



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE  
IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**RAPPORTI TRA DEFORMAZIONE E SEDIMENTAZIONE  
IN CONTESTI EPISUTURALI E PERISUTURALI: ESEMPI  
E APPLICAZIONI IN GEOLOGIA DEL PETROLIO.**

*Relatore: Prof. Dario Zampieri*  
*Correlatore: Dott. Massimo Rossi*

*Laureando: Andrea Cognolato*

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012



## INDICE

|        |   |        |
|--------|---|--------|
| 1.     | Introduzione e scopi del lavoro.....  | pg. 1  |
| 2.     | Dati di sottosuolo.....   | pg. 3  |
| 2.1.   | Log di pozzo.....   | pg. 3  |
| 2.2.   | Linee sismiche.....   | pg. 5  |
| 3.     | Metodi.....   | pg. 7  |
| 3.1.   | Tipi di terminazioni stratali.....  | pg. 7  |
| 3.2.   | Sequenze Sismiche.....  | pg. 12 |
| 4.     | Inquadramento geologico.....  | pg. 13 |
| 4.1.   | Bacini perisuturali associati a subduzione A.....   | pg. 16 |
| 4.1.1. | Rampa Mantovana (RM).....   | pg. 17 |
| 4.2.   | Bacini episuturali associati a subduzione B.....  | pg. 22 |
| 4.2.1. | BTP (Bacino Terziario Piemontese).....  | pg. 23 |
| 5.     | AREA 1 – Rampa Mantovana (RM).....  | pg. 31 |
| 5.1.   | Evoluzione tettono-sedimentaria.....  | pg. 31 |
| 5.2.   | Analisi integrata dei dati di sottosuolo e collegamento con gli<br>affioramenti.....                    | pg. 56 |
| 5.3.   | Tipologia delle terminazioni stratigrafiche.....  | pg. 69 |
| 5.3.1. | Onlap costieri controllati da strutture distensive mesozoiche<br>(rift).....                            | pg. 70 |
| 5.3.2. | Onlap marini controllati da strutture distensive cenozoiche<br>(tilting flessurale dell'avampaese)..... | pg. 72 |

|        |  |         |
|--------|--|---------|
| 5.3.3. | Onlap marini controllati da strutture compressive.....                               | pg. 73  |
| 5.3.4. | Onlap marini interessati da deformazione successiva....                              | pg. 75  |
| 5.3.5. | Onlap marini su rampa.....   | pg. 77  |
| 5.3.6. | Onlap marini al margine di canyon sottomarini.....                                   | pg. 80  |
| 5.3.7. | Onlap costieri.....  | pg. 81  |
| 5.3.8. | Onlap all'interno di regressioni forzate.....  | pg. 82  |
| 6.     | AREA 2 – Bacino di Alessandria.....  | pg. 85  |
| 6.1.   | Evoluzione tettono-sedimentaria.....   | pg. 85  |
| 6.2.   | Analisi integrata dei dati di sottosuolo e collegamento con gli<br>affioramenti..... | pg. 98  |
| 6.3.   | Tipologia delle terminazioni stratigrafiche.....                                     | pg. 112 |
| 6.3.1. | Onlap marini verso i margini del bacino.....   | pg. 131 |
| 6.3.2. | Onlap marini contro gli alti intrabacinali.....                                      | pg. 131 |
| 6.3.3. | Onlap costieri verso i margini del bacino.....                                       | pg. 131 |
| 6.3.4. | Onlap costieri contro gli alti intrabacinali.....                                    | pg. 131 |
| 7.     | Discussione.....   | pg. 133 |
| 7.1.   | AREA 1 – Rampa Mantovana.....  | pg. 133 |
| 7.2.   | AREA 2 – Bacino di Alessandria.....  | pg. 145 |
| 7.3.   | Applicazioni in geologia del petrolio.....   | pg. 151 |
| 8.     | Conclusioni.....   | pg. 155 |
|        | Ringraziamenti.....  | pg. 157 |
|        | Bibliografia.....  | pg. 159 |
|        | Appendici.....   | pg. 163 |

*“Chi più in alto sale, più lontano vede:  
chi più in alto vede, più lontano sogna”*

*W. Bonatti*

*“Da quassù il mondo degli uomini altro non sembra che follia, grigiore racchiuso  
dentro se stesso. E pensare che lo si reputa vivo soltanto perché è caotico e rumoroso”*

*W. Bonatti*

*“Sperate sempre in ciò che aspettate, ma non aspettate mai ciò in cui sperate.  
Credete solo in ciò che vi convince, ma lasciatevi convincere solo da ciò in cui credete”*

*P. Preuss*

## 1. INTRODUZIONE E SCOPI DEL LAVORO

La Pianura Padana è un'area caratterizzata dall'interazione di tre diverse orogenesi, Dinarica, Alpina e Appenninica, che hanno portato allo sviluppo di diversi bacini sedimentari all'interno di essa. All'interno del dominio Padano è possibile distinguere la presenza di bacini perisuturali ed episuturali distinguibili dal fatto che i primi sono adiacenti alle megasuture e si sviluppano su litosfera rigida (avanfosse), i secondi sono legati ai processi di subduzione (sia di tipo B che di tipo A) ed alla formazione di mari marginali su margini attivi. All'interno del dominio Padano è quindi possibile riconoscere bacini di tipo perisuturale nella zona della Lombardia orientale, Veneto sud-occidentale ed Emilia-Romagna centrale e bacini di tipo episuturale nella zona del Piemonte sud-orientale.

Questo studio ha come scopo il riconoscimento e la caratterizzazione delle terminazioni stratigrafiche dei corpi porosi presenti in tali aree e suscettibili di formare trappole per idrocarburi in relazione al controllo esercitato da fattori tettonici sia regionali che locali. Più precisamente, le due aree trattate sono la Rampa Mantovana e il Bacino di Alessandria (Fig. 4.2). Lo studio di queste terminazioni ha tenuto in considerazione i diversi contesti geologici regionali in relazione a tematiche stratigrafico-sedimentologiche, strutturali e geodinamiche.

Il presente studio è stato realizzato attraverso l'integrazione di numerosi dati, sia di sottosuolo che di affioramento, nella forma di dati di pozzo, profili sismici, carte geologiche e lavori pubblicati.

L'approccio multidisciplinare, che ha permesso di collegare efficacemente i diversi dataset, ha previsto l'interpretazione dei profili sismici affiancata dall'utilizzo di log di pozzo, in modo da tarare con precisione le principali superfici stratigrafiche di determinare sia il timing delle diverse fasi di strutturazione che l'evoluzione degli stili strutturali nel corso del tempo. Un ulteriore supporto è stato fornito da carte geologiche e da dati pubblicati. La seconda fase ha invece previsto la caratterizzazione delle terminazioni stratigrafiche attraverso la descrizione e il loro confronto, tentando una comparazione tra le varie tipologie presenti nelle due diverse aree. I risultati sono stati quindi messi in relazione alle conoscenze derivanti dalla letteratura per verificarne la coerenza generale.

Il tirocinio ha permesso di acquisire, in tempi molto brevi, i vari approcci e le modalità di lavoro utilizzate in Eni (San Donato Milanese) all'interno dell'unità SPES (Stratigrafia, Petrografia e Sedimentologia) facente parte della direzione SGEG (Geologia e Geofisica).

In particolare, si è proceduto con l'interpretazione di numerose linee sismiche 2D, calibrate tramite *log* di pozzo. Quest'ultima procedura ha consentito di affiancare efficacemente i dati fisici puntuali dei *log* con i dati acquisiti a scala bacinale dalla sismica, cercando una corrispondenza tra le riflessioni sismiche e il dato quantitativo misurato attraverso le proprietà fisiche delle rocce. Attraverso questo approccio si è riusciti a caratterizzare le successioni stratigrafiche suscettibili di dar luogo a potenziali trappole per idrocarburi.

Il lavoro di tesi è stato svolto durante uno stage formativo effettuato presso Eni nell'ambito del Consorzio Interuniversitario Ferrara-Padova-Trieste ed è focalizzato sullo studio delle successioni presenti nelle aree della Rampa Mantovana e del Bacino di Alessandria, con lo scopo di arrivare a caratterizzare le terminazioni stratigrafiche dei corpi porosi. Tale fine risulta essere di notevole importanza nell'ambito della geologia del petrolio in quanto, data la sempre più elevata richiesta di idrocarburi (da parte del mondo civile) e il sempre più elevato costo della materia prima, la ricerca petrolifera necessita di modelli di riferimento sempre più accurati e dettagliati. Pertanto gli obiettivi della ricerca petrolifera si stanno gradualmente spostando dalle trappole strutturali verso le trappole stratigrafiche e miste che richiedono una più precisa determinazione delle facies e delle loro eventuali relazioni con le fasi deformative.

Questo lavoro di tesi, ha pertanto lo scopo di fornire informazioni dettagliate sulle varie tipologie di terminazioni stratigrafiche, esaminandole in dettaglio e fornendo un'analisi tettono-sedimentaria utile a comprenderne le caratteristiche, valutando le analogie e le differenze presenti in due aree interessate da un contesto simile a scala regionale ma da uno differente a scala locale.

## **2. DATI DI SOTTOSUOLO**

Durante lo stage effettuato presso Eni, si è svolto uno studio di carattere sedimentologico e stratigrafico basato su dati di sottosuolo cercando di riconoscere le principali superfici stratigrafiche e le variazioni nelle geometrie dei corpi sedimentari, attraverso l'utilizzo di *log* di pozzo e profili sismici.

L'analisi computerizzata dei profili sismici è stata possibile grazie a software forniti dall'unità operativa, quali *OpenWorks5000*®, un programma di visualizzazione bidimensionale e tridimensionale dei volumi sismici. Durante lo stage, sono state pienamente rispettate le regole di riservatezza dei dati gentilmente concessi dall'unità Esplorazione Italia.

### **2.1. Log di pozzo**

I *log* di pozzo rappresentano misurazioni geofisiche delle varie proprietà della roccia all'interno del pozzo, che tuttavia non forniscono un'indicazione diretta della litologia; si rivelano estremamente utili per interpretazioni geologiche e correlazioni stratigrafiche. Pertanto in sottosuolo le indagini sulle relazioni di facies e le correlazioni stratigrafiche possono essere eseguite a scale molto più grandi rispetto a quelle possibili dallo studio di affioramenti, anche se nulla può sostituire il molto più dettagliato studio reale delle rocce.

Esistono diversi tipi di *well log* comunemente usati nell'analisi litologica e nelle correlazioni stratigrafiche (Fig. 2.1), basati sulla misurazione di diverse proprietà appartenenti alla roccia. In questo lavoro si sono utilizzati diversi tipi di *log* di pozzo, come il Potenziale Spontaneo, la Resistività, il *Gamma Ray* e il Sonico.



| Log                      | Property measured  | Units  | Geological interpretation   |
|--------------------------|--|--|---|
| Spontaneous potential    | Natural electric potential (relative to drilling mud)                | Millivolts                                     | Lithology, correlation, curve shape analysis, porosity              |
| Conventional resistivity | Resistance to electric current flow (1D)                             | Ohm-metres                                     | Identification of coal, bentonites, fluid types                     |
| Micro resistivity        | Resistance to electric current flow (3D)                             | Ohm-metres and degrees                         | Borehole imaging, virtual core                                      |
| Gamma ray                | Natural radioactivity (e.g., related to K, Th, U)                    | API units                                      | Lithology (including bentonites, coal), correlation, shape analysis |
| Sonic                    | Velocity of compressional sound wave                                 | Microseconds/metre                             | Identification of porous zones, tightly cemented zones, coal        |
| Neutron                  | Hydrogen concentration in pores (water, hydrocarbons)                | Per cent porosity                              | Porous zones, cross plots with sonic and density for lithology      |
| Density                  | Bulk density (electron density) (includes pore fluid in measurement) | Kilograms per cubic metre (g/cm <sup>3</sup> ) | Lithologies such as evaporites and compact carbonates               |
| Dipmeter                 | Orientation of dipping surfaces by resistivity changes               | Degrees (azimuth and inclination)              | Paleoflow (in oriented core), stratigraphic, structural analyses    |
| Caliper                  | Borehole diameter  | Centimetres                                    | Borehole state, reliability of logs                                 |

**Fig. 2.1:** Tipi di log di pozzo, proprietà che misurano e loro utilizzo per le interpretazioni geologiche (modificato da Cant 1992), (in Catuneanu 2006).

Il potenziale spontaneo (PS) misura una proprietà della roccia chiamata potenziale elettrico naturale (espresso in *millivolts*) relativa al fango di perforazione, la quale permette l'interpretazione della litologia e delle porosità (in particolare per la discriminazione di arenarie e peliti). La resistività si basa sulla resistenza che oppone un corpo al passaggio del flusso di corrente elettrica misurata in *Ohm/metro* e risente principalmente del grado di cementazione di una roccia e dei fluidi contenuti, e si rivela particolarmente utile per l'individuazione di livelli di carbone. Il *Gamma Ray* misura, invece, la naturale radioattività di una roccia (unità API) con la possibilità di fornire informazioni sulla litologia, in particolare per la discriminazione di arenarie e peliti. Come anche per il PS, può essere interpretato anche in termini di stacking pattern (CU o FU). Il *log* sonico si basa sulla velocità delle onde acustiche compressionali misurate in *micro sec/metro* e permette di identificare zone porose, zone cementate e carboni, oltre ad indicare potenziali superfici caratterizzate da contrasti di velocità suscettibili di generare riflessioni sismiche. Spesso il PS e la resistività sono considerati insieme e possono venire affiancati da GR e *Sonic*. Litologie argillose sono di solito caratterizzate

da valori alti di PS o GR, mentre litologie arenacee mostrano solitamente valori opposti, spesso simili sia in di sedimenti sciolti che cementati.

## 2.2. Linee sismiche

La sismica a riflessione permette il riconoscimento dell'assetto stratigrafico e degli elementi strutturali presenti nel sottosuolo. I dati sismici forniscono alcune informazioni fondamentali per una valutazione preliminare riguardo al riempimento dei bacini, permettono di conoscere le principali geometrie dei corpi sedimentari e ed il loro assetto tettonico, di identificare le principali trappole per gli idrocarburi (strutturale, stratigrafica o mista), di valutare la potenziale presenza di reservoir, coperture e *source rocks*, valutare la quantità e la natura dei fluidi nei serbatoi individuati, sviluppare una strategia per la trivellazione e la gestione del rischio per l'esplorazione petrolifera (Catuneanu, 2006). I dati sismici analizzati sono rappresentati su dei profili lineari, risultanti dall'acquisizione di linee sismiche bidimensionali (*tempi doppi di percorrenza vs distanza orizzontale*) e vengono trasformati, attraverso diversi *processing* (ad esempio, demultiplexing, correzioni statiche, deconvoluzione, migrazione, ecc), per ottenere un'*imaging* utilizzabile nell'interpretazione geologica. Le principali superfici visibili nei profili vengono generate da contrasti di impedenza acustica  $\left(\frac{V_2 l_2}{V_1 l_1}\right)$ , tra pacchi di strati con diverse proprietà fisiche. L'ampiezza della riflessione sismica è solitamente proporzionale alla differenza di impedenza acustica attraverso il contatto geologico.

