

La materia organica di origine alpina, perciò, si sarebbe depositata in un primo momento all'interno dei sedimenti più prossimali del Bacino Terziario Lombardo (vedasi parte 6.5.2.1 di questo Capitolo) dove potrebbe anche aver subito un processo di appesantimento attraverso l'assorbimento di acqua; successivamente poi sarebbe stata trasportata, attraverso l'innesco di correnti di torbida, nel bacino della FMA. Come discusso in precedenza in tutta la successione

studiata, la materia organica è sempre stata trovata all'interno delle porzioni arenacee fini degli strati e non nelle porzioni pelitiche sommitali, il che significa che la materia organica è stata trasportata e deposta da correnti di torbida attraverso processi di decantazione più trazione.

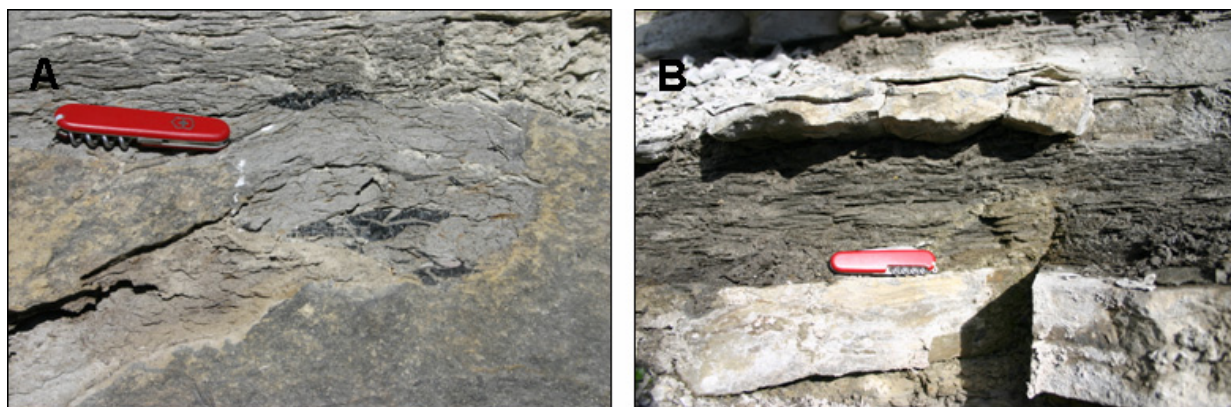


Figura 89 – Esempi di materiale organico all'interno delle torbiditi della FMA; A) Frustoli vegetali di grandi dimensioni, Sezione F e B) livello di circa 12 cm ricco in materia organica, caratterizzato da un evidente colore nero nella porzione intermedia dello strato, Sezione D.

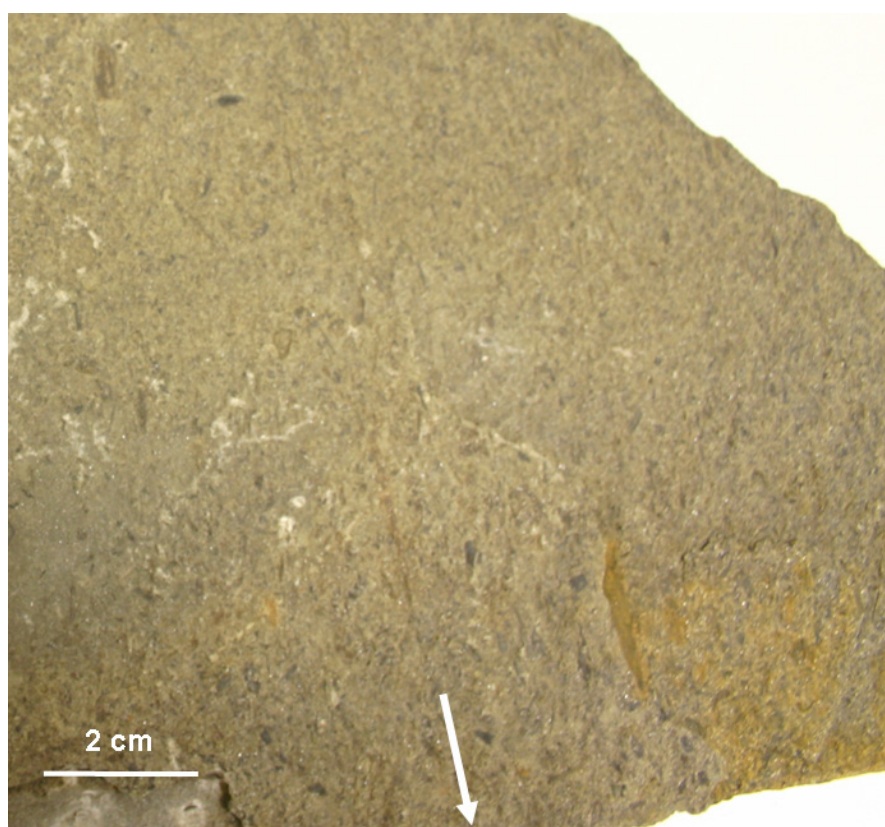


Figura 90 - Livelli ricco in frustoli vegetali. Notare che la grande maggioranza è orientata secondo la direzione del flusso, indicata dalla freccia bianca.

Cercando di capire i tipi di materia organica presente nei sedimenti della FMA, sono state effettuate alcune analisi preliminari nel laboratorio CENPES della PETROBRAS. Queste analisi hanno riguardato la riflettanza della vetrinite e il tenore di materia organica e di

palinofacies. Tali analisi sono state effettuate in 5 campioni provenienti dalla Sezione B misurata nel Valle del Senio (Fig. 39); essa è stata scelta perché è la sezione più spessa di tutta l'area studiata. I cinque campioni sono stati raccolti a 34, 176, 1232, 1386 e 1873 m e i risultati sono mostrati nella Tabella 2. Lo studio di palinofacies effettuato include l'analisi quantitativa e qualitativa della materia organica (tenore di Fitoclasti, Palinomorfi e Materia Organica Amorfa, con una tecnica ormai ampiamente utilizzata in bibliografia e nella industria, vedasi a tal proposito Tyson, 1995). La materia organica analizzata risulta essere di tipo III, ossia di origine continentale, sia per la sua composizione che per l'indice del diagramma di Van Krevelen: indice di idrogeno x indice di ossigeno.

| Sezione B (m) | Fitoclasti (%) | Palinomorfi (%) | Materia organica amorfa MOA(%) | Ro (%) | COT (%) |
|------------------|-------------------|--------------------|-----------------------------------|--------|---------|
| 34 | 82,51 | 9,91 | 7,58 | 0,44 | 0,36 |
| 176 | 80,25 | 8,64 | 11,11 | | 0,02 |
| 1232 | 99,72 | 0,28 | 0,00 | 0,47 | 6,85 |
| 1386 | 94,30 | 3,80 | 1,90 | 0,56 | 0,63 |
| 1873 | 98,33 | 1,39 | 0,28 | 0,58 | 5,81 |

Tabela 2 – Palinofacies e risultati delle analisi relative alla riflettanza della vetrinite (Ro), della materia organica amorfa (MOA) e del carbone organico totale (COT), CENPES–Petrobras.

Nonostante il fatto che i dati analizzati siano limitati si ritiene che essi siano sufficienti per discutere due punti importanti:

Il primo è relativo all'elevato contenuto in materia organica amorfa nei sedimenti della porzione basale della successione (campioni 34 e 176 m). Secondo la classificazione proposta da Tyson (1995) i tipi di sedimenti con maggior materia organica amorfa sono relativamente più distali rispetto agli altri. In questo caso i campioni più giovani ubicati a 1232 e 1386 m (vicini al Caotico di Casaglia) e a 1873 m (all'interno del Sistema Firenzuola), dal momento che sono caratterizzati da una minore proporzione di materia organica amorfa, indicano una maggiore prossimità dall'area fonte. Questa interpretazione è in accordo con i nostri dati e con i lavori precedenti di Ricci Lucchi (1986) e Mutti *et al.* (2002), in cui la presenza, nella parte alta della successione sedimentaria della FMA, di sistemi prossimali come i sistemi misti e i depositi evaporitici viene messa in relazione alla progressiva chiusura del bacino di avanfossa.

Il secondo punto, invece, riguarda la riflettanza della vetrinite. In un bacino dove non c'è inversione tettonica, i valori riguardanti la riflettanza della vetrinite tendono ad aumentare con la profondità. In questo caso, invece, i dati crescono in modo inversamente proporzionale alla

profondità. Da notare a tal proposito che il campione preso nella porzione superiore della sezione (a 1.823m) è quello con il valore più alto di $R_o = 0,58 \%$. Questi dati tendono ad indicare che, con ogni probabilità, i sedimenti più giovani erano stati sottoposti a temperature più alte. Una possibile interpretazione, già avanzata da Zattin *et al.* (2002) sulla base di uno studio relativo alle tracce di fissione dell'apatite, è che questi sedimenti siano stati sepolti dalla coltre ligure più spessa verso ovest. In ogni caso, è difficile calcolare a che profondità le rocce della FMA siano state sepolte, ciononostante se si considera un gradiente geotermico di $20^\circ\text{C}/\text{Km}$ (come proposto da Zattin *et al.*, 2002), e che la vitrinite con R_o di circa 0,6 corrisponda a 100°C e che T_o (superficie) sia di 20°C , si può arrivare ad affermare che la FMA fosse stata ricoperta da circa 4.000m di successione rocciosa. Dal momento che $T = T_o + kZ$, abbiamo che $100 = 20 + 20Z$ da cui $Z = 4 \text{ Km}$, che è il valore di seppellimento. Bisogna tener presente, comunque, che tale valore potrebbe essere molto minore, dal momento che le variazioni del flusso termico con il tempo non sono conosciute. Quest'ultimo, poi, nel passato avrebbe potuto essere anche maggiore. In ogni caso questi dati relativi alla vitrinite, che indicano valori crescenti verso alto della successione, sono molto importanti e vengono a rinforzare l'interpretazione proposta da Ventura *et al.* (2001) e Zattin *et al.* (2002).

6.5.4 - Emipelagiti o emitorbiditi

L'interpretazione dell'origine delle marne che si rinvengono nelle porzioni più sommitali della grande maggioranza degli strati, risulta essere molto difficile se ci si basa soltanto su delle analisi di terreno. Per le torbiditi dell'Appennino (Formazione Marnoso-arenacea) e dei Perinei (Gruppo di Hecho) gli studi precedenti propongono due ipotesi per la formazione di questa marna. La prima ipotesi interpreta queste marne come emipelagiti, formatesi principalmente dalla decantazione di materiale fossilifero intrabacinale (Mutti & Ricci Lucchi., 1972; Ricchi Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1986; Amy & Talling, 2006 e Talling *et al.*, 2007b). L'altra ipotesi avanzata da Remacha & Fernández (2003) e Remacha *et al.* (2005) per le torbiditi del Gruppo di Hecho, interpreta questi depositi marnosi come emitorbiditi (termine proposto da Stow & Wetzel, 1990), ossia formate dalla parte più fine dei flussi torbiditici. Secondo questa ipotesi la porzione carbonatica del flusso turbolento può rimanere più a lungo in sospensione e decantarsi molto lentamente.

Nell'area di studio gli strati torbiditici a composizione silicoclastica possono essere suddivisi, normalmente, in tre porzioni, ossia, una basale arenacea, un'intermedia pelitica più silicoclastica e una sommitale marnosa. In generale, a parte la successione sedimentaria al di sopra del Caotico di Casaglia e alcuni strati amalgamati, dove non sono presenti ne la porzione

superiore marnosa e a volte anche quella fangosa, la grande maggioranza degli strati è caratterizzata dalla presenza della marna, che in campagna risulta spesso ben evidente a causa della colorazione più chiara (Fig. 91). Comunemente è possibile riconoscere le porzioni più marnose da quelle più pelitiche anche negli strati costituiti da arenarie molto sottili. Attraverso attente osservazioni di campagna si possono distinguere anche marne con caratteristiche diverse, a seconda del tenore di carbonato di calcio. A volte però diventa difficile la distinzione tra la frazione marnosa e quella pelitica, a causa di un sedimento meno carbonatico o più mescolato. E' probabile che in questi tipi di strati, dove l'identificazione dalla porzione fine è difficile, le peliti possano avere un legame diretto con i flussi torbiditici. Una particolare osservazione che rinforza questa ipotesi è che questi depositi sono relativamente più poveri in fossili.