Le onde sismiche, generate da una sorgente posta in superficie e aventi specifici attributi come forma, polarità e frequenza, si propagano nel sottosuolo e incontrano il riflettore, producendo una risposta che, dopo opportuno processing viene visualizzata come una superficie. I riflettori generalmente costituiscono delle linee-tempo. L'analisi sismo-stratigrafica si basa soprattutto sul riconoscimento delle terminazioni stratigrafiche, delle superfici stratigrafiche, degli spessori e delle geometrie dei corpi.

Il vantaggio delle linee sismiche è dato da fatto che forniscono informazioni continue del sottosuolo, su distanze di decine di chilometri e profondità nell'ordine dei chilometri.

Gli svantaggi, invece, emergono quando si relazionano le linee sismiche ai log di pozzo, soprattutto in termini di risoluzione verticale (il più sottile pacchetto di strati che

può esser riconosciuto dalle linee sismiche) e riguardo alla natura del dato (parametri fisici piuttosto che dati litologici univoci).

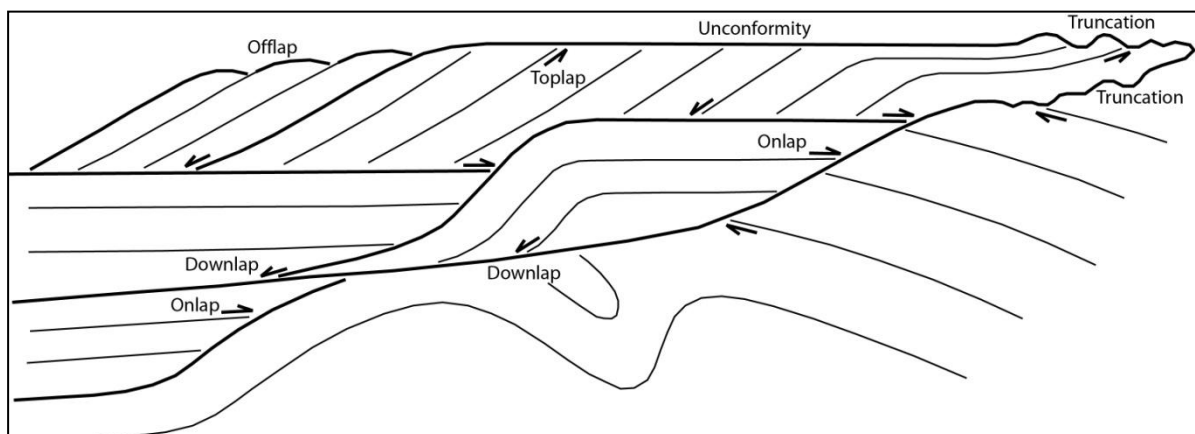
I profili sismici sono stati analizzati sulla base dei criteri convenzionali sismo-stratigrafici, come definiti per la prima volta nella Memoir 26 dell'Association of American Petroleum Geologists (in particolare Vail et al. 1977; Sangree & Widmier 1977; Mitchum et al. 1977) e sviluppati nei trent'anni successivi (Hubbard et al. 1985; Van Wagoner et al. 1988; Posamentier et al. 1993; Emery & Myers 2001; Catuneanu 2008).

Uno step fondamentale è l'analisi delle riflessioni e delle terminazioni che permette l'identificazione delle superfici di discontinuità a scala di bacino. La terminologia standard utilizzata per i vari tipi di terminazione è riportata in Fig. 3.1 .

### 3. METODI

#### 3.1. Tipi di terminazioni stratali

Le terminazioni stratigrafiche sono definite dalla relazione geometrica tra gli strati e la superficie stratigrafica contro la quale essi terminano. I principali tipi di terminazioni stratigrafiche sono troncatura erosionale, onlap, downlap e toplap (Fig. 3.1). Eccetto per la troncatura, gli altri concetti sono stati introdotti con lo sviluppo della stratigrafia sismica per definire l'architettura delle riflessioni sismiche, come offlap, aggradazione, retrogradazione (Fig. 3.1 e 3.2) (Mitchum and Vail, 1977; Mitchum et al., 1977). Questi termini sono stati successivamente incorporati in stratigrafia sequenziale al fine di descrivere i modelli deposizionali delle unità stratigrafiche e per fornire criteri diagnostici per il riconoscimento delle varie superfici e systems tracts (e.g., Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988; Christie-Blick, 1991). Le definizioni dei tipi principali di terminazioni stratigrafiche sono evidenziati in Fig. 3.1.



**Fig. 3.1:** Geometria e terminologia utilizzate per descrivere le riflessioni delle terminazioni stratali. Si noti che il tilting tettonico può causare confusione tra onlap e downlap, a causa del cambiamento nel rapporto tra l'immersione degli strati e l'immersione della superficie stratigrafica contro la quale essi terminano.

*Troncatura erosionale:* terminazione di strati contro una sovrastante superficie erosionale. Toplap possono essere associati ad una debole troncatura, ma la troncatura è più erosiva del toplap e implica o lo sviluppo del rilievo erosionale o lo sviluppo di un'unconformity erosionale.

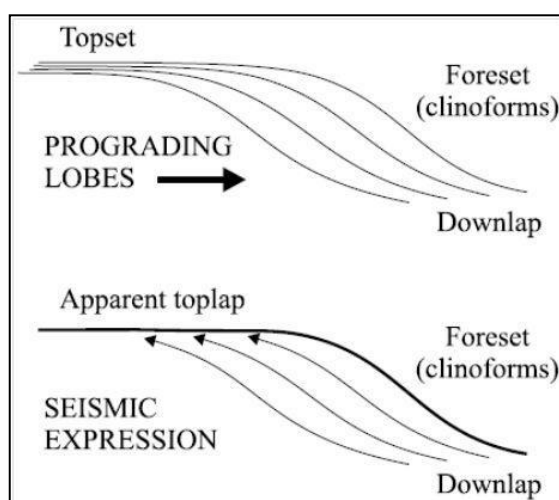
*Toplap:* terminazione di strati inclinati (clinoformi) contro una sovrastante superficie a basso angolo, principalmente a causa della non deposizione (bypass di sedimenti), ± minore erosione. Gli strati vanno a chiudersi verso terra al top delle unità clinostratificate e le terminazioni ringiovaniscono verso mare. La superficie di toplap rappresenta il limite di posizione prossimale dell'unità sedimentaria. In stratigrafia sismica, il topset di un sistema deltaico (depositi di piana deltizia) può essere troppo sottile per essere "risolto" nei profili sismici come un'unità separata (spessore al di sotto della risoluzione sismica). In questo caso il topset può essere confuso con il toplap (toplap apparente, Fig. 3.2).

*Onlap:* terminazioni di strati a basso angolo contro una superficie stratigrafica più inclinata. L'onlap segna le terminazioni laterali di un'unità sedimentaria (limite deposizionale). Terminazioni stratigrafiche di tipo onlap si possono sviluppare in ambienti marini, costieri e non marini:

- *onlap marini:* si sviluppano sulle scarpate continentali, soprattutto durante le trasgressioni (*slope aprons*; Galloway, 1989) e le regressioni forzate (*regressive slope onlap surfaces*; Embry, 2001), come risultato di processi gravitativi.
- *onlap costieri:* si riferiscono agli strati di shoreface distale che vanno in onlap sulla superficie di ravinement (tidale o da onda) durante la trasgressione della linea di costa, oppure a facies di piana deltizia/fronte deltizio che vanno in onlap su limiti di sequenza.
- *onlap fluviali:* si riferiscono allo spostamento verso terra dell'estremità a monte dell'area di aggradazione all'interno di un sistema fluviale durante la risalita del livello di base (trasgressione o regressione normale).

*Downlap*: terminazioni di strati inclinati contro una superficie a basso angolo. Downlap e onlap possono anche essere riferiti al termine più generale di baselap, che segna la base di un'unità sedimentaria al suo limite deposizionale. Il downlap si vede comunemente alla base dei clinoforimi progradanti, in ambienti marini profondi o poco profondi. E' raro generare downlap in ambienti non marini, ad eccezione degli ambienti lacustri. Il downlap quindi rappresenta un cambiamento di deposizione, da deposizione su slope marino (o lacustre) a condensazione marina (o lacustre), o non deposizione.

*Offlap*: il progressivo shift verso mare aperto delle terminazioni verso terra dell'unità sedimentaria all'interno di una sequenza in cui ogni successiva unità più giovane lascia esposta una porzione dell'unità più antica sulla quale giace. L'offlap è il prodotto della caduta del livello di base, quindi è diagnostico per le regressioni forzate.



**Fig. 3.2:** Espressione sismica di un pacchetto di Topset in cui lo spessore può essere troppo sottile in relazione alla risoluzione sismica. Ne può derivare una possibile confusione tra topset e toplap (da Catuneanu 2002).

Le terminazioni stratigrafiche permettono pertanto di dedurre il tipo di spostamento della linea di costa, e implicitamente le variazioni del livello di base presso la linea di costa. Ad esempio, gli onlap costieri indicano aggradazione, i toplap by-passing, gli offlap sono diagnostici per le regressioni forzate e i downlap si possono formare in relazione a regressioni normali o forzate (Fig. 3.3).

*Regression normale*: è guidata principalmente dall'apporto sedimentario, dove i tassi d'innalzamento del livello di base sono superati dai tassi di sedimentazione. Si verifica nelle fasi iniziale e finale dell'innalzamento del livello di base, quando i tassi di innalzamento del livello di base sono bassi. I tassi di progradazione sono generalmente bassi. L'aggradazione si verifica nei sistemi di piana deltizia (Fig. 3.3).

*Regressione forzata:* è guidata dalla caduta del livello di base. L'apporto sedimentario è poco influente, la linea di costa è costretta a regredire per la caduta del livello di base. I tassi di progradazione sono generalmente alti. I delta a regressione forzata sono caratterizzati da lobi progradanti che vanno in offlap. Il sedimento bypassa i sistemi fluviali e di piana deltizia. Sedimento addizionale viene fornito dall'erosione fluviale e marina. Questi processi forniscono un elevato apporto di sedimenti ai sistemi marini sia poco profondi che profondi (Fig. 3.3).

*Trasgressione:* è guidata dalla risalita del livello di base, dove i tassi di risalita del livello di base superano i tassi sedimentari. Viene di solito registrata aggradazione costiera e retrogradazione, talora associate a TSE (transgressive surface of erosion), tidal e/o nuove ravinement e, verso mare, healing phase wedge. In un caso, ad esempio, appartenente ai contesti costieri: (1) sedimentazione nell'estuario (aggradazione costiera) seguita da (2) erosione da onda (ravinement) nello shoreface superiore. Il bilancio tra le due decide il potenziale di preservazione delle facies estuarine. Indipendentemente dalla natura globale dei processi costieri (aggradazione vs erosione), la superficie da onda è onlappata dalle trasgressive shoreface (Fig. 3.3).

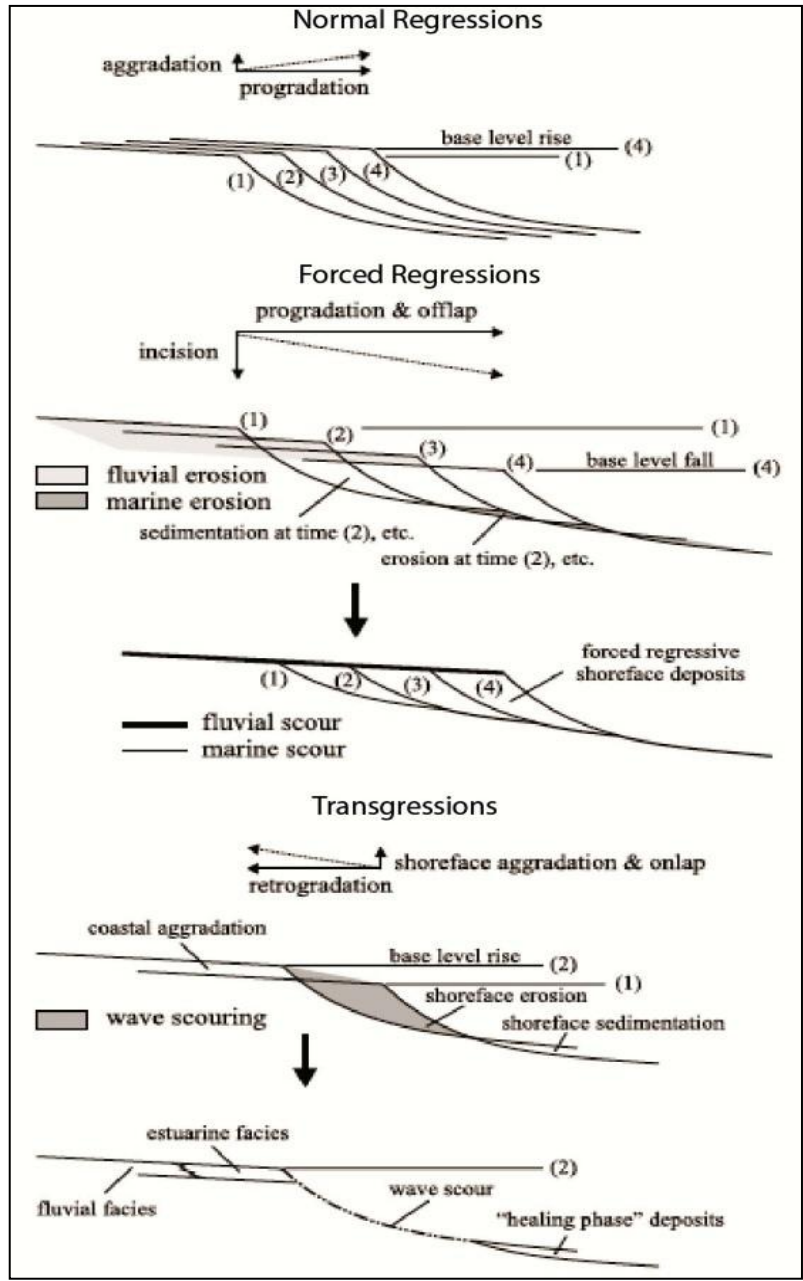


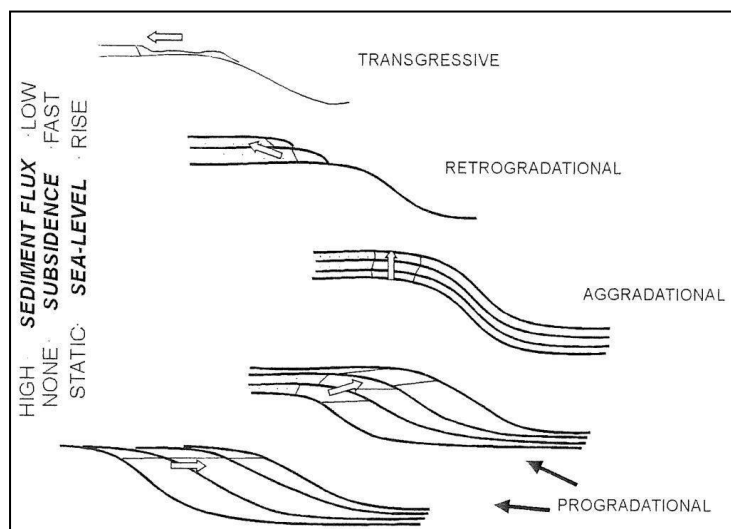
Fig. 3.3: Traiettorie della linea di costa (da Catuneanu 2002).