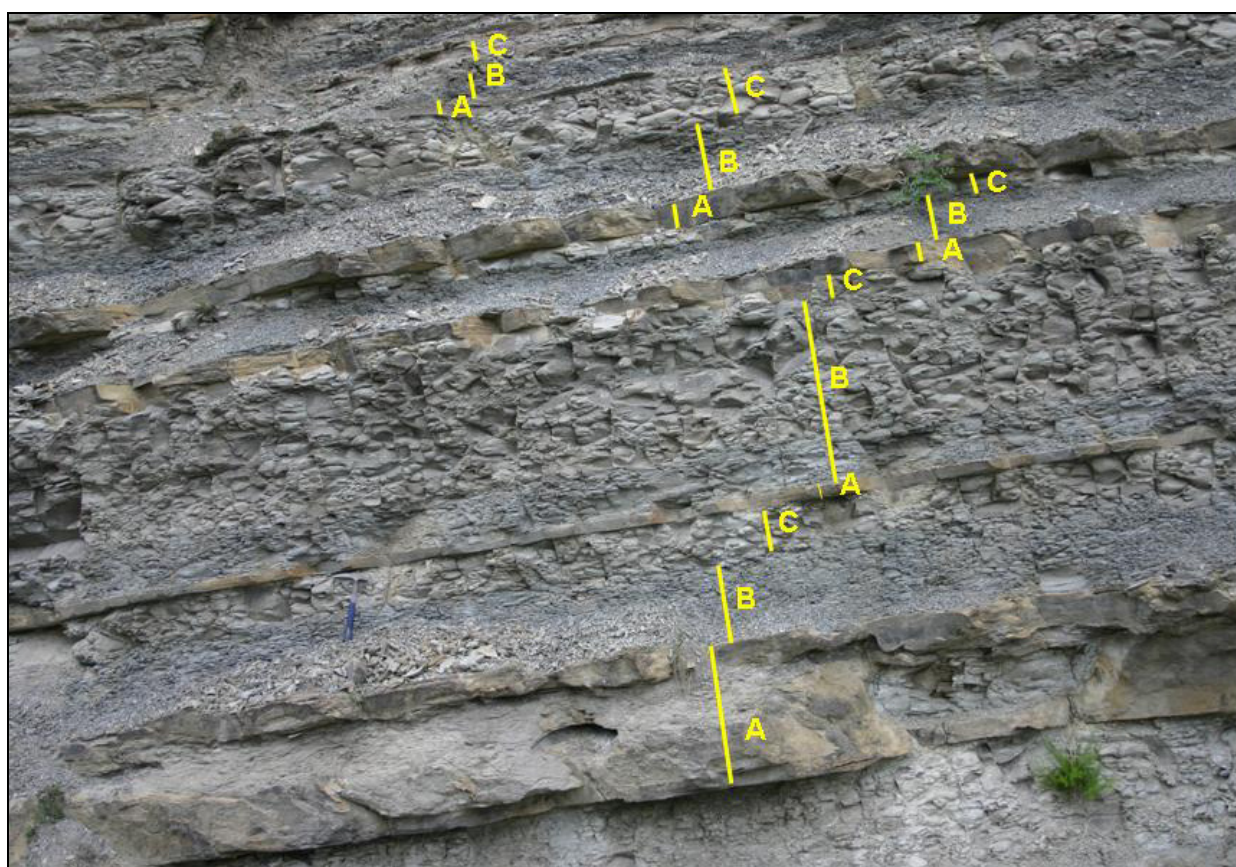


Figura 91 - Esempi di strati della Fm. Marnoso-arenacea caratterizzati da una porzione arenacea (A), una argillosa (B) e una marnosa (C) (Unità I, Sezione D, Valle del Bidente).

Le marne, che appaiono nella parte sommitale degli strati, infatti, possono essere interpretate come emipelagite o emitorbidite ma per distinguere l'una dall'altra bisognerebbe conoscere, soprattutto, il contenuto fossile e la composizione. Le marne povere di fossili, che sono la grande maggioranza, possono essere considerate emitorbiditi. In questo caso la loro origine può essere legata direttamente al flusso turbulento attraverso un'intergioco fra i seguenti casi:

- 1) In un flusso bipartito nel senso di Mutti *et al.* (2002), il flusso superiore può venire separato dalla parte inferiore, più densa, a causa di un controllo topografico. Questo viaggiando sugli alti topografici può caricarsi del materiale carbonatico depositato su di essi. In questo modo, il flusso turbolento più carbonatico si depositerebbe con un certo ritardo al di sopra della parte arenacea relativa alla parte densa del flusso.
- 2) Oltre a questo, esiste la possibilità, proposta da Remacha *et al.* (2005), che il sedimento più carbonatico del flusso turbolento possa rimanere più a lungo in sospensione, a causa della sua flocculazione più tardiva rispetto al sedimento più silicoclastico.

Infine, non molto comuni ma possibile da identificare, anche ad occhio nudo, sono degli intervalli marnosi ricchi in foraminiferi (Fig. 92). Questi depositi, molto probabilmente, avevano bisogno di un tempo molto lungo per decantare rispetto agli altri sedimenti più poveri in fossili. In questo modo, questi intervalli possono essere interpretati come sezioni condensate o addirittura come emipelagiti.

Attraverso attente osservazioni di campagna si può dire che nei depositi della Formazione Marnoso-arenacea sono presenti entrambi i due tipi di marna, ma che la grande maggioranza può essere interpretata come emitorbiditi. Per capire a fondo questo argomento, comunque, sarebbe necessario studiare con più dettaglio la composizione e il contenuto fossile della porzione pelitica degli strati che non rientra negli obiettivi di questo lavoro di tesi.



Figura 92 - Marna ricca in foraminiferi (puntini neri) (Unità IV, Sezione F, Passo dei Mandrioli).

6.6 - Conclusioni

In questo studio si è presentato la stratigrafia e l'analisi di facies di un'intervallo di circa 2.500 m di spessore che include gran parte della successione langhiana e serravalliana della Formazione Marnoso-arenacea (Fig. 61). Lo studio è stato effettuato attraverso la misurazione di sette sezioni stratigrafiche per uno spessore totale di circa 6.700 m in cui sono state riconosciuti circa 8.000 strati.

Le principali conclusioni sono:

1 - Lo studio di questo gran numero di strati ha messo in evidenza la loro grande variabilità in termini di strutture interne ed evoluzione sottocorrente rispetto ai modelli classici di Bouma (1962) e Mutti (1992). In particolare sono stati riconosciuti almeno cinque tipi di strati e relativi facies tract ritenuti particolarmente importanti al fine di capire la relazione tra efficienza del flusso e fisiografia del bacino. Questi strati sono (Fig. 60):

- **Strati tipo 1** - Strati tripartiti da spessi a molto spessi caratterizzati da un'unità intermedia a *slurry*, che passano sottocorrente in modo brusco a strati sottili di arenaria molto fine laminata. In genere presentano un'unità pelitica sommitale poco spessa. In particolare, la porzione arenacea basale tripartita è formata da: a) un'unità costituita da un'arenaria ben classata, b) un'unità intermedia a *slurry* in cui si registra una diminuzione della frazione arenacea e un'aumento dalla frazione siltosa e c) da una unità superiore laminata costituita da un'alta percentuale di silt. Questi tipi di strati, noti in letteratura da tempo, sono stati chiamati da Ricci lucchi & Valmori (1980) anche con il nome *sandwich beds*.
- **Strati tipo 2** - Strati tripartiti molto spessi caratterizzati da un'unità caotica tipo *slump* intermedia. Questi strati, come quelli tipo 1, passano sottocorrente in modo brusco a strati sottili di arenaria molto fine laminata.
- **Strati tipo 3** - Strati da spessi a molto spessi di arenaria media e fine con spesse unità pelitiche sommitali, generalmente caratterizzati da un'aumento di spessore sottocorrente. Questi tipi di strati sono studiati da diversi autori e denominati da Pickering e Hiscott (1985) *contained (reflected) beds*.
- **Strati tipo 4** - Strati da spessi a medi di arenaria media e fine che diventano progressivamente più fini e sottili sottocorrente.
- **Strati tipo 5** - Strati sottili laminati costituiti principalmente da arenaria molto fine, caratterizzati da strutture da flusso combinato associate a processi di *rebound* e *ponding*.

Le geometrie laterali degli strati sono molto variabili. Gli strati tipo 1 e 2 tendono a passare sottocorrente a strati sottili e fini in modo relativamente brusco, gli strati tipo 3 tendono ad inspessirsi o a mantenere grosso modo lo stesso spessore sottocorrente, gli strati tipo 4 tendono ad assottigliarsi e a diventare più fini sottocorrente in modo graduale, mentre gli strati tipo 5 tendono a comparire solo in zone più distali o in prossimità degli alti topografici.

Per quanto riguarda l'interpretazione, gli strati tripartiti di tipo 1 sono visti essere legati ad intensi fenomeni di erosione seguiti da decelerazioni relativamente brusche dei flussi e sono ritrovate nelle parti basali delle unità stratigrafiche che hanno subito un controllo tettonico. Gli strati di tipo 2, invece, sono visti legati più direttamente ad un controllo strutturale e generalmente marcano i limiti basali delle unità stratigrafiche individuate (vedi sotto). Gli strati tipo 3 e 5, invece, vengono interpretati come il prodotto di processi di *rebound* e *ponding*. In particolare gli strati tipo 3 indicano porzioni confinate del bacino mentre gli strati tipo 5 sono presenti specialmente nelle zone più distali o nei pressi degli alti topografici.

Il controllo strutturale nella formazione di tutti questi tipi di strati, a parte gli strati tipo 4 che sono depositi da flussi che decelerano nel tempo e nello spazio in modo più uniforme, viene considerato di fondamentale importanza.