### 3.2. Sequenze Sismiche

I limiti delle sequenze sismiche sono tipicamente superfici di discontinuità ai margini del bacino, che passano a superfici di continuità correlati verso bacino. In aggiunta, le superfici di discontinuità solitamente separano facies sismiche diverse in relazione ai conseguenti cambiamenti nel sistema sedimentario. L'architettura del bacino come risulta dalle sequenze sismiche viene interpretata in termini di geometrie progradazionali, retrogradazionali e aggradazionali; con riferimento alla Fig. 3.4 abbiamo:

- 1) Geometrie progradazionali, tipicamente espresse da modelli clinoforni, sviluppati quando il tasso di creazione di spazio di accomodamento è inferiore al tasso sedimentario, per cui le facies e il tratto di offshore transition migrano verso bacino.
- 2) Geometrie retrogradazionali si verificano quando il tasso sedimentario è inferiore al tasso di creazione di spazio di accomodamento. Come risultato le facies mostrano una migrazione verso terra.
- 3) Geometrie aggradazionali si verificano quando il tasso sedimentario e il tasso di creazione di spazio di accomodamento sono grosso modo equilibrati e le facies sono caratterizzate da un impilamento stazionario.

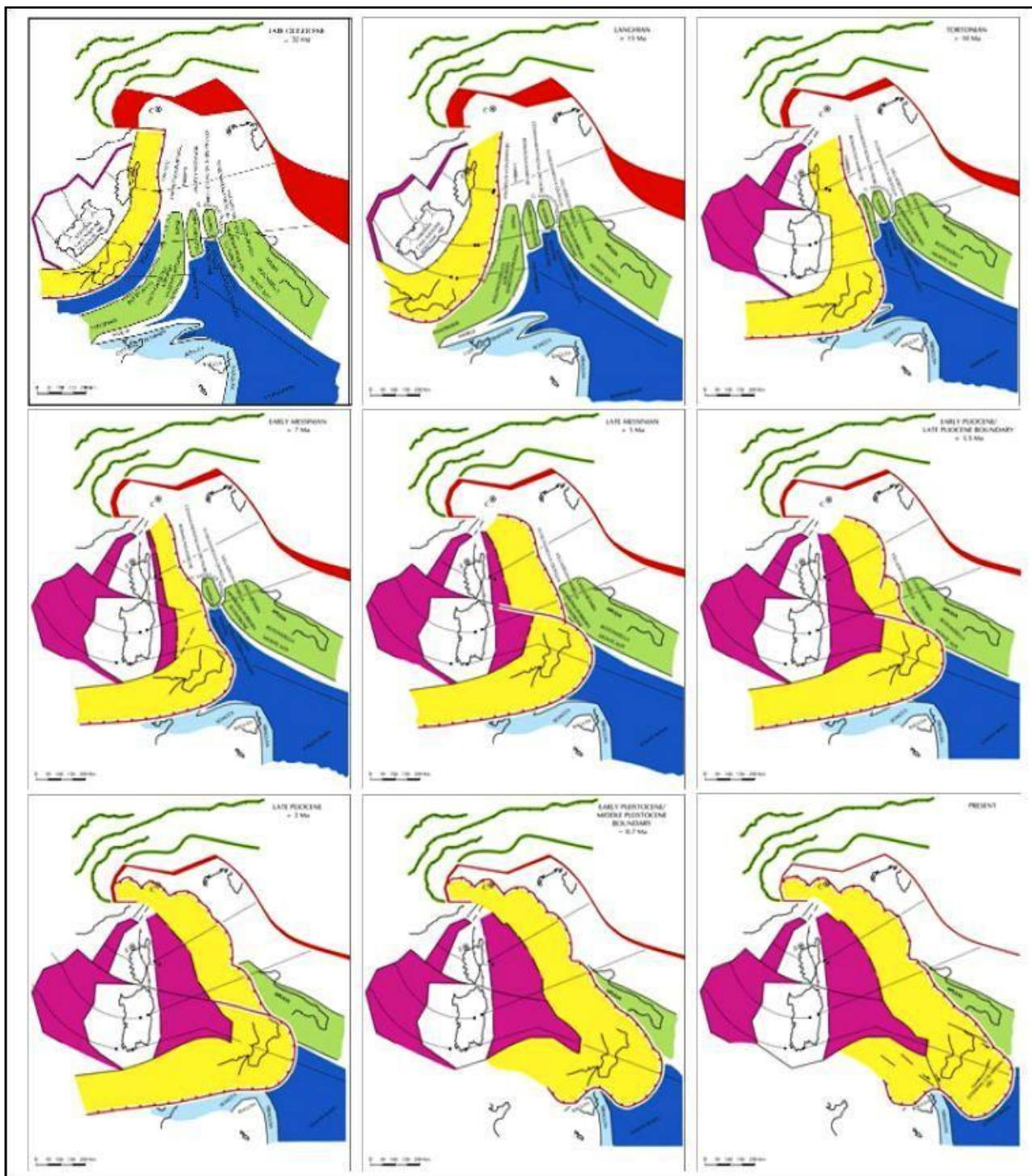


**Fig. 3.4:** Architettura di bacino come risultato del flusso di sedimenti, subsidenza e livello del mare (da Emery & Myers 2001), (in Mosca 2006).

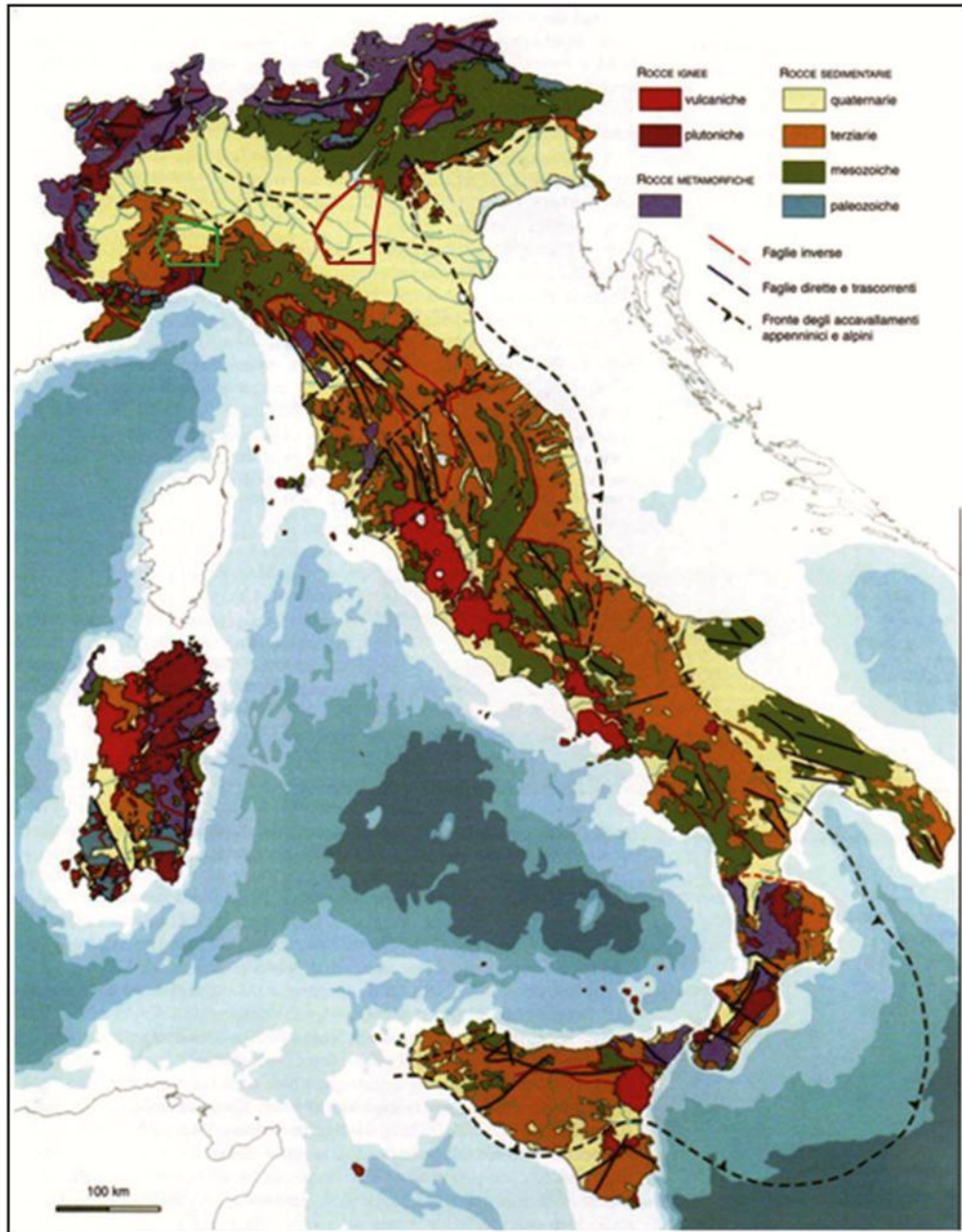
#### 4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Durante la formazione dell'oceano Ligure-Piemontese, nella fase distensiva mesozoica, si verifica una marcata interazione tra il margine di placca europeo e quello africano, ed in particolare tra il margine europeo e la microplacca Adria che, come promontorio della placca africana, si indenta contro il margine europeo. A causa di questa sua posizione peculiare, Adria ha subito le interferenze dei movimenti tettonici delle due placche principali, acquisendo un ruolo centrale durante la convergenza obliqua cenozoica tra Africa e Europa (Massari 1986a; Gelabert et al. 2002). In tale fase, questa microplacca ha subito un movimento rotatorio in senso antiorario dall'Oligocene superiore, collidendo con la placca europea e formando in tal modo la Catena Alpina e in seguito quella Appenninica (Fig 4.1).

L'attuale conformazione della microplacca adriatica è legata al succedersi di quattro principali fasi tettoniche: 1) fase transtensiva del Triassico sup.-Cretaceo inf., con l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese; 2) fase di convergenza N-S nel tardo Cretaceo, con la chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese; 3) collisione continentale e formazione della Catena Alpina nel Paleocene-Eocene: catena a doppia vergenza che si estende dalla Spagna all'Austria suddivisa in due unità, Sudalpina (rappresenta il retrowedge sud-vergente) e Austroalpina (nord-vergente) separate dal Lineamento Insubrico o Periadriatico (Zattin et al., 2006); 4) fase post-collisionale, dal tardo Eocene all'attuale, durante la quale si è impostato il sistema di *thrust-fold belt* nel contesto della rotazione antioraria del massiccio sardo-corso (Fig. 4.1), che ha portato alla formazione del corrugamento degli Appennini (Bosellini, 2005).



**Fig. 4.1:** Rotazione del blocco Sardo-Corso dal tardo Oligocene ad oggi. L'apertura del Mar Tirreno si realizzò a partire dal Serravalliano. (modificato da Scandone & Patacca 1990)



**Fig. 4.2:** Carta geologico-strutturale d'Italia nella quale sono rappresentate le due aree di studio nel bacino Padano-Adriatico; in rosso è raffigurata l'area della Rampa Mantovana (RM) e in verde l'area del Bacino di Alessandria.

Le due aree prese in considerazione per lo sviluppo di questa tesi fanno entrambe parte della Pianura Padana; tuttavia la sostanziale caratteristica che le contraddistingue è la differente origine dal punto di vista strutturale (Fig. 4.2). Entrambe risentono degli effetti delle due conseguenti orogenesi, Alpina prima e Appenninica poi, ma in modo differente in quanto il Bacino di Alessandria, data la sua posizione all'interno della zona

di giunzione Alpi-Appennino, risente in modo molto più diretto dell'interazione di tali orogenesi.

Sulla base di Bally A.W., Catalano R., Oldow J. 1985; Elementi di tettonica regionale, si può notare che le due aree di studio appartengono a due differenti contesti: la Rampa Mantovana classificabile come Bacino Perisuturale, il Bacino di Alessandria invece come originario Bacino Episuturale.

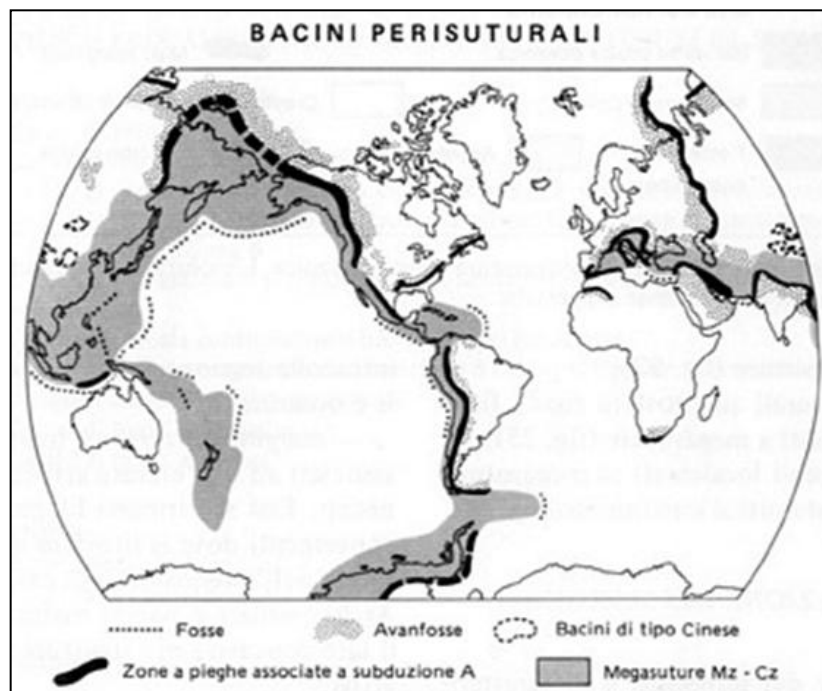
#### **4.1. BACINI PERISUTURALI ASSOCIATI A SUBDUZIONE A**

Il margine esterno di zone ceno-mesozoiche di tipo *Ampferer* o zone di *subduzione A* è una zona dove una parte di crosta sialica può trovarsi subdotta a profondità intermedie, al di sotto dell'area di megasutura, e dove si formano scollamenti per pieghe a grande scala e vasti sovrascorrimenti della sovrastante copertura sedimentaria. Le ricostruzioni paleo tettoniche nell'area alpina (Laubscher, 1965; Trumphy, 1969) provano l'esistenza di un processo di subduzione sialica. I bacini perisuturali sono quindi adiacenti alle megasuture e si sviluppano su litosfera rigida. Perciò vengono differenziati dai bacini di fossa oceanica (subduzione B) (Fig. 4.3).