2 - In tutta la successione sedimentaria studiata sono state individuate 5 unità stratigrafiche informali che sono state messe in relazione al controllo strutturale legato alla propagazione verso nord-est dei fronti di *thrust*. Questo controllo strutturale è stato messo in evidenza nello spaccato stratigrafico generale di figura 61, attraverso la tecnica degli spianamenti progressivi. Questa tecnica ha permesso di individuare gli alti topografici e i depocentri interni al bacino di avanfossa che risultano strettamente relazionati alle variazioni delle caratteristiche interne degli strati. Il controllo strutturale, infatti, è stato individuato anche sulla base del progressivo aumento e diminuzione dei tipi di strati descritti precedentemente, la cui origine, con ogni probabilità, dipende da un'intergioco tra il grado d'efficienza dei flussi e le caratteristiche morfologiche del bacino (vedasi capitoli 6.2 e 6.5). L'evoluzione di queste unità, analizzate attraverso la tecnica degli spianamenti progressivi (Fig. 61), mette in evidenza la continua chiusura del bacino della Formazione Marnoso-arenacea e un continuo spostamento del depocentro verso i settori nord orientali dell'avanfossa. In particolare le unità individuate sono (vedasi figura 61):

- **L'Unità I (compresa tra lo strato guida Io e lo strato 66)** è stata misurata soltanto nelle sezioni più distali D, E e F, e presenta facies molto simili all'unità II soprastante.
- **L'unità II (compresa tra lo strato 66, relazionata al caotico di Acquadalto, e lo strato 138)** è caratterizzata da un forte controllo strutturale messo in evidenza dalla

presenza di un'alto deposizionale nella porzione più prossimale a nord e di un depocentro nella zona più distale a sud, che favorisce la deposizione soprattutto di strati tipo 1.

- **L'Unità III (compresa tra lo strato 138 e lo strato 345)**, al contrario, corrisponde ad un periodo di relativa quiescenza tettonica che coincide con la massima espansione del bacino. Gli strati possono essere correlati anche nella porzione più meridionale della FMA, per circa 120x30 Km (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Amy & Talling, 2006 e Talling *et al.*, 2007a e b). Questa unità è caratterizzata da un'aumento di strati tipo 3 e 4 e una conseguente diminuzione di strati tipo 1.
- **L'Unità IV (compresa tra lo strato 345 e il Caotico di Casaglia-Nasseto)**, a sua volta, è caratterizzata da un controllo tettonico più marcato, come l'Unità II. In questo caso, però, il depocentro è ubicato più a nord a causa di un sollevamento avvenuto nella zona più meridionale. La base dell'Unità IV, come quella dell'Unità II è caratterizzata dalla presenza di uno strato tipo 2 (strato 345), con un'unità caotica intermedia. A differenza dell'Unità II, però, in questo depocentro la deposizione è caratterizzata dal progressivo aumento degli strati tipo 3 e dalla progressiva diminuzione di strati tipo 1.
- **L'Unità V (compresa tra il Caotico di Casaglia-Nasseto e lo strato 682)** è caratterizzata da un'ulteriore fase di deformazione e strutturazione del bacino (Fig. 42A). Questa fase è sottolineata dalla presenza, nella porzione più prossimale, di strati caratterizzati da porzioni basali arenacee relativamente spesse e con elevato rapporto arenarie/pelite indicanti una decelerazione dei flussi controllata dalla topografia. Nella regione dell'elemento Ridracoli, fra i *thrust* di Monte Nero e Monte Castelaccio, questi strati passano sottocorrente alle Marne di Verghereto, mentre negli elementi strutturali più esterni, pur riuscendo a bypassare, sono caratterizzati da intensi fenomeni di *ponding*. Questa unità può essere correlata al Sistema torbido di Firenzuola di Mutti *et al.* (2002) e probabilmente a quello tempo equivalente del Paretaio (nel senso di Cattaneo & Ricci Lucchi, 1995, vedasi anche Roveri *et al.*, 2002). La compartimentazione del bacino al tempo dell'Unità V, inoltre, è sottolineata anche dalla mancanza dei sedimenti carbonatici provenienti da sud ostacolati dal progressivo restringimento del bacino (Figg. 62 e 65).

3 – L'influenza della tettonica sulla sedimentazione può essere verificata non solo alla scala regionale attraverso le correlazioni stratali a lunga distanza presentate in figura 61 e nei capitoli 6.1 e 6.2, ma anche alla scala dell'affioramento soprattutto nelle vicinanze degli alti strutturali delle unità caotiche dove i dati delle paleocorrenti, abbastanza variabili, indicano in modo chiaro irregolarità nel fondo del bacino (vedasi capitolo 6.3 e figure 74 e 75).

4 - In questo lavoro, infine, si è cercato di avanzare alcune ipotesi preliminari sull'origine della Marna di Verghereto. Questa, infatti, è generalmente interpretata come il risultato della deposizione delle correnti di torbida su un'alto strutturale a partire dal caotico di Nasseto (Ricci Lucchi, 1986 e Amorosi, 1987). I dati raccolti in questo lavoro, comunque, portano a segnalare un contatto tettonico fra la Marna di Verghereto, che è considerata di età compresa fra il Serravalliano e il Tortoniano, e i depositi turbiditici della FMA (vedasi figure 70 e 71). Questo contatto tettonico sarebbe rappresentato da una faglia verticale con un rigetto di almeno 600 metri (Figg. 65 e 70). L'interpretazione di questa faglia, mai segnalata prima con un rigetto di questo tipo (vedasi anche Bonini, 2006) è stata possibile solo attraverso la ricostruzione stratigrafica della FMA in questa zona e in particolare è stata dettata dal ritrovamento dello strato guida Colombina 5 giustapposto lateralmente al Caotico di Verghereto nei pressi del paese omonimo (Fig. 65). Questa faglia, probabilmente legata ad una struttura più complessa associata alla linea di Forlì, gioca un ruolo predominante nel quadro strutturale della zona soprattutto a partire dal Tortoniano (Roveri *et al.*, 2003).

Bibliografia

- Aalto, K.R.** (1976) - Sedimentology of a mélange: Franciscan of Trinidad, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 913-929.
- Amorosi, A.** (1987) - Analisi delle relazioni stratigrafiche tra la “Marnoso-arenacea” e le “Marne di Verghereto” nella sinclinale di San Piero in Bagno (Appennino Forlivese), *Giornale di Geologia*, 49(2), 103-110.
- Amy, L.A.** (2000) - Architectural analysis of a sand-rich confined turbidite basin; the Grès de Peira Cava, South-East France. PhD thesis, University of Leeds.
- Amy, L.A.; Kneller, B.C. & McCaffrey, W.D.** (2007) - Facies architecture of the Grès de Peira Cava, SE France: landward stacking patterns in ponded turbiditic basins. *Journal of Geological Society*, London, 164, 143-162.
- Amy, L.A.; McCaffrey, W.D. & Kneller, B.C.** (2000) - Evaluating the links between turbidite characteristics and gross system architecture: upscaling insights from the turbidite sheet-system of Pera Cava, SE France. In: Weimer, P., Slatt, R.M., Coleman, J. (Eds.), *Deep Water Reservoirs of the world. Gulf Coast Section SEPM Foundation 20th Annual Research Conference. SEPM, Houston, TX(CD-ROM)*, 1-15.
- 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. Geological Society, London, Special Publications*, 221, 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.
- Argnani, A.J. & Ricci Lucchi, F.** (2001) - Tertiary silicoclastic turbidite systems of the Northern Apennines. In: Vai, G.B. & Martini, I.P. (Eds.), *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins* Kluwer Academic Publishers, 327-350.
- Artoni, A.** (2003) - Messinian events within tectono-stratigraphic evolution of the southern Laga Basin (Central Apennines, Italy). *Boll. Soc. Geol. It.* 3: 447–465.
- Artoni, A.; Papani, G.; Rizzini, F.; Calderoni, M.; Bernini, M.; Argnani, A.; Roveri, M.; Rossi, M.; Rogledi, S. & Gennari, R.** (2004) - The Salsomaggiore structure (Northwestern Apennine foothills, Italy): a Messinian mountain front shaped by mass-wasting products. *GeoActa*, Bologna, 3, 107-127.