Rispetto alle fosse oceaniche le avanfosse possono essere viste come depressioni omologhe sovrainposte su un pendio continentale che immerge verso le megasuture. Ambedue si trovano in sistemi dinamici e, col tempo, i depocentri di questi bacini migrano allontanandosi dall'asse della megasutura. I sedimenti delle fosse oceaniche si depositano direttamente su crosta oceanica, quelli delle avanfosse si sviluppano invece su successioni sedimentarie di piattaforma che a loro volta si erano depositate su crosta continentale. I depositi iniziali di avanfossa sono comunemente rappresentati da successioni di mare profondo di tipo flysch mentre i depositi tardivi sono caratterizzati da sedimenti di tipo molassa di mare più basso. Il termine avanfossa (*foredeep*) così comunemente usato (v. anche Dennis, 1967) si riferisce a una depressione del basamento senza implicare alcuna connotazione morfologica e batimetrica.

Le avanfosse vengono divise in avanfosse impostate su pendii continentali (rampe) con poca o nessuna traccia di tettonica sinsedimentaria nel basamento sottostante ed avanfosse impostate su di un basamento a volte fagliato. In ambedue i

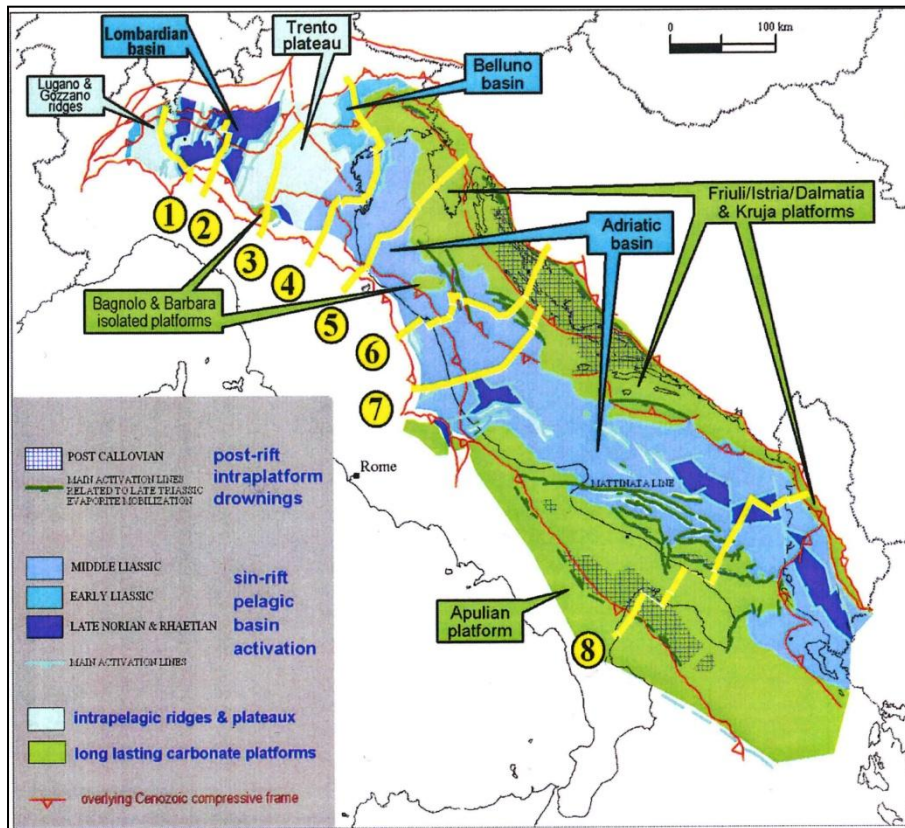
casi, le piattaforme, costituenti il pendio continentale, possono avere attraversato lo stadio di aulacogeno o di graben in un momento anteriore allo sviluppo dell'avanfossa.



**Fig. 4.3:** Bacini perisuturali. Questi bacini associati alla formazione di megasuture sono localizzati ai loro margini. Si differenziano in fosse oceaniche, determinate da processi di subduzione di tipo B, e in avanfosse associate a margini collisionali (tipo A). Entrambi i tipi di bacini possono essere visti come fosse che si sovrappongono a segmenti crostali che si immergono al di sotto delle megasuture (pendio regionale). Al contrario delle fosse oceaniche le avanfosse sono estremamente importanti per la ricerca petrolifera. Si distinguono avanfosse con o senza basamento dissezionato da tettonica a blocchi. (Bally et al. 1985)

#### 4.1.1. Rampa Mantovana (RM)

Il foreland Padano-Adriatico è l'avampaese comune a tre catene, Sud Alpina, Appenninica e Dinarica. Così come nei settori di confine della catena, l'architettura compressionale dell'area è sovrainposta sul quadro polifasico prodotto dalle fasi estensionali Mesozoiche.



**Fig. 4.4:** Architettura estensionale Mesozoica (post Carnica) (da Fantoni & Franciosi 2010).

La compressione Cenozoica ha interessato l'area padana in tempi diversi e con il cambiamento di direzione del trasporto tettonico: il sistema Dinarico (compressione E-W) dal Paleocene al Pleistocene, il Sud Alpino (compressione N-S) durante l'Eocene medio fino al Miocene nelle fasi Meso e Neoalpine, e il sistema Appenninico settentrionale (compressione NNE-SSW, in riferimento alla configurazione odierna) dall'Oligocene superiore al Plio-Pleistocene.

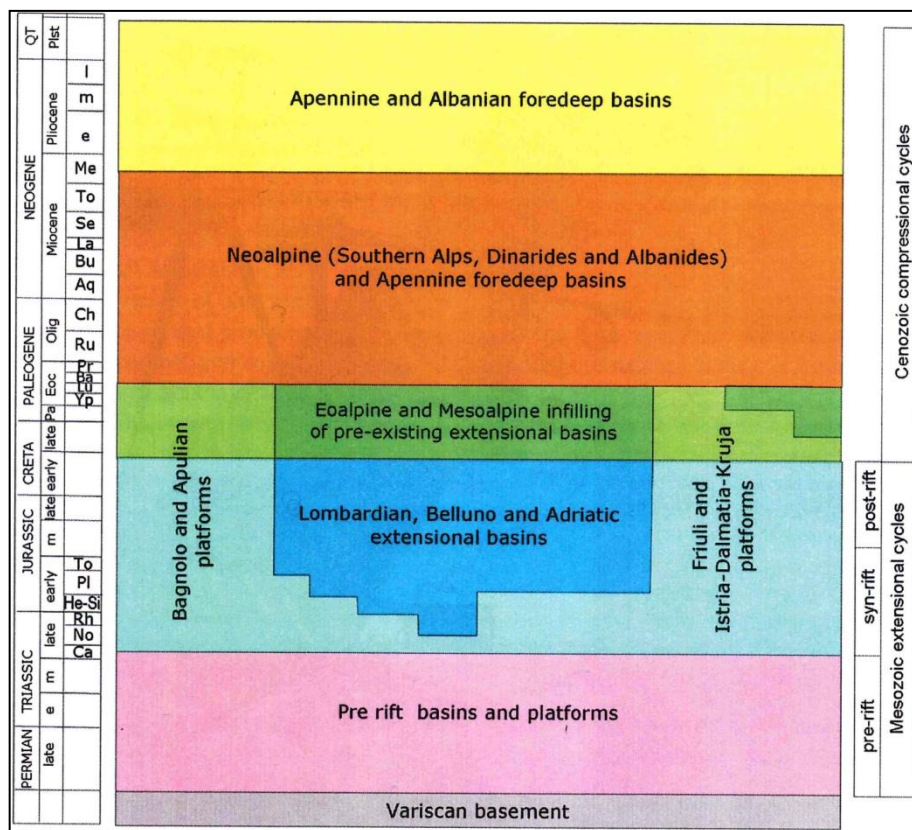


Fig. 4.5: Cicli tettono-sedimentari Meso-Cenozoici (da Fantoni & Franciosi 2010).

L'Appennino settentrionale si è sviluppato dal tardo Oligocene ad oggi (Ricci Lucchi 1986; Boccaletti et al. 1990) come conseguenza della collisione della placca europea con la microplacca Adria (Boccaletti et al. 1971; Elter 1975; Marroni et al. 2002) nel contesto di una subduzione “ensialica” o di tipo-A (Bally and Snelson 1980), in conseguenza della rotazione antioraria del massiccio sardo-corso. Il bacino di foreland (o avanzaese) dell'Appennino settentrionale si è evoluto attraverso una serie di successive fasi tettoniche portando ad una graduale migrazione verso l'esterno del thrust-fold belt Appenninico. Questa evoluzione è registrata dalla migrazione verso NE di una serie di foredeep asimmetrici e degli associati bacini di piggy-back (sensu Ori and Friend 1984), sviluppati sul margine interno del thrust-sheets. Il *foredeep* (avanfossa) corrisponde al depocentro più esterno e profondo del bacino di foreland (Giles and DeCelles 1996). Esso è delimitato al margine più esterno dalla *Foreland Ramp* e al margine interno dalle *thrust-propagation fold* sommerse della fascia di thrust-and-fold Appenninici (Pieri and Groppi 1981; Pieri 1983; Castellarin et al. 1985; Castellarin and Vai 1986; Fantoni and Franciosi 2010).



Nei bacini di *foredeep* la sedimentazione è relativamente costante e in genere si verifica in ambienti di acqua profonda e con alti tassi di sedimentazione. Il foredeep Appenninico (dal Messiniano al presente) è denominato Modern Apennine Foredeep (MAF) ed è un bacino ampio ed allungato, indeformato o leggermente deformato, che si estende parallelamente agli assi strutturali locali dell'Appennino settentrionale, centrale e meridionale. Il suo riempimento è caratterizzato dalla presenza di una spessa successione di depositi torbiditici Messiniani, Pliocenici e Pleistocenici. Il MAF è suddiviso da grandi lineamenti strutturali in depocentri distinti e relativamente indipendenti. Il Po-Plain-Adriatic Foredeep (PPAF) (Fig. 5.7) si è sviluppato in corrispondenza dell'attuale Pianura Padana orientale e del Mare Adriatico settentrionale (Ghielmi et al. 2010).

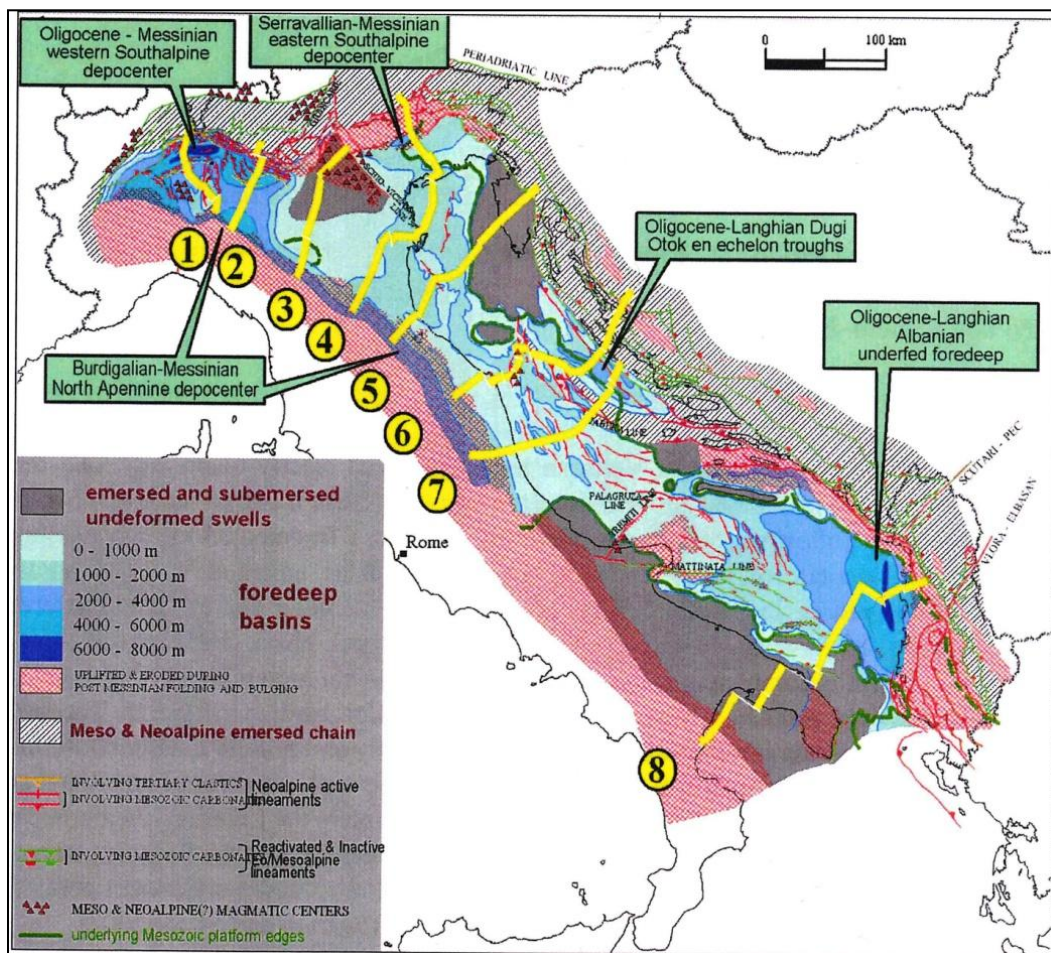
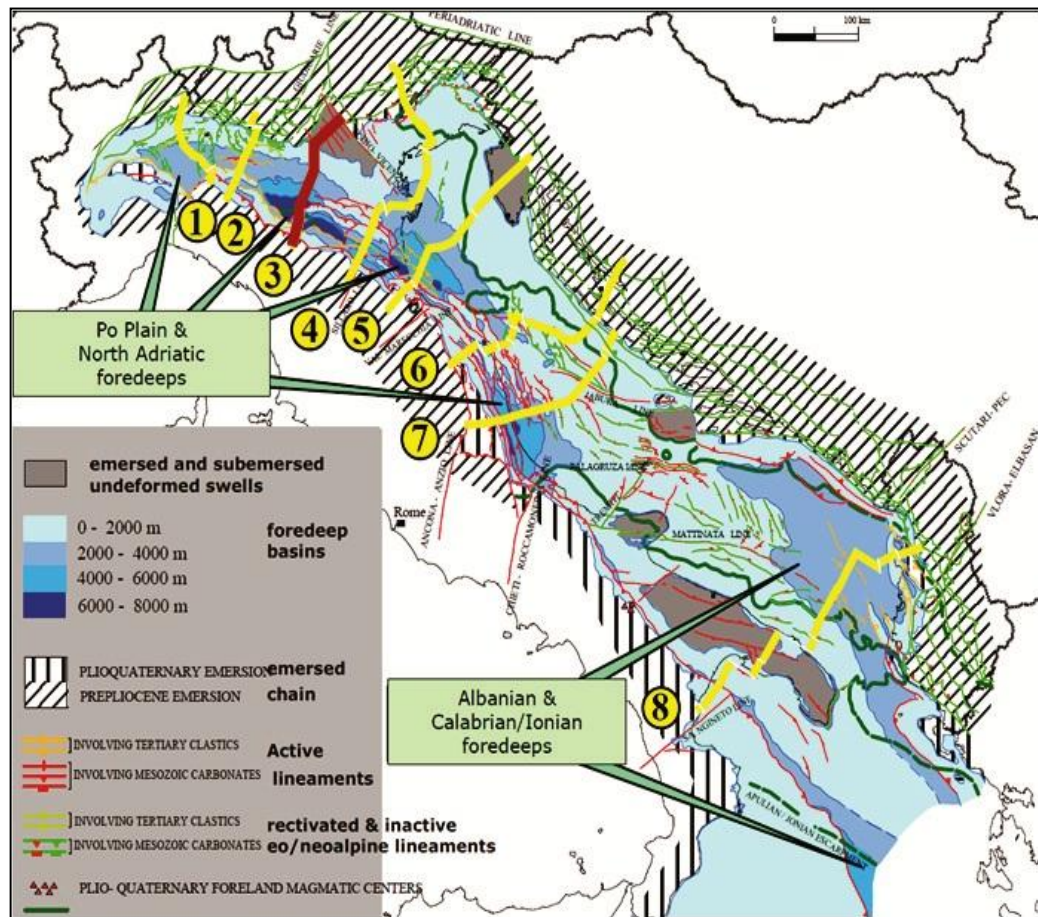
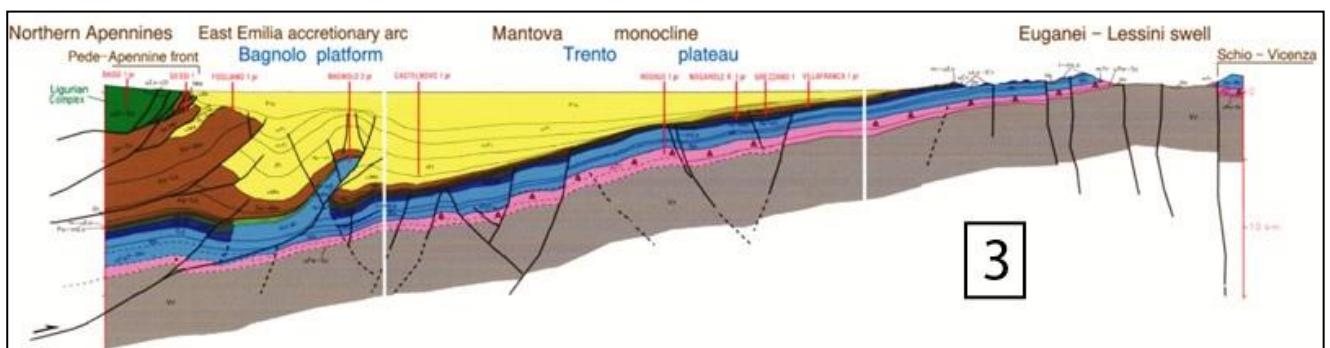