- Barbieri, F. & Zanzucchi, G.** (1963) - La stratigrafia della Valle di Raccaferara (Appennino Parmense). *Atti Società Italiana di Scienze Naturale*. Milano, 102(2), 155-201.
- Bellon, H.** (1981) – Chronologie radiometrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Mediterranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In : Wezel, F.C. (ed.) *Sedimentary basins of Mediterranean margins*. Tecnoprint, Bologna, 341-360.
- Bernini, M.; Morlotti, E. & Vescovi P.** (1994) – The structural framework of the Northern Apennines on the Po Plain side. 1st European Congress on the Regional Geological Cartography and Information System. Pos Congress Guidebook Fiel Trip FT02, Bologna, 52 pp.
- Boccaletti, M.; Colamita, F. & Deiana, G.** (1990) - Migrating foredeep-thrust belt system in the northern apennines and southern Alps. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 77, 3-14.
- Boccaletti, M.; Elter, P. & Guazzone, G.** (1971) - Plate Tectonics models for the development of the Western Alps and Northern Apennines. *Nature*, 234, 108-111.
- Bonini, M.** (2006) - Detachment folding - related Miocene submarine slope instability in the Romagna Apennines (Italy). *Journal of Geophysical Research* 111, 1-12.
- Bosellini, A.** (1981) - The Emilia-fault: a Jurassic fracture zone that evolved into a Cretaceous-Paleogene sinistral wrench fault. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, 100, 161-169.
- Bosellini, A.; Mutti, E. & Rici Lucchi, F.** (1989) - Rocce e successioni sedimentarie. UTET, Torino, 386p.
- Bouma, A.H.** (1962) - Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bouma, A.H.** (2000) - Fine-grained, mud rich turbidite systems: models and comparison with coarse-grained, sand rich systems. In: Bouma, A.H. & Stone, C.G. (Eds.), *Fine-grained turbidite systems*. AAPG, Memoir 72/SEPM Special Publication, 68, 9-20.
- Bouma, A.H.; Normark, W.R. & Barnes, N.E.** (1985) - Submarine Fans and related turbidite system. Springer Verlag, New York, 351 pp.
- Butler, R.W. & Tavarnelli, E.** (2006) - The structure and kinematics of substrate entrainment into high-concentration sandy turbidites: a field example from the Gorgoglione 'flysch' of southern Italy. *Sedimentology*, 53, 655-670.
- Campbell, C.V.** (1967) - Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8, 7-26.
- Capozzi, R.; Landuzzi, A.; Negri, A. & Vail, G.B.** (1991) - Stili deformativi ed evoluzione tettonica della successione Neogenica Romagnola. *Studi Geologici Camerti* 1, 261-278.
- Carlson, J. & Grotzinger, J.P.** (2001) - Submarine fan environment inferred from turbidite thickness distributions. *Sedimentology*, 48, 1331-1351.

- Carter, R.M.** (1975) - A discussion and classification of subaqueous mass transport with particular application to grain-flow, slurry-flow, fluxoturbidites. *Earth Science Review*, 11, 145-177.
- Carubelli, P.** (2006) - Stratigrafia fisica ed analisi di facies della successione tortoniana della Marnosa-arenacea nella valle del Savio (FC). Tesi di dottorato. Università di Parma, 138p.
- Cattaneo, A. & Ricci Lucchi, F.** (1995) - Long distance correlation of sandy turbidites: a 2,5 Km long cross section of Marnoso arenacea, Santerno Valley, Northern Apennines. In: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Ricci Lucchi, F., Smith, R.D.A. (Eds.), *Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems*, Chapman & Hall, 303-306.
- Cerrina Feroni, A.; Martelli, L.; Martelli, P. & Ottria, G.** (2002) - Structural-geologic map of Emilia Romagna Apennines, 1:250.000. Regione Emilia Romagna e Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), SELCA Firenze.
- Chen, C. & Hiscott, R.N.** (1999) - Statistical analysis of facies clustering in submarine-fan turbidite successions. *Journal of sedimentary Research*, 69 (2), 505-517.
- Ciarapica, G. & Passeri, L.** (1998) - Evoluzione paleogeografica degli Appennini. *Atti Tic. Sc. Terra*, 40, 233-290.
- Dallan Nardi, I.L. & Nardi, R.** (1974) - Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale. *Memorie della Accademia Lunigianese di Scienze*, 42, 2-212.
- De Donatis, M. & Mazzoli, S.** (1994) - Kinematic evolution of thrust-related structures in the Umbro-Romagnolo Parautochthon (Northern Apennines, Italy): *Terra Nova* 6, 563-574.
- de Jager, J.** (1979) - The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillaro line" (northern Apennines, Italy), *Geologica Ultraiectina* 19, 97pp.
- Dewey, J.F. & Pitman, W.C.** (1998) - Sea-level changes: mechanisms, magnitudes and rates. In: Pindell, J.L. & Drake, C. (Eds.), *Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustacy*, *SEPM Spec. Publ.*, 58, 1-16.
- di Biase, D. & Mutti, E.** (2002) - The "proto adriatic basin". In: Mutti, E.; Ricci Lucchi, F. & Roveri, M. (Eds.), *Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models*. Excursion Guidebook, Università di Parma and Eni-Agip Division, 64th EAGE Conference and Exhibition, Florence (Italy), 120pp.
- Dondi, L.; Mostardini, F. & Rizzino, A.** (1982) - Lessico delle formazioni del bacino padano orientale. In: Cremonini, G. & Ricci Lucchi, F. (Eds.), *Guida alla Geologia del margine appenninico padano*, Pitagora, Bologna, 205-236.

- Dott, R.H.Jr.** (1963) - Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. AAPG Bull., 47, 104-128.
- Dzulynski, S.** (2001) - Atlas of sedimentary structures from the Polish flysch Carpathians. Institute of Geological Sciences, Jagellonian University. Krakow, 132 pp.
- Dzulynski, S.; Ksiazkiewicz, M. & Kuenen, Ph.H.** (1959) - Turbidites in the flysch in the Polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Am., 70, 1089-1118.
- Edwards, D.A.; Leeder, M.R.; Best, J.L. & Pantin, H.M.** (1994) - On experimental reflected density currents and the interpretation of certain turbidites. Sedimentology, 41, 437-461.
- Ellis, D.** (1981) – Paleohydrodynamics and computer simulation of turbidites in the Marnoso-arenacea, Northern Apennines, Italy. PHD thesis, University of St Andrews, Stirling, 131pp.
- Elter, P.** (1975) - L'ensemble ligure. Bulletin de la Société Géologique de France, 17, 984-997.
- Elter, P.** (1993) - Detristismo ofiolitico e subduzione: riflessioni sui rapporti Alpi e Appennino. Memorie della Società Geologica Italiana, 49, 205-215.
- 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.; Gratziu, C. & Labesse, B.** (1964) - Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale. Bollettino della Società Geologica Italiana, 83(2), 373-394.
- 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. & Perstusati, P.C.** (1973) - Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi occidentali. Memorie della Società Geologica Italiana, 12, 359-375.
- Enos, P.** (1969) - Anatomy of a flysch. Journal of Sedimentary Petrology, 39, 680-723.
- Gandolfi, G.; Paganelli, L. & Zuffa, G.G.** (1983) - Petrology and Dispersal Pattern (Miocene, Northern Apennines). Journal of Sedimentary Petrology, 53, 493-507.
- Ghibaudo, G.** (1992) - Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. Sedimentology, 39, 423-454.
- Hampton, M.A.** (1972) – The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 42, 775-793.
- 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.** (1994) - Deposits of deflected and ponded turbidity currents, Sorbas Basin,