Fig. 4.6: Sistemi di avanfossa Neopalini, Eocene-Messiniano (da Fantoni & Franciosi 2010)

Questa parte del lavoro di tesi si sviluppa in quest'area, in particolare verranno trattati i rapporti tettono-sedimentari della zona corrispondente al foreland della Rampa Mantovana (Figg. 4.6, 4.7 e profilo orientato SSW-NNE in Fig. 4.8)



**Fig. 4.7:** Sistemi di avanfossa Appenninici del Messiniano-Pleistocene. Il profilo N°3 (segnato in rosso) è quello riguardante la zona di studio (vedi Fig. 4.8). (da Fantoni & Franciosi 2010)

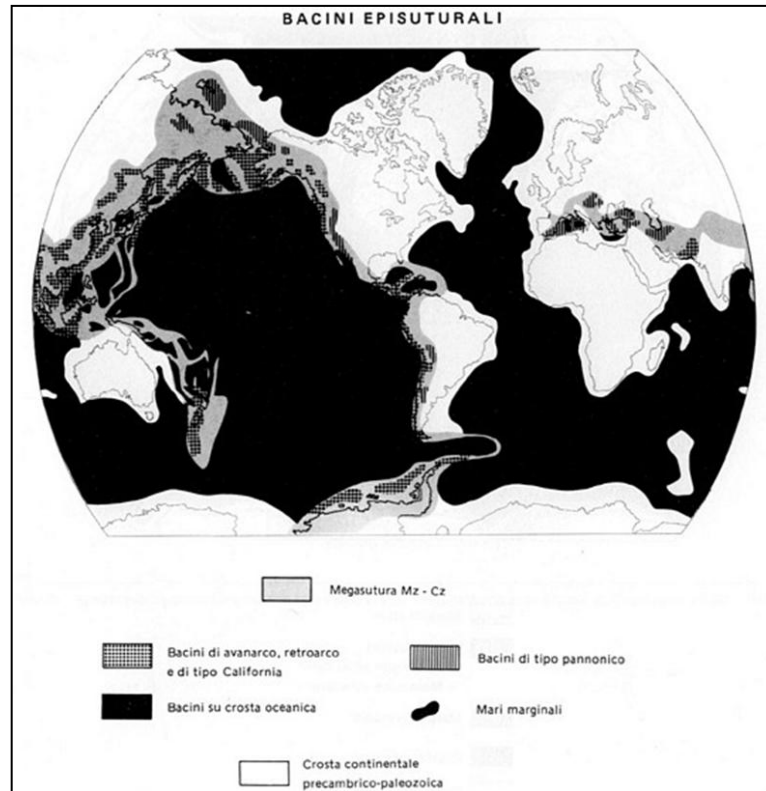


**Fig. 4.8:** Sezione geologica lungo la Pianura Padana (esagerazione verticale 2:1). Il profilo comprende la zona in esame della Rampa Mantovana. (da Fantoni & Franciosi 2009)

## **4.2. BACINI EPISUTURALI ASSOCIATI A SUBDUZIONE B**

Il margine esterno di zona di Benioff o di subduzione B è una zona dove la zolla di litosfera oceanica si immerge sotto la zolla continentale sialica. I bacini episuturali localizzati su megasuture presentano delle dimensioni ridotte. La formazione di molti di questi bacini è intimamente legata ai processi di subduzione (sia di tipo B che di tipo A) ed alla formazione di mari marginali su margini attivi (Karig, 1971, 1974; Packham e Falvey, 1970). I bacini episuturali hanno vita breve perché tendono ad essere coinvolti nel processo orogenico che segue immediatamente la loro formazione; ne consegue che il numero degli antichi bacini episuturali integri è piuttosto esiguo.

Il Bacino di Alessandria, trattato in questa parte di lavoro, rientra a far parte dell'area del Bacino Terziario Piemontese (BTP) ed è un esempio di bacino episuturale che evolve poi in bacino perisuturale. Infatti nel periodo tra l'Eocene superiore e l'Oligocene, durante la fase epi-mesoalpina, il BTP è considerato un bacino episuturale in quanto si è formato in seguito del collasso orogenico, conseguenza dell'azione dell'orogenesi alpina. Questo bacino, nel periodo Mio-Pliocenico, è stato incorporato nella catena Appenninica in seguito alla successiva orogenesi che ha interessato gli Appennini settentrionali. Tale incorporazione ha suggerito il passaggio del BTP da bacino episuturale a bacino perisuturale, con la messa in posto della thrust-fold belt e la migrazione verso l'avampaese dei thrust frontali appenninici (vedi Mosca et al. 2009).



**Fig. 4.9:** Distribuzione dei maggiori bacini episuturali all'interno delle megasuture mesozoiche. I bacini associati ad un margine di subduzione B sono indicati con puntini e sono presenti nelle aree circumpacifiche. I bacini associati ad una zona di subduzione A sono indicati con linee verticali. Essi tendono a disporsi secondo due fasce di direzione N-S (dalla Siberia al Sud America) l'una ed a direzione E-W (attraverso la regione Tetide-Mediterranea) l'altra. (Bally A.W. et al. 1985)

#### 4.2.1. BTP (Bacino Terziario Piemontese)

La giunzione Alpi-Appennini è situata all'interno di un'area larga circa 100 km, la cui evoluzione è pensata essere una diretta espressione del complesso cinematico relativo alla collisione tra le placche Europa e Adria e associate rotazioni in senso antiorario su larga scala (Fig. 4.10).

Le Alpi Liguri, corrispondenti all'estremità SW dell'edificio alpino, sono composte da unità tettoniche strappate via dall'oceano Ligure Giurassico e dagli adiacenti margini continentali durante la subduzione e collisione continentale tra l'Africa e l'Europa (Vanossi et al., 1984). Durante la collisione, frammenti di crosta oceanica e continentale vennero subdotti ad elevate profondità, impilati e rapidamente

riesumati (prima dell'Oligocene inferiore) (e.g. Rubatto and Herman, 2001; Federico et al., 2004). Nell'Oligocene superiore il blocco Sardo-Corso iniziò a ruotare portando all'apertura del Bacino Liguro-Provenzale (Doglioni et al., 1997; Rollet et al., 2002). Dopo la fase di *rifting* (Aquitano superiore) le Alpi liguri entrarono a far parte del margine continentale passivo settentrionale dell'oceano Ligure-Provenzale. La fase di drifting si concluse (Burdigaliano-Langhiano) quando il sito di estensione si spostò a E del blocco Corsica-Sardegna causando l'apertura del Mar Tirreno. Accorciamenti limitati continuarono a N nella Pianura Padana occidentale (Pieri and Groppi, 1981; Falletti et al., 1995) e a S nel Mar Ligure (Laurent et al., 2000; Foeken et al., 2003).

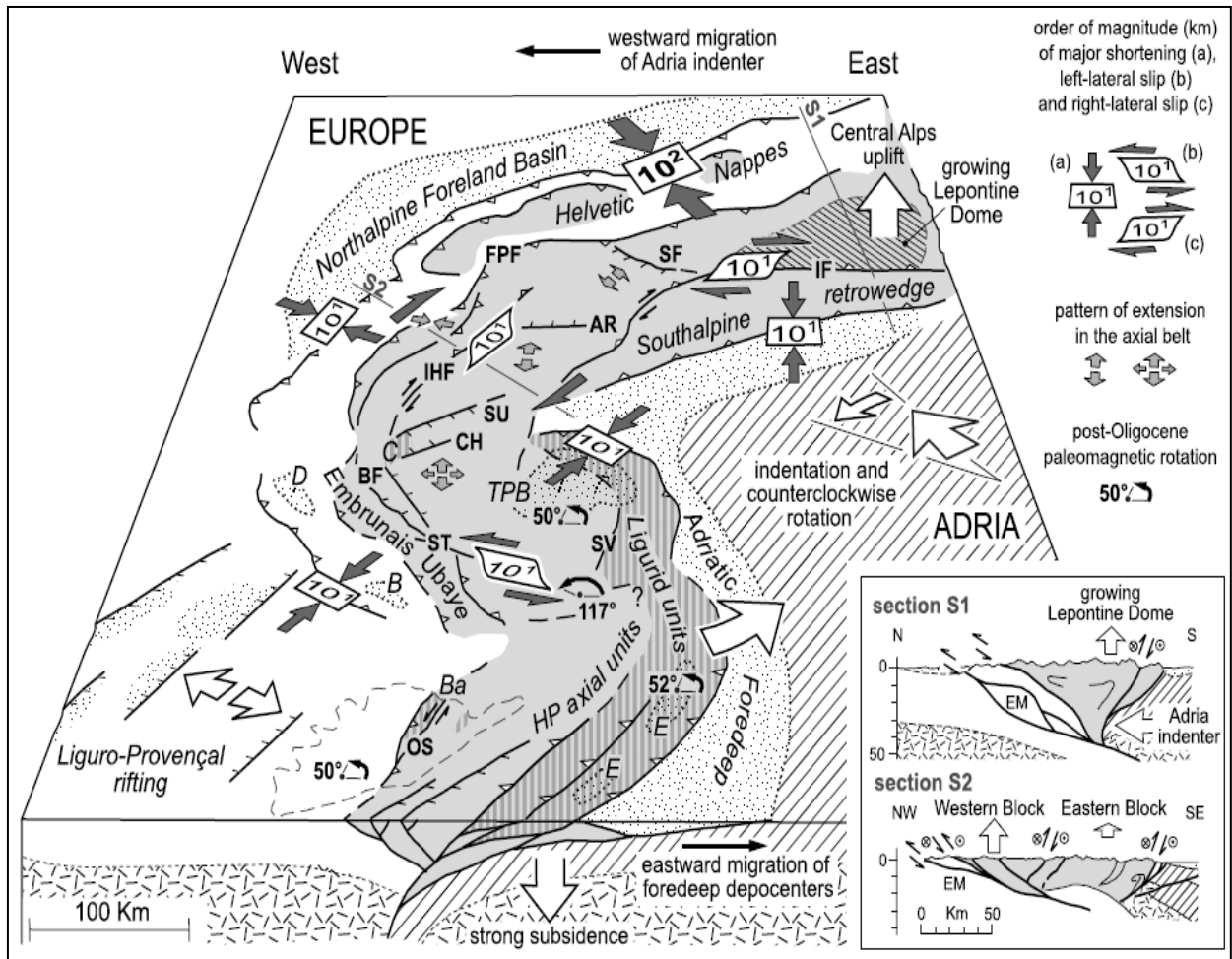
L'evoluzione geologica che ha portato alla formazione dell'attuale complicato contesto strutturale del nodo Alpino-Appenninico, quindi dei relativi bacini, si spiega prendendo in considerazione due diversi e contemporanei meccanismi: rotazione e zone di taglio.

Secondo vari modelli (Lickorish et al., 2002), le trascorrenze scala orogene osservate nella fascia assiale NW possono essere il risultato dello *strain partitioning* durante la convergenza obliqua della placca. Questi modelli implicano la presenza di transpressioni-dx all'interno del cuneo frontale tra Adria ed Europa e transpressioni-sx lungo il cuneo laterale (asse alpino più meridionale). I thrusts più antichi nelle parti più interne del cuneo accomoderebbero la maggior parte delle deformazioni strike-slip, mentre i thrusts più giovani sugli archi esterni accomoderebbero gli spostamenti dip-slip (Lickorish et al., 2002).

Nelle Alpi SW la transpressione-dx venne accomodata lungo la faglia di Bersezio non prima del Pliocene (Tricart, 2004; Bigot-Cormier et al., 2006), mentre il maggior slittamento laterale sx si verifica lungo la faglia dello Stura (WNW-ESE) e associate linee Preit e Frama Morte (Ricou, 1981; Lefe`vre, 1983; Giglia et al., 1996; Bigot-Cormier et al., 2006). L'offset laterale sx sarebbe di circa 40-50 km, in accordo con la rotazione antioraria del blocco attestato dai dati geomagnetici nelle Alpi Liguri (Collombet et al., 2002). Si noti che la faglia Sestri-Voltaggio, che separa le unità Liguri e le unità Appenniniche all'interno della cintura assiale, è stata già sigillata dai sedimenti Terziari Piemontesi nell'Oligocene inferiore (Crispini and Capponi, 2001).

La convergenza obliqua è stata attiva dal tardo Oligocene, dando luogo a thrusting nel BTP, con la messa in posto di unità Appenniniche-Liguridi (a nord delle quali è

presente l'avanfossa Padano-Adriatica), e a una zona di megasutura sx nelle Alpi Liguri (Mosca et al. 2009). I dati paleo-magnetici attestano una rotazione in senso anti-orario intorno ai 50° delle rocce del TPB dal tardo Oligocene (Maffione et al., 2008), in linea con la rotazione dell'Appennino settentrionale (Muttoni et al., 1998) e il Blocco Sardo-Corso (Gattacceca et al., 2007).

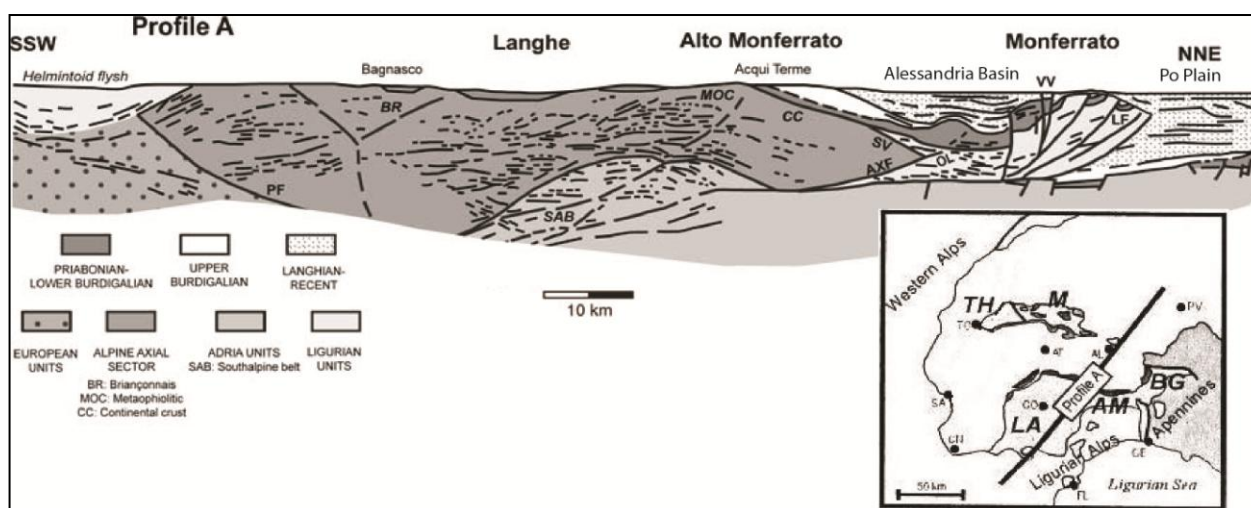


**Fig. 4.10:** Partizionamento dello strain nel nodo Alpi-Appennini. Le sezioni trasversali, che mostrano i Massicci Interni (EM) ancora in profondità, sono retro deformate (secondo Schmid et al. 1996) (S1, EGT e Traverso Orientale NRP 20) e (Leloup et al. 2005) (S2, ECORS-CROP). La faccia meridionale del modello 3-D è ispirata da (Doglioni et al. 1998) (CROP M-12A, CROP-03, CROP M-16). Il grigio indica l'asse Alpino, retrowedge Sud-Alpino e il proto-Appennino; le strisce verticali indicano le facies a scisti verdi delle unità Liguri (Ba, Balagne; C, Chenaillet). Bacini di Thrust-sheet-top (B, Barre-me; D, De'voluy) e bacini di foreland su crosta Europea (secondo Ford and Lickorish 2004); bacini su crosta Adria e sopra la cintura assiale (E, successioni Epiliguri; TPB, Bacino Terziario Piemontese) (secondo Garzanti and

Malusa` 2008). Le faglie principali sono: AR, Aosta-Ranzola; BF, Briançonnais; CH, Chisone; FPF, Frontal Pennine; IF, Insubrica; IHF, Internal Houiller; OS, Ostriconi; SF, Simplon; ST, Stura; SU, Susa; SV, Sestri-Voltaggio. (da Marco G. Malusà et al. 2009)

Come rappresentato in Figura 4.10, ad accomodare la convergenza obliqua tra le placche Adria ed Europa sono zone di strike-slip nella fascia assiale e coevi thrust nelle aree esterne. Il raccorciamento è massimo nelle falde Elvetiche ed è limitato altrove ad un ordine di 100 km. Il modello concettuale 3-D rappresenta la situazione nel tardo Oligocene-Miocene inferiore. L'ammontare dell'accorciamento e dello scorrimento laterale si riferiscono all'Eocene-Miocene inferiore.

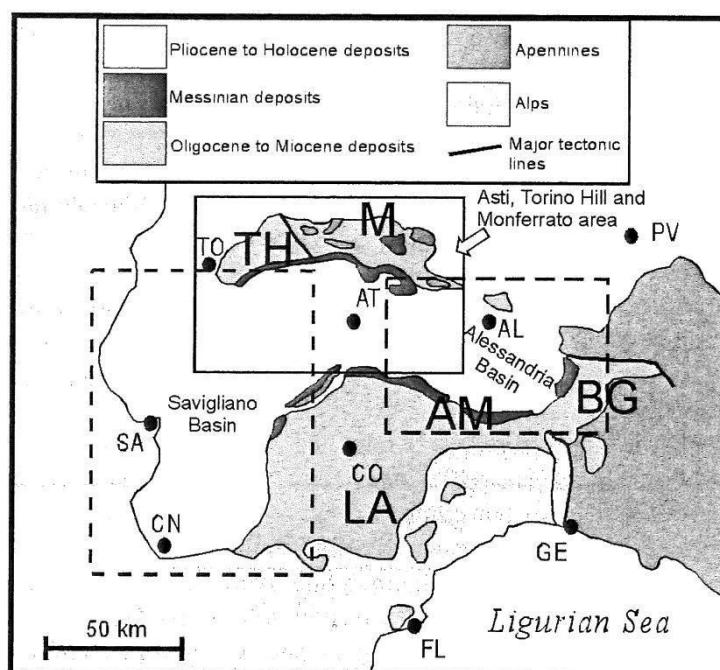
La faglia Sestri-Voltaggio separa le unità Liguri dalle unità penniniche ad alta pressione all'interno della fascia assiale, ed è sigillata dagli strati dell'Oligocene inferiore del Bacino Terziario Piemontese. Il limite tra Alpi e Appennini (principalmente assestato a partire dal Miocene), si trova più a Est lungo i thrusts basali sotto le unità Liguri dell'Appennino settentrionale (Cerrina Feroni et al. 2004). Durante l'apertura del bacino Liguro-Provenzale, la rotazione antioraria dei proto-Appennini, del Bacino Terziario Piemontese e del blocco Sardo Corso, viene accomodata dalla faglia laterale sinistra dello Stura e probabilmente da altre faglie laterali sinistre nel basamento delle Alpi Liguri.



**Fig. 4.11:** Profilo geologico regionale attraverso l'area di giunzione Alpi-Appennini. La traccia del profilo è indicata nel riquadro. (AXF Front of the Alpine axial sector, LF Ligurian Fronts, OL Ottone-Levanto, PF Penninic Front, SV Sestri-Voltaggio, VV Villavernia-Varzi) (Mosca 2006; Mosca et al. 2009).

Il BTP (Eocene superiore-Recente) è situato tra tra la Pianura Padana e il Bacino Liguro-Provenzale. Ricopre unità Penniniche (Massiccio Alpino di Voltri), Briançonnese e Liguri, copre in parte il contatto convenzionalmente definito tra le Alpi occidentali e l'Appennino settentrionale lungo la Zona Sestri-Voltaggio (Cortesogno and Haccard, 1984; Dela Pierre et al., 1995; Piana and Polino, 1995; Polino et al., 1995). Può essere suddiviso in quattro settori, ognuno caratterizzato da successioni stratigrafiche ed evoluzione sedimentaria parzialmente differenti; da Ovest a Est sono il Monregalese, le Langhe, l'Alto Monferrato e il settore Borbera-Grue (Fig. 4.12).

Il BTP è comunemente interpretato, almeno per la sua porzione Eo-Oligocenica, come un *bacino episuturale* situato sulla sommità dell'edificio alpino (Biella et al., 1988; Polino et al., 1990; Shumacher and Laubscher, 1996; Biella et al., 1997; Schmid and Kissling, 2000), mentre a partire dal Miocene diventa un bacino di thrust-top Appenninico (Mosca et al. 2009).



**Fig. 4.12:** Settori della zona in esame della Pianura Padana occidentale. Depositi di età compresa dall'Oligocene al Miocene: AM, Alto Monferrato; BG, Borbera-Grue; LA, Langhe; M, Monferrato; TH, Torino Hill. AL, Alessandria; AT, Asti; CN, Cuneo; CO, Cortemilia; FL, Finale Ligure; GE, Genova; PV, Pavia; SA, Saluzzo. (da Mosca 2006)



Durante la collisione (tardo Eocene-Oligocene inferiore) le unità metamorfiche del settore alpino sono state progressivamente esumate e parzialmente esposte. Il limite interno del settore assiale alpino può essere tracciato in profondità dall'attuale esposizione del lineamento Insubrico fino alla zona di Saluzzo, e continua poi nel sottosuolo verso est. La sua estensione orientale interessa livelli strutturali meno elevati (Unità Liguri), cioè la faglia Ottone-Levanto e la sua continuazione sepolta. Quest'ultima faglia definisce anche il sovrascorrimento delle Unità Liguri interne sopra a quelle esterne.

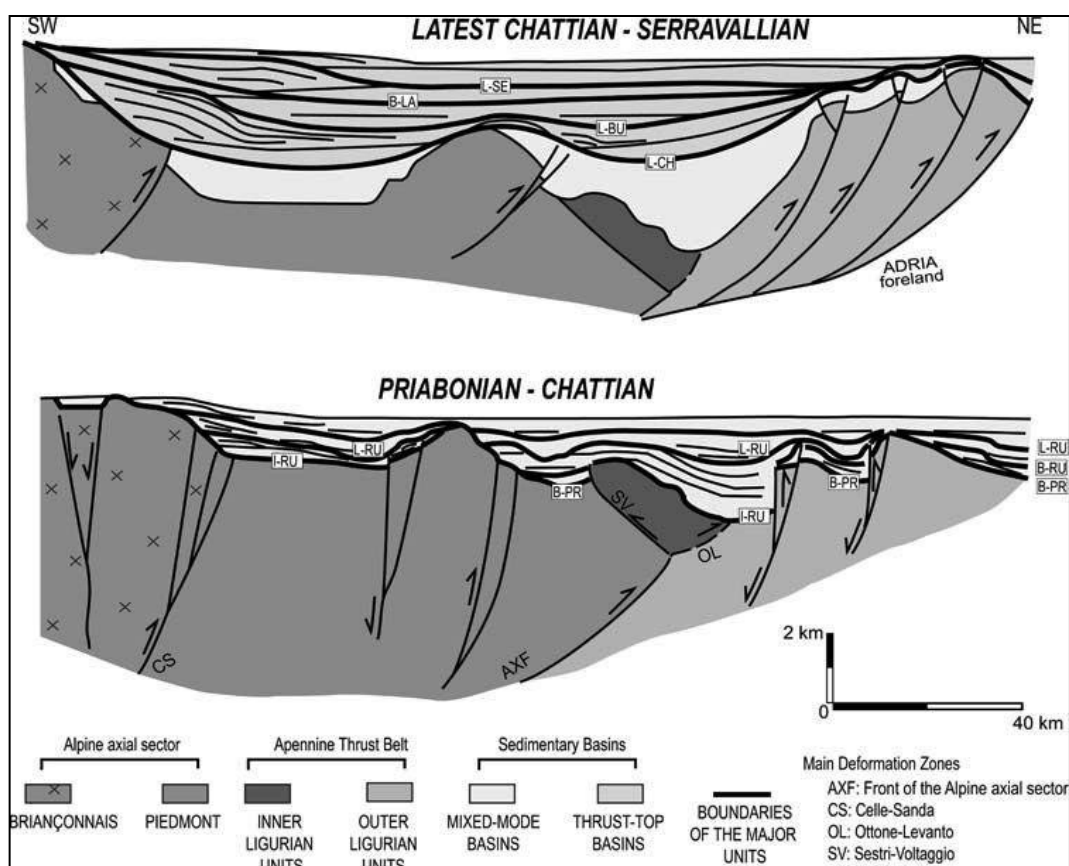
La faglia Sestri-Voltaggio, la cui principale attività è sigillata dai sedimenti dell'Oligocene inferiore, giustappone in superficie le Unità Liguri interne e il settore assiale alpino (Fig. 4.11).

La faglia Ottone-Levanto non è correlata al sistema Villavernia-Varzi. Questo sistema infatti consiste in faglie ad alto angolo Sud-immersive che accomodano il tilting flessurale al margine meridionale di Adria e poi riattivato come contrazionale durante la propagazione verso l'esterno (Miocene medio-Miocene superiore) delle Unità Liguri esterne. (Fig.4.13). All'interno della parte meridionale del settore alpino assiale, il sistema di faglie Celle-Sanda e la sua estensione nel sottosuolo ha svolto un ruolo importante nell'Oligocene e ha guidato la giustapposizione delle unità Briançonesi e Pennidiche.