- Southeast Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 64, 233-246.
- Haughton, P.D.W.; Basker, S.P. & McCaffrey, W.D.** (2003) - Linked debrites in sand-turbidite systems – origin and significance. *Sedimentology*, 50, 459–482.
- Hesse, R.** (1974) - Long distance continuity of turbidites: possible evidence for an early Cretaceous trench-abyssal plain in the East Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 859-870.
- Hirayama, J. & Nakajima, T.** (1977) - Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, 24, 747-779.
- Huc, A.Y.; Bertrand, P.; Stow, D.A.V.; Gayet, J. & Vandenbroucke, M.** (2001) - Organic sedimentation in deep offshore settings: the Quaternary sediments approach. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 513-517.
- 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, London, Special Publication, 94, 31-49.
- Kneller, B.C.; Bennett, S.J. & McCaffrey, W.D.** (1997) - Velocity and turbulence structure of gravity currents and internal solitary waves: potential sediment transport and the formation of waves ripples in the deep water. *Sedimentary Geology*, 112, 235-250.
- 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.; Edwards, D., McCaffrey, W.D. & Moore, R.** (1991) - Oblique reflection of turbidity currents. *Geology*, 14, 250-252.
- Kneller, B.C. & McCaffrey, W.D.** (1999) - Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: deflection, reflection, and facies variation. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 980-991.
- Kuenen, Ph.H.** (1957) - Sole markings of graded graywacke beds. *Journal of Geology*, 65, 231-258.
- Kuenen, Ph.H. & Migliorini, C.I.** (1950) - Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, 58, 91-127.
- Labaume, P.; Mutti, E. & Seguret, M.** (1987) - Megaturbidites: a depositional model from the Eocene of the SW-Pyrenean foreland basin, Spain. *Geo Marine letters*, 7, 91-101.
- Locardi, E.** (1982) - Individuazione di strutture sismogenetiche dall'esame della evoluzione volcano-tettonica dell'Appennino e del Tirreno. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 24, 569-596.
- Lowe, D.R.** (1979) - Sediment gravity flows: their classification and some problems of

- application to natural flows and deposits. In: Doyle, L.J. & Pilkey, O.H. Jr (Eds.), *Geology of Continental Slopes*. SEPM Spec. Publ., 27, 75-82.
- Lowe, D.R.** (1982) - Sediment gravity flows; Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *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.** (2004) - Topography and paleogeographic evolution of a middle Miocene foredeep basin plain (Northern Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 170, 107-134.
- Lucente, C.C. & Pini, G.A.** (2002) - Mechanisms of emplacement and significance of chaotic bodies embedded in turbidite successions of the northern Apennines. In: Mutti, E.; Ricci Lucchi, F. & Roveri, M. (Eds.), *Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models*. Excursion Guidebook, Università di Parma and Eni-Agip Division, 64th EAGE Conference and Exhibition, Florence (Italy), 120pp.
- Lucente, C.C. & Pini, G.A.** (2003) - Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the northern Apennines, Italy: a field perspective. *American Journal of Science*, 303, 565-602.
- Marjanac, T.** (1990) - Reflected sediment gravity flows and their deposits in flysch of Middle Dalmatia, Yugoslavia. *Sedimentology*, 37, 921-929.
- Marr, J. G.; Harff, P. A.; Shanmugam, G., & Parker, G.** (2001) - Experiments on subaqueous sandy gravity flows: the role of clay and water content in flow dynamics and depositional structures. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1377-1386.
- Marschalko, R.** (1970) - The origin of disturbed structures in Carpathian turbidites. *Sedimentary Geology*, 4, 5-18.
- Martelli, L.; Farabegoli, E.; Benini, A.; De Donatis, M.; Severi, P.; Pizzaiolo, M. & Pignone, R.** (1994) - La geologia del Foglio 265 – S. Piero in Bagno, in la cartografia Geologica della Emilia Romagna: Servizio Cartografico e Geologico, Regione Emilia Romagna: Bologna, Firenze, Selca, 117pp.
- 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.
- Minelli, N.** (2007) - Studio stratimetrico e sedimentologico delle torbiditi serravalliane della Formazione Marnoso-arenacea romagnola nella Valle del Savio (Appennino Settentrionale). Tesi di Laurea, Università Degli Studi di Parma, 169pp.
- Minisini, D.; Trincardi, F. & Asioli, A.** (2006) - Evidence of slope instability in the southwestern Adriatic Margin. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 1-20.
- Minola, M.** (2007) – Facies e strutture da corrente nella porzione serravalliana della Formazione Marnoso-arenacea nella Valle del Savio (provincia di Forli-Cesena). Tesi di Laurea, Università Degli Studi di Parma, 113pp.
- Mohrig, D. & Marr, J.G.** (2003) - Constraining the efficiency of turbidity current generation from submarine debris flows and slides using laboratory experiments. *Mar. Petrol. Geol.*, 20, 883-899.
- Mohrig, D.; Whipple, K.X.; Hondzo, M.; Ellis, C. & Parker, G.** (1998) - Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 110, 387-394.
- Montigny, R.; Edel, J.B. & Thuizat, R.** (1981) - Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K/AR ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth Planetary Science Letters*, 54, 261-271.
- Mulder, T. & Syvitski, J.P.M.** (1995) - Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103, 285-299.
- Murphy, M.A. & Salvador, A.** (1999) - International stratigraphic guide – an abridged version. *Episodes* 4(22), 255-271.
- Murray, C.J.; Lowe, D.R.; Graham, S.A.; Martinez, P.A.; Zeng, J.; Carroll, A.R.; Cox, R.; Hendrix, M.; Heubeck, C.; Miller, D.; Moxon, I.W.; Sobel, E.; Wendebourg, J. & Williams, T.** (1996) - Statistical analysis of bed-thickness patterns in a turbidite section from the Great Valley Sequence, Cache Creek, Northern California. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (5), 900-908.
- 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.; Bernoulli, D.; Ricci Lucchi, F. & Tinterri, R.** (2009, in stampa) - Turbidites and turbidity currents from alpine flysch to the exploration of continental margins. IAS, Special Publication.
- 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.; Davoli, G.; Mora, S. & Sgavetti M.** (1994b) - *The Eastern sector of the South-Central Folded Pyrenean Foreland: Criteria for Stratigraphic Analysis and Excursion Notes*. Second high-resolution sequence stratigraphy conference, June 20-27 1994, Tresp, 83 pp.
- Mutti, E.; Davoli, G.; Tinterri, R. & Zavala, C.** (1996) – The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche*, 48, 233-291.
- Mutti, E. & Ghibaud, 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 fan-fringe and basin plain turbidites in the Hecho Group system (south-central Pyrenees). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 18, 15-22.
- Mutti, E. & Nilsen, T.H.** (1981) - Significance of intraformational rip-up clasts in deep-sea fan deposits. International Association of Sedimentologists, 2nd European Regional Meeting, 117-119.
- Mutti, E.; Nilsen, T.H. & Ricci Lucchi, F.** (1978) - Outer fan depositional lobes of the Laga Formation (Upper Miocene and Lower Pliocene), East-Central Italy. In: Stanley, D.L. & Kelling, G. (Eds.), *Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches*. Down Hutchinson & Ross, 201-223.
- Mutti, E. & Normark, W.R.** (1987) - Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: Legget, J.K. & Zuffa, G.G. (Eds.), *Marine Clastic Sedimentology*. 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 Biasi, 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. & Ricci Lucchi, F.** (1972) - Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 161-199.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F.** (1975) Turbidite facies and facies association. In: Mutti, E.; Parea, G.C.; Ricci Lucchi, F.; Sagri, M.; Zanzucchi, G.; Ghibaudo, G. & Iaccarino, S. (Eds.), *Examples of Turbidite Facies Associations from Selected Formations of Northern Apennines*. IX Int. Cong. IAS., Field Trip Guidebook, Nice, France, 21-36.
- 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.; Seguret, M. & Sgavetti, M.** (1988) - Sedimentation and Deformation in the Tertiary Sequences of the Southern Pyrenees. AAPG Mediterranean Basin Conference, Spec. Publ. Institute of Geology, University of Parma, Field Trip 7, 153 pp.
- Mutti E.; Tinterri, R.; Benevelli, G.; di Biase, D. & Cavanna, G.** (2003) - Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. In: Mutti, E.; Steffens, G.S.; Pirmez, C.; Orlando, M. & Roberts, D. (Eds.), *Turbidites: Models and Problems*. Marine and Petroleum Geology, 20, 733-755.
- Mutti, E.; Tinterri, R.; di Biase, D.; Fava, L.; Mavilla, N.; Angella, S. & Calabrese, L.** (2000) – Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, 13, 165-190.
- Mutti, E.; Tinterri, R.; Remacha, E.; Mavilla, N.; Angella, S. & Fava, L.** (1999) - An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. AAPG Course Notes, 39, 93 pp.
- Nardin, T.R.; Hein F.J.; Gorsline D.S. & Edwards B.D.** (1979) - A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: Doyle, L.J. & Pilkey O.H.Jr (Eds.), *Geology of Continental Slopes*. SEPM, Special Publication, 27, 61-73.
- Normark, W.R.** (1970) - Growth patterns of deep-sea fans. AAPG Bulletin, 54, 2170-2195.
- Normark, W.R.; Mutti, E. & Bouma, A.H.** (1983/1984) - Problems in turbidite research: a need for COMFAN. *Geo-Mar. Lett.*, 3, 53-56.
- 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.
- Okada, H. & Arita, M.** (1970) – An instrument for measuring pre-tectonic current-directions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1048-1051.
- Ori, G.G.; Roveri, M. & Vannoni, F.** (1986) - Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy). *International Association of Sedimentologists*, Special Publications, 8, 183-198.
- Pantin, H.M. & Leeder, M.R.** (1987) - Reverse flow in turbidity currents: the role of internal solitons. *Sedimentology*, 34, 1143-1155.
- 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.
- Parisi, G. & Montanari, A.** (2000) - Scaricato del sito <http://w.w.w.unipg.it/~gparisi/Introduzione.htm>
- Pataca, E. & Scandone, P.** (1989) – Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In: Boriani, A.; Bonafede, M.; Piccardo, G.B. & Vai, G.B. (Eds.), *The lithosphere in Italy, advances in earth science research*. Atti dei Convegni Licei 80, Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 157-176.
- 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.; Hiscott, R.N. & Hein, F.J.** (1989) - Deep Marine Environments. Unwin Hyman, London, 416 pp.
- Pickering, K.T.; Hiscott, R.N.; Kenyon, N.H.; Ricci Lucchi, F. & Smith, R.D.A.** (1995) - Atlas of Deep Water Environments, Architectural Style in Turbidite Systems. Chapman & Hall, London, 333 pp.
- Pickering, K.; Stow, D.; Watson, M. & Hiscott, R.** (1986) - Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 23, 75-174.
- Pini, G.A.** (1999) - Tectonosomes and Olistostromes in the Argille Sagliose of the Northern Apennines, Italy. *Geological Society of America, Special Publications*, 335, 69 pp.
- Piper, D.J.W. & Normark, W.R.** (2001) - Sandy fans-from Amazon to Hueneme and beyond. *AAPG Bull.*, 85, 1407-1438.
- Plesi, G.** (1975) - La giacitura del Complesso Bradica-Petrignacola nella serie del Rio di Roccaferara (Val Parma) e dei Flysch arenacei tipo Cervarola dell'Appennino settentrionale. *Bulletino della Società Geologica Italiana*, 44, 157-176.