Dopo il tardo Oligocene, i thrusts Appenninici con vergenza principale NE hanno influenzato (e in seguito hanno prevalso su) sia l'intero sistema collisionale che il substrato composito e i bacini sovrastanti. A est si è verificato un notevole raccorciamento lungo il fronte esterno Appenninico, mentre nella giunzione Alpi-Appennini un complesso puzzling di strutture adiacenti hanno accomodato l'intensa deformazione crostale. L'attività di tutte queste faglie profonde ha causato la giustapposizione dei differenti livelli crostali che formano il substrato dei bacini marginali in sviluppo e hanno controllato la loro evoluzione sedimentaria.

Le strutture sviluppatesi nell'area della collina di Torino-Saluzzese (thrusts SSE vergenti di età Eocene superiore-Miocene inferiore e thrusts NNW vergenti di età Miocene superiore) sono state controllate da faglie con trend circa E-W che hanno deformato la placca Adriatica. La presenza di queste ultime strutture potrebbe spiegare lo sviluppo delle rampe laterali nel sistema di faglie nelle aree della collina di Torino e

Saluzzo-Sommariva. Durante il tardo-Eocene sino all'inizio-Miocene, il sistema di queste strutture aventi trend da WSW-ENE a WNW-ESE controllavano attivamente una transfer zone regionale sinistra. Poi, dal tardo-Miocene, thrusts con vergenza NNW hanno accomodato un accorciamento regionale, probabilmente dovuto alle ultime rotazioni controllate dall'apertura del bacino Tirrenico a sud-est.



**Fig. 4.13:** Profili che mostrano il controllo tettonico nell'evoluzione e nell'architettura del bacino. (da Mosca et al. 2009)

Questa cinematica è controllata a scala regionale, nella giunzione Alpi-Appennino, da una fase di propagazione della fascia Sudalpina sud-vergente (dalla Pianura Padana fino alla Collina di Torino-Saluzzese) tra il tardo-Eocene al tardo-Oligocene. Poi, dal tardo-Oligocene all'inizio del Miocene, l'evoluzione è stata controllata a livello regionale dalla propagazione (da N a NE) delle Unità Liguri nel Monferrato e nelle falde Appenniniche, mentre la struttura sud-vergente della Collina di Torino e Saluzzese appare disattivata. Successivamente tettonica N-vergente coinvolge anche la Collina di Torino e l'area Saluzzese.



## **5. AREA 1 – RAMPA MANTOVANA (RM)**

### **5.1. EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA**

Nell'area di studio il margine sepolto delle Prealpi Lombarde, approssimativamente orientato WNW-ESE, è il risultato dell'evoluzione dal Messiniano al Recente dell'avanfossa degli Appennini settentrionali, e corrisponde al loro 'bulge' periferico. Come conseguenza, questo settore è sepolto sotto un prisma sedimentario post-Messiniano che si ispessisce verso SSW.

Le Prealpi Lombarde orientali e le loro relazioni con la Piattaforma di Trento sono caratterizzate da frequenti lineamenti trasversali, che interrompono lungo direzione i principali thrust sheets. Tale contesto è caratterizzato da stili strutturali variabili lateralmente; la causa di questa variabilità è essenzialmente controllata da variazioni nelle caratteristiche del margine marginale continentale delle Alpi Meridionali durante il Mesozoico.

L'inversione dei bacini sedimentari è atipica rispetto ai classici modelli d'inversione, dovuta all'alto angolo tra la direzione dell'estensione Mesozoica (E-W) e quella dell'orogenesi Alpina (approssimativamente N-S). Le faglie principali della fase di rift sono state invertite come zone trasversali e/o rampe laterali, ma la maggior parte di esse sono ancora riconoscibili. Tali strutture controllano profondamente lo stile strutturale dell'area di studio in termini di spessore e comportamento reologico della successione sedimentaria del basamento, così come anche la posizione ed estensione laterale dei principali livelli di scollamento.

I principali domini paleogeografici del Sudalpino centrale che si sono formati durante la fase di rifting sono il Bacino Lombardo e la Piattaforma di Trento (Fig.19), separati dalla nota Linea Ballino Garda (Castellarin, 1972). Questi domini sono caratterizzati da differenziale subsidenza e storia sedimentaria (Bertotti et al. 1993).

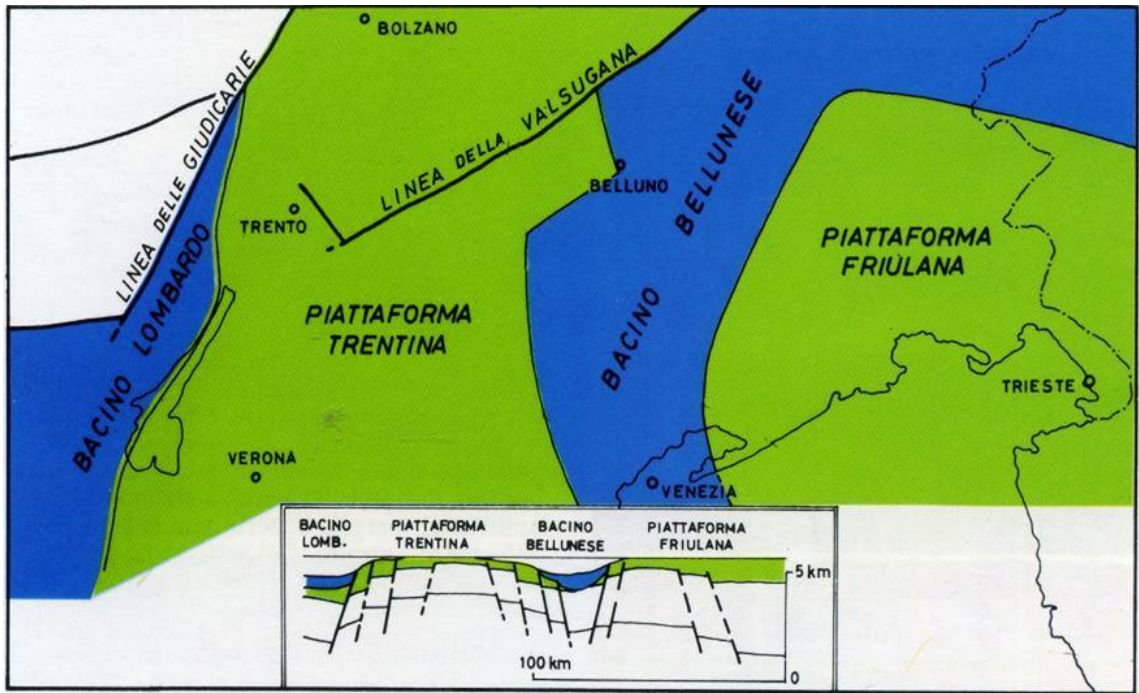


Fig. 5.1: Domini paleogeografici del Sud Alpino formati durante la fase di rifting che ebbe inizio nel Triassico superiore. (Picotti et al. 1997)

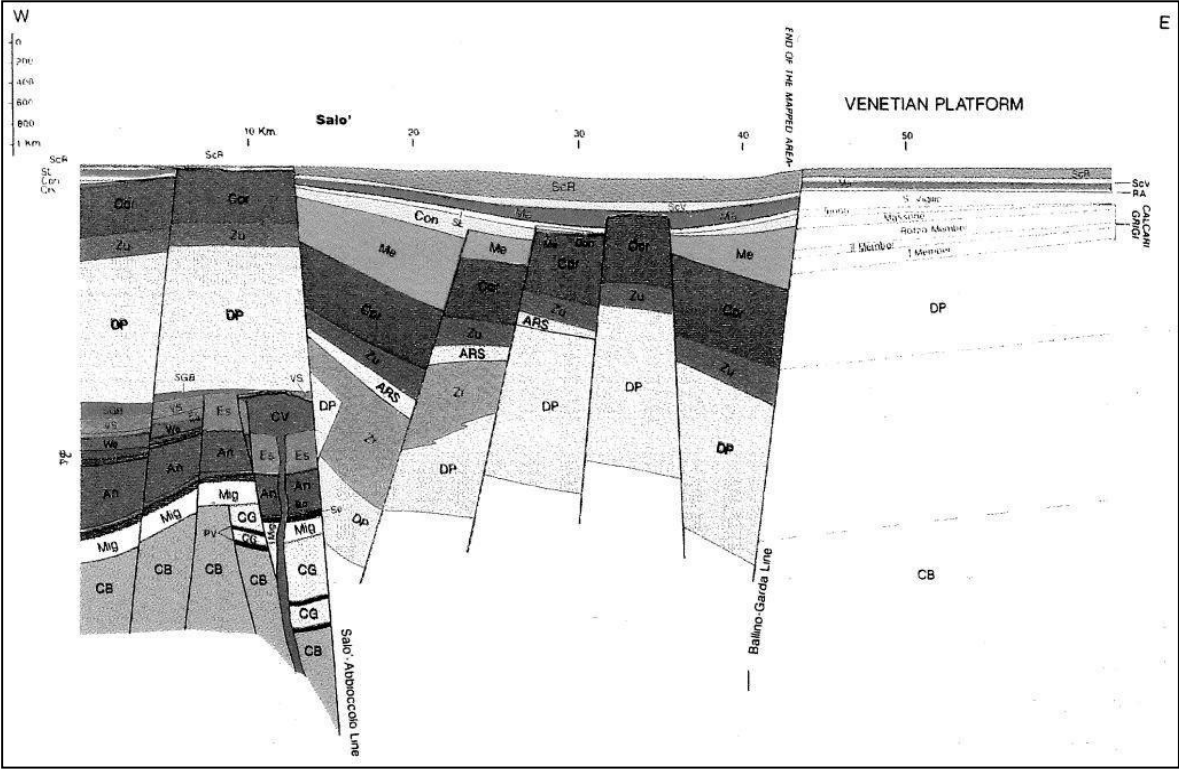


Fig. 5.2: Schema delle relazioni stratigrafiche: settore orientale del Bacino Lombardo. (Picotti et al. 1997)

## **Carnico**

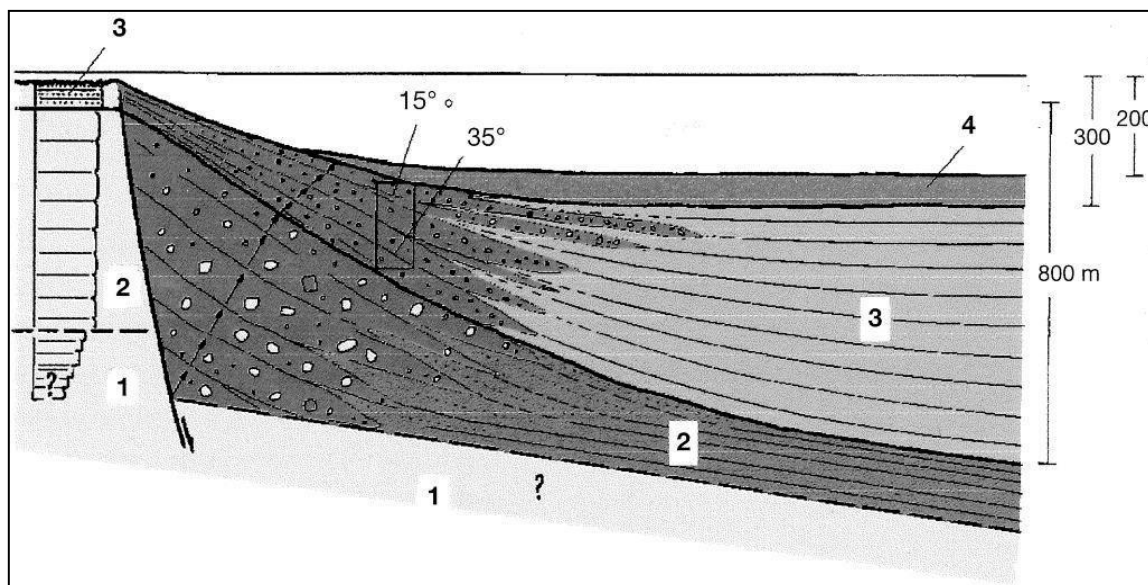
La successione che va dal Longobardiano superiore al Tuvalico inferiore mostra spessori di 650-1000m nelle Alpi lombarde. La maggior parte delle successioni dallo Julico al Tuvalico inferiore mostrano transizioni laterali di facies da SW a NE. Queste comprendono: red-beds, conglomerati e arenarie della Formazione di Val Sabbia che progradano da Sud (spessore massimo 1000m); sedimenti da alluvionali a sabkha della Formazione di San Giovanni Bianco inferiore; depositi marnosi lagunari della Formazione di Gorno con la provvisoria progradazione dei banchi oolitici; e carbonati ciclici di piattaforma della Formazione di Breno (Jadoul & Gnaccolini 1992). Le formazioni del Durrenstein e dell'Heiligkreuz del Sudalpino centro meridionale e unità coeve nell Sudalpino orientale (Formazione Rio Conzen) e occidentale (formazione Breno medio, Gorno superiore, S. Giovanni Bianco inferiore) hanno livellato il precedente rilievo batimetrico esistente tra le piattaforme e bacini della Dolomia Cassiana e la Formazione di San Cassiano.

Nel Carnico superiore (Tuvalico medio) lo spazio di accomodamento è diminuito significativamente, seguito da una potente caduta eustatica e da bassi tassi di subsidenza. Si è così sviluppata una unconformity erosionale sviluppata in gran parte del bacino alpino meridionale. Nel Sudalpino centrale e orientale essa è ricoperta da arenarie/siltiti, evaporiti, argilliti e dolomie fluviali, lagunari e di shoreface della Formazione di Raibl/Travenanzes (spessori da 30m a Ovest a 100m a Est). La Formazione Raibl/Travenanzes è probabilmente diacrona tra il Sudalpino orientale e centrale. Depositati di sabkha costieri, di mare aperto, subtidale e depositi lagunari carbonatico-evaporitici della Formazione S. Giovanni Bianco medio-superiore, prevalgono nel Sudalpino occidentale (spessore massimo 250m). Nel Tuvalico superiore termina l'imput clastico e ha inizio la deposizione dei carbonati lagunari della Dolomia Principale.