- Posamentier, H.W. & Vail, P.R.** (1988) - Eustatic controls of clastic deposition II - Conceptual framework. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.; Posamentier, H.W.; C.A., Ross & Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 42, 109-124.
- Principi, G. & Treves, B.** (1984) - Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini. *Memorie dalla Società Geologica Italiana*, 28 548-576.
- Rehault, J.P.; Boillot, G. & Mauffret, A.** (1984) - The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, 55, 447-477.
- 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.
- 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.
- Ricci Lucchi, F.** (1965) - Alcune strutture di resedimentazione nella Formazione Marnoso-arenacea romagnola. *Giornale di Geologia*, 33(2), 265-292.
- Ricci Lucchi, F.** (1975) - Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines. In: Squyres, C. (Ed.), *Geology of Italy*. Vol.2. P.E.S.L. Castelfranco Veneto-Tripoli (1977), 129-236.
- Ricci Lucchi, F.** (1978) - Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain: The Marnoso-arenacea of the Northern Apennines. *Geologie en Mijnbouw*, 57(4), 559-576.
- Ricci Lucchi, F.** (1981) - The Marnoso arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines. In: Ricci Lucchi, F. (Ed.), *Excursion guidebook, with contribution on sedimentology of some italian basins*. 2nd IAS Eur. Meeting, Bologna, 229-303.
- Ricci Lucchi, F.** (1986) - The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines. In: Allen, P.A. & Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins*. IAS Special Publication, Oxford: Blackwell Scientific 8, 105-139.
- Ricci Lucchi, F.** (1987) - Semi-allochthonous sedimentation in the Apenninic Thrust Belt. *Sedimentary Geology*, 50, 119-134.

- Ricci Lucchi, F. & Ori, G.G.** (1985) - Field Excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland: examples from Emilia Romagna region, Northern Apennines. In: Allen, P.; Homewood, P. & Williams, G. (Eds.), *International Symposium on Foreland Basins*. Excursion Guidebook, 137-176.
- Ricci Lucchi, F. & Piali, G.** (1973) - Apporti secondari nella Marnoso-arenacea; 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a Est-Nordest di Perugia. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 92, 669-712.
- Ricci Lucchi, F. & Pignone, R.** (1979) - Ricostruzione geometrica parziale di un lobo di conoide sottomarina. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 18, 125-133.
- Ricci Lucchi, F. & Valmori, E.** (1980) - Basin-wide turbidites in Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology*, 27, 241-270.
- Richards, M.; Bowman, M. & Reading, H.** (1998) - Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 689-717.
- Roveri, M.; Manzi, V.; Ricci Lucchi, F. & Rogledi, S.** (2003) - Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso basin (northern Apennines, Italy): Implications for the onset of the Messinian salinity crisis. *Geological Society of America Bulletin*, 115, 387-405.
- Roveri, M.; Ricci Lucchi, F.; Lucente, C.C.; Manzi, V. & Mutti, E.** (2002) - Stratigraphy, facies and basin fill history of the Marnoso-arenacea Formation. In: Mutti, E.; Ricci Lucchi, F. & Roveri, M. (Eds.), *Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models*. Excursion Guidebook, Università di Parma and Eni-Agip Division, 64th EAGE Conference and Exhibition, Florence (Italy), 120 pp.
- RT** (Regione della Toscana) - Carta geologico-strutturale dell'Appennino, scaricato del sito <http://www.rete.toscana.it/sett/pta/terra/geologia/>.
- Rupke, N.A.** (1976) - Large-scale slumping in a flysch basin, Southwestern Pyrenees. *Journal of the Geological Society, London*, 132, 121-130.
- Saller, A.; Lin, R. & Dunham, J.** (2006) - Leaves in turbidite sands : The main source of oil and gas in the deep-water Kutei Basin, Indonesia. *AAPG Bulletin*, 90(10), 1585-1608.
- 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.

- Shanmugam, G.** (2003) - Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. *Marine and Petroleum 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.
- Simpson, J.E.** (1987) – Gravity currents: in the environment and the laboratory. Chichester, Ellis Horwood, 244p.
- Sloss, L.L.** (1988) - Forty years of sequence stratigraphy. *Geol. Soc. of Am. Bulletin*, 100, 1661-1665.
- Stow, D.A.V.; Huc, A.Y. & Bertrand, P.** (2001) – Depositional processes of black shales in deep water. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 491-498.
- Stow, D.A.V & Wetzel, A.** (1990) - Hemiturbidite: a new type of deep-water sediment. In: Cochran, J.R. & Stow, D.A.V. (Eds.), *Proceeding of the ocean drilling program, scientific results*. College Station, Texas, USA, 116, 25-34.
- 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.
- Talling, P.J.** (2001) - On the frequency distribution of turbidite thickness. *Sedimentology*, 48, 1297-1329.
- Talling, P.J; Amy, L.A. & Wynn, R.B.** (2007a) - New insight into evolution of large –volume turbidity currents: comparison of turbidite shape and previous modelling results. *Sedimentology*, 54, 737-769.
- Talling, P.J.; Amy, L.A.; Wynn, R.B.; Blackbourn, G. & Gibson, O.** (2007b) - Evolution of turbidity currents deduced from extensive thin turbidites: Marnoso Arenacea Formation (Miocene), Italian Apenines. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 172-196.
- 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.** (2006) - Proposal for a classification scheme for combined flow sedimentary structures and the meaning of sigmoidal- and hummocky-cross stratification in facies analysis. *Proceedings Annual Meeting, Italian Sedimentology Group GEOSSED, Modena*, 111pp.
- Tinterri, R.** (sottomesso) - Proposal for a classification scheme for combined flow sedimentary structures and the meaning of sigmoidal- and hummocky-cross stratification in facies analysis. *Bollettino della Società Geologica Italiana*.

- 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.
- Tokuhashi, S.** (1979) - Three dimensional analysis of a large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Series of Geology and Mineralogy*, Kyoto University, Kyoto, Japan, 58pp.
- Tokuhashi, S.** (1989) - Two stages of submarine fan sedimentation in an ancient forearc basin, central Japan. In: Taira, A. & Masuda, F. (Eds.), *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Scientific, Tokio, Japan, 439-468.
- Tyson, R.V.** (1995) - Distribution of the palynomorph group: phytoplankton subgroup, chlorococcale algae. 16.1 botryococcus. In: Tyson, R.V. (Ed.), *Sedimentary organic matter, organic facies and palynofacies*, Chapman & Hall, London, 309-317.
- Vai, G.B.** (2001) - Strutture and stratigraphy: an overview. In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds.) *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent mediterranean basins*, 15-32.
- Vai, G.B. & Castellarin, A.** (1992) - Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale. *Studi Geologici Camerti, Volume Speciale*, 171-185.
- Vail, P.R.; Mitchum, R.M.Jr.; Tood, R.G.; Widmier, J.M.; Thompson, S.; Sangree, J.B.; Bubb, J.N. & Hatleid, W.G.** (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*, AAPG Mem., 26, 49-205.
- Vail, P.R. & Posamentier, R.H.** (1988) - Principles of sequence stratigraphy. In: James, D.P. & Leckie, D.A. (Eds.), *Sequences, stratigraphy and sedimentology, surface and subsurface*. CSPG Memoir, 15, 572pp.
- Valloni, R. & Zuffa, G.G.** (1984) - Provenance changes for arenaceous formations of the northern Apennines, Italy. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1035-1039.
- Van Andel, T.H & Komar, P.D.** (1969) - Ponded sediments of the Mid-Atlantic ridge between 22 degrees and 23 degrees north latitude. *Geological Society of America Bulletin*, 80(7), 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.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S. & Hardenbol, J.** (1988) - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Posamentier, H.W.; Van Wagoner, J.C.;

- Ross, C.A & Kendall, C.G (Eds.), *Sea-level changes: An integrated approach*. SEPM Spec. Publ., 42, 39-45.
- Van Wamel, W.A. & Zwart, P.E.** (1990) - The structural geology and basin development of the Romagna-Umbria zone (Upper Savio and Upper Bidente Valleys, N. Italy): *Geology en Mijnbouw*, 69, 53-68.
- Ventura, B.; Pini, G.A. & Zuffa, G.G.** (2001) - Thermal history and exhumation of the Northern Apennines (Italy): evidence from combined apatite fission track and vitrinite reflectance data from foreland basin sediments. *Basin Research* 13, 435-448.
- Vescovi, P.** (1993) – Schema evolutivo per le Liguridi dell’Appennino Settentrionale. *Atti Ticinesi di Scienze della Terra*, 36, 89-112.
- 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.
- Walker, R.G. & Mutti, E.** (1973) - Turbidite facies and facies associations. In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and Deepwater Sedimentation*. SEPM Pacific Section, Short Course Notes. 119-157
- Weimer, P. & Link, M.H.** (1991) - Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 447 pp.
- Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C.** (1988) - Sea-Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Spec. Publ., 42, 407 pp.
- Wood, A. & Smith, A.J.** (1958) - The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grifts (upper Llandoveryan). *Q. J. Geol. Soc.*, London, 114, 163-195.
- Wynn, R.B.; Masson, D.G.; Stow, D.A.V. & Weaver, P.P.E.** (2000) - The north African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. *Mar. Petr. Geol.*, 17, 253-265.
- Wynn, R.B.; Talling, P.J.; Cronin, B.T.; Akhmetzhanov, A. K.; Frenz, M. & Masson, D.G.** (2007) - New Insights Into Erosional Processes of Giant Turbidity Currents and Distal Development of Linked Debrites. AAPG Annual Convention, Long Beach (CA), Abstract CD.
- Zanzucchi, G.** (1994) - Il quadro geologico dell’appennino settentrionale fino ai primi decenni del secolo XX°. In: Zanzucchi, G. (coord.), *Guide Geologiche Regionali. 10 itinerari Appennino Ligure-Emiliano*. Società Geologica Italiana. BE-MA editrice, 381pp.

- Zattin, M.; Picotti, V. & Zuffa, G.G.** (2002) - Fission-track reconstruction of the front of the Northern Apennine thrust edge and overlying Ligurian Unit. *Journal of Science*, 302, 346-379.
- Zeng, J.; Lowe, D.R.; Prior, D.B.; Wiseman Jr, W.J. & Bornhold, B.D.** (1991) - Flow properties of turbidity currents in Bute Inlet, British Columbia. *Sedimentology*, 38, 975-996.