## **Norico**

Durante il Norico, il Bacino Lombardo era caratterizzato da un alto tasso di subsidenza. La diffusa produzione di carbonato era permessa da favorevoli condizioni ambientali e dalla stabilità di un'ampia area cratonica (margine Adriatico), dopo

l'evento tettono-magmatico Ladinico-Carnico. All'inizio del Norico, le piattaforme carbonatiche si collegavano, gradualmente, con aree di rampa, probabilmente ereditate dai precedenti depocentri. I sedimenti sono tipicamente organizzati in cicli 'thickening up' costituiti da alternanze di wackestone bituminosi e marne (Dolomia Principale, membro inferiore di Jadoul et al. 1994; Dolomia Principale, membro Valvestino di Trombetta & Bottoni, 1993). Dopo una fase tettonica in tutto il bacino Lombardo, si svilupparono un numero di bacini intra-piattaforma. Nei blocchi di letto era presente una spessa successione di dolomie subtidali, mentre i blocchi di tetto erano caratterizzati da non deposizione o condensazione. I margini di piattaforma erano colonizzati da alghe incrostanti e bindstones a Serpulidi, che permettono una diagenesi precoce. Breccie di falda collegano la piattaforma al bacino. Nelle zone marginali (Bacino Lombardo orientale) è possibile ricostruire l'evoluzione del sistema piattaforma-bacino: la prima sequenza sintettonica è indicata col numero 2 nella Figura 5.3 (da Picotti & Trombetta 1994). E' stato possibile stimare la paleo-profondità del bacino al top della sequenza 2, utilizzando le relazioni geometriche piattaforma-bacino preservate e le geometrie cliniformi: in quel momento la piana bacinale raggiungeva i 700-800 m di profondità. Gli apporti sedimentari cambiano drasticamente durante la sequenza 3: depositi ad alta energia (barre sabbiose migranti e sand waves) si sviluppano nei blocchi di piattaforma (non più di 200 m di spessore), mentre una spessa sequenza torbiditica è presente nei bacini. La diminuzione della paleo-profondità è suggerita anche dalla corrispondente diminuzione dell'angolo dei cliniformi (Fig. 5.3).



**Fig. 5.3:** Ricostruzione delle relazioni geometriche tra piattaforma e bacino. Schema della transizione piattaforma-bacino in un bacino intrapiattaforma (Norico). Un cambiamento negli apporti di sedimento tra le sequenze 2 e 3 è invocato per spiegare la geometria dello slope e l'evoluzione della piattaforma verso l'alto (da Picotti & Trombetta 1994).

Durante la sequenza 2, un elevato spazio di accomodamento in piattaforma ha generato sedimentazione nei blocchi di letto adiacenti alle faglie bordiere e condensazione in bacino. Dovrebbe esser prevista una subsidenza regionale al fine di spiegare questo modello di subsidenza. Il tasso di subsidenza nel Norico superiore era probabilmente indotto dall'anomalia termica connessa agli eventi tettono-magmatici Carnici (Bertotti & ter Voorde 1994). Tuttavia, durante il Norico, il modello di facies non può essere preso come un indicatore del modello di subsidenza. Questo è essenzialmente dovuto al fatto che la subsidenza tettonica, legata all'attività delle faglie normali, è stata sovrapposta alla subsidenza termica, consentendo la subsidenza dei blocchi di letto. Tuttavia, spesse successioni di piattaforma carbonatica sono presenti anche nelle aree depocentrali, così come il bacino Sebino. Quest'alta subsidenza regionale ha prodotto l'elevato spazio di accomodamento della sequenza 2 permettendo la deposizione di una spessa piattaforma subtidale e la condensazione verso bacino.

Durante la sequenza 3 l'accomodamento in piattaforma era molto basso: questo potrebbe essere interpretato come l'effetto combinato della diminuzione della subsidenza termica e caduta del livello marino. Una crisi della produzione di carbonato ha prodotto l'annegamento di alcune piattaforme intrabacinali, portando alla formazione



della sequenza 4, che potrebbe corrispondere alla superficie di una regressione. La sequenza 4 è costituita da mudstones fittamente stratificati che vanno in onlap sullo slope inattivo. Infine, l'input argilloso dell'Argillite di Riva di Solto drappeggia la morfologia pre-esistente, andando in onlap sui top di alcuni alti strutturali.

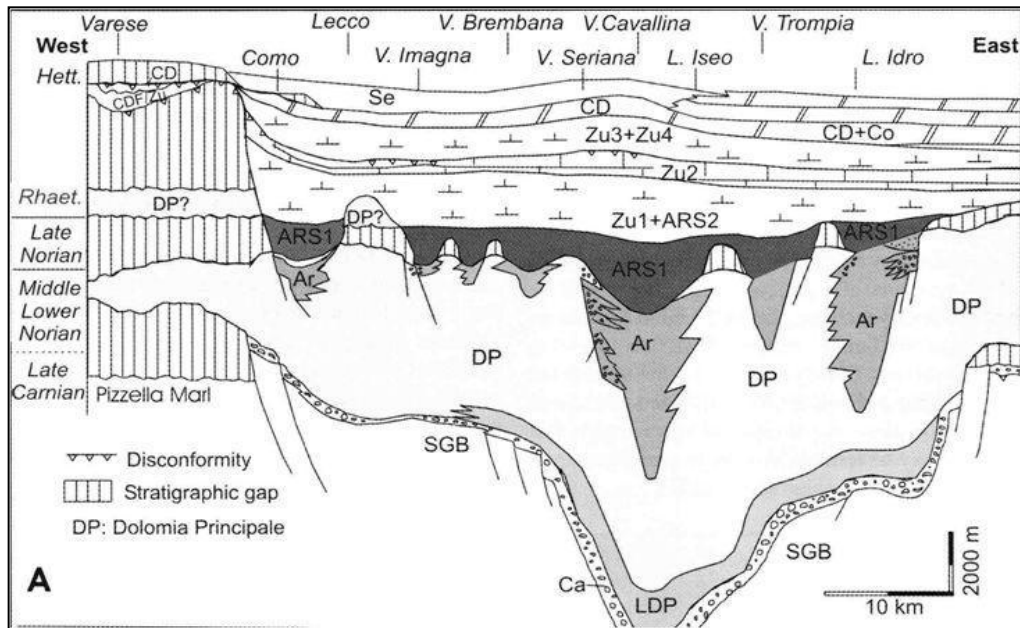
## **Retico**

Durante il Retico ha avuto luogo una sedimentazione mista silicoclastica-carbonatica. Il fango carbonatico era essenzialmente esportato dalla piattaforma produttiva situata ad Est del Bacino Lombardo, che è stato interpretato come un'ampia rampa, dove l'alta frequenza delle oscillazioni del livello relativo del mare ha controllato la ciclicità nelle alternanze marnoso-calcaree, tipicamente organizzate in tipici cicli thickening-upward.

In linea generale, le Argilliti di Riva di Solto e il calcare di Zu hanno riempito le precedenti zone depocentrali; il tasso di sedimentazione sembra pertanto superare il tasso di subsidenza tettonica. Questo si riflette nel graduale shallowing up della successione. La regressione ha raggiunto il massimo al top dell'intervallo Zu3 (Fig. 5.4), corrispondente alla Formazione di Tremalzo (Stefani & Golfieri 1989). L'inizio di un nuovo ciclo sedimentario è marcato da una successione di mudstones, contenenti biota di mare aperto e definito come Zu4 (Jadoul et al. 1994). La parte di "highstand" di questo ciclo è data da una rapida progradazione di piattaforme carbonati che registrate dalla Dolomia a Conchodon e delle Piattaforme di Corna, che segna la brusca diminuzione dell'input terrigeno.

Durante il Retico la storia sedimentaria era dominata da fanghi silicoclastici e calcarei dispersi lungo i bacini da correnti di tempesta e flussi gravitativi. In questo caso, lo spessore delle successioni risultanti può esser preso come un diretto indicatore della morfologia ereditata, ma soprattutto della subsidenza tettonica. Alla fine del Retico, si ristabilisce la produttività carbonatica in tutto il Bacino Lombardo. Questa rinnovata produttività carbonatica è probabilmente espressione di cambiamenti globali (specialmente climatici), e della diminuzione del runoff continentale. La piattaforma a Conchodon, così come la sua equivalente orientale, sono tipici depositi sin-rift. I cambiamenti di spessore non sono tuttavia associati a significativi cambiamenti di

facies, che appaiono invece legati alle dinamiche sedimentarie della piattaforma carbonatica, indipendentemente dalla subsidenza.



**Fig.5.4:** Modello stratigrafico semplificato del Bacino Lombardo nel Carnico superiore-Retico. (da Jadoul et al. 1994)

## Giurassico

La crisi della piattaforma a Choncodon è registrata dalla Formazione del Sedrina (Hettangiano), che è considerata la sequenza di annegamento della piattaforma. Nel Bacino Lombardo orientale (Fig. 5.5) la produttività di carbonato è continuata fino al Sinemuriano inferiore (piattaforma della Corna). I successivi depositi pelagici sono conosciuti in letteratura con una varietà di nomi, che sono stati raggruppati nel Gruppo di Medolo. Questi depositi poggiano sulla piattaforma annegata e sono confinati a Est dalla linea Ballino-Garda fino al termine del Pliensbachiano.

Un'analisi sequenziale è stata effettuata nel Bacino Lombardo orientale, ai margini della piattaforma di Trento. L'architettura del margine è delineata nella Fig. 5.6. Il Gruppo di Medolo, la cui comparsa varia dall'Hettangiano nel Bacino Lombardo centrale e settentrionale al tardo Sinemuriano nel Bacino Lombardo orientale, può essere considerato come una sequenza di secondo ordine, delimitata dall'unconformity Pliensbachiana (sequenza S-D2 in Fig. 5.6). Il fango carbonatico e il detrito di

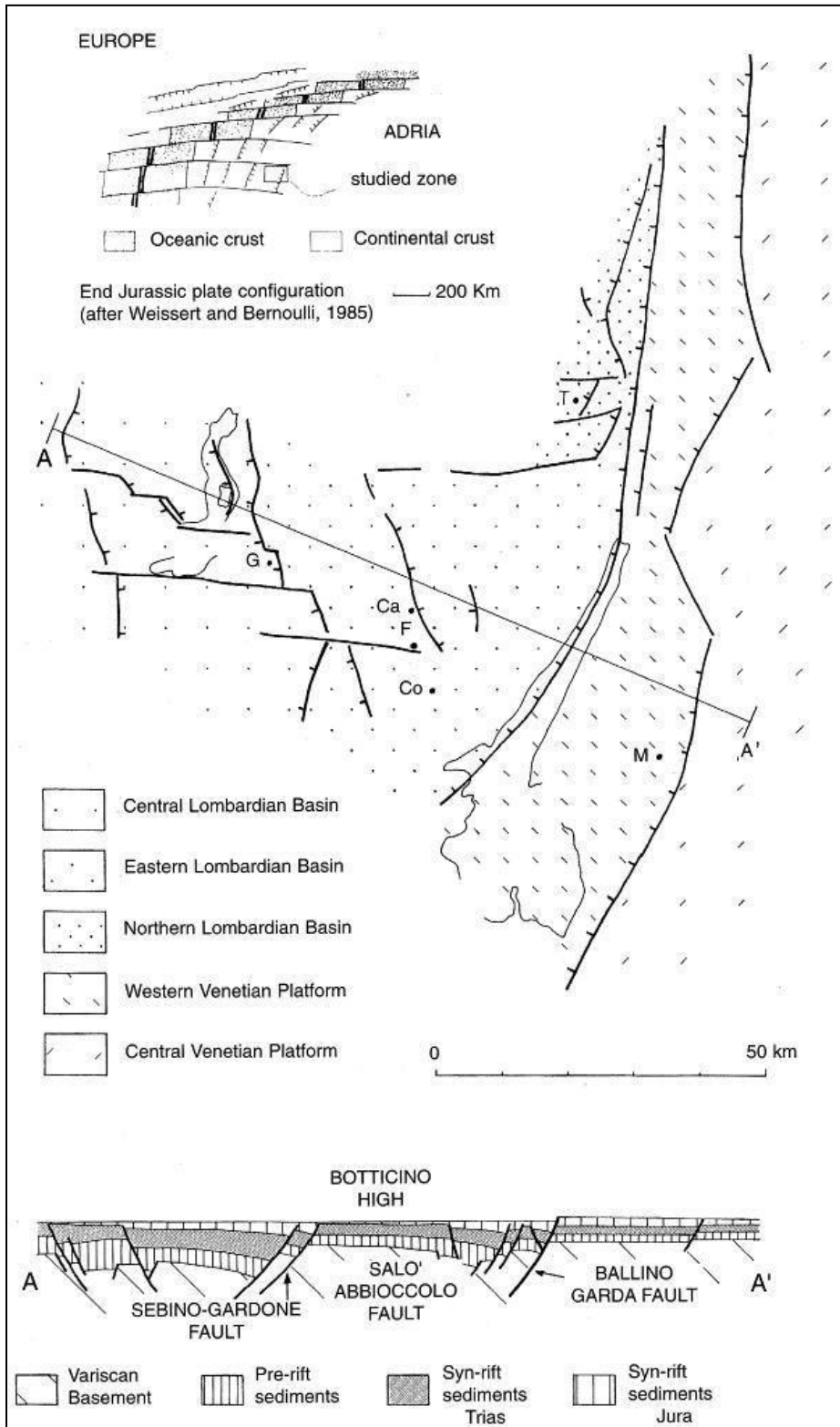
peripiattaforma sono stati esportati dalla Piattaforma produttiva di Trento e trasportati come depositi gravitativi in bacino. In questo periodo esisteva un'articolata paleo topografia; caratterizzata da alti strutturali sui quali si sviluppano sequenze condensate. Le successioni S-D2 condensate sono costituite da facies di Rosso Ammonitico o da "mud mound" con coralli solitari e spugne. A volte, tuttavia, successioni ridotte sono date da mudstones e wackestones, simili alle facies bacinali, ma caratterizzate da stratificazione sottile e frequenti bioturbazioni.

I successivi sedimenti pelagici nel Bacino Lombardo orientale sono stati suddivisi in due sequenze, una T-A3 (Toarciano-Aaleniano inferiore) e una eB4 (Bajociano inferiore), entrambe corrispondenti alla Formazione di Concesio deposte nella parte centrale del Bacino Lombardo. La sequenza T-A3 inizia con una trasgressione di sedimenti pelagici (Formazione di Tenno, Fig. 5.2 e 5.6) sopra ai Calcari Grigi annegati di piattaforma. I depositi tempo equivalenti nelle aree di peripiattaforma sono solitamente condensati, mentre nelle aree centrali e nelle aree più profonde del Bacino Lombardo orientale erano presenti marne e torbiditi calcaree (Formazione di Concesio). Dopo il ristabilimento della sedimentazione carbonatica nella Piattaforma di Trento con le ooliti di S. Vigilio (Toarciano inferiore), il Bacino Lombardo è stato nuovamente alimentato con torbiditi calcaree. Il definitivo annegamento della piattaforma di Trento ha prodotto un gap che comprende il tardo-Aaleniano, marcato da un "hard ground" nella piattaforma di Trento e da una disconformità nelle aree di peripiattaforma. Non è documentato se nella parte centrale del Bacino Lombardo la deposizione della Formazione di Concesio è continuata durante questo periodo. La sequenza eB4 è data da torbiditi alimentate dall'abbondante produzione dei cosiddetti Pelecipoda pelagici sulla piattaforma di Trento. Le radiolariti (Bathoniano-Kimmeridgiano) e i mudstones silicei (Kimmeridgiano-Tithoniano) della Formazione del Selcifero Lombardo pongono fine alla sedimentazione Giurassica.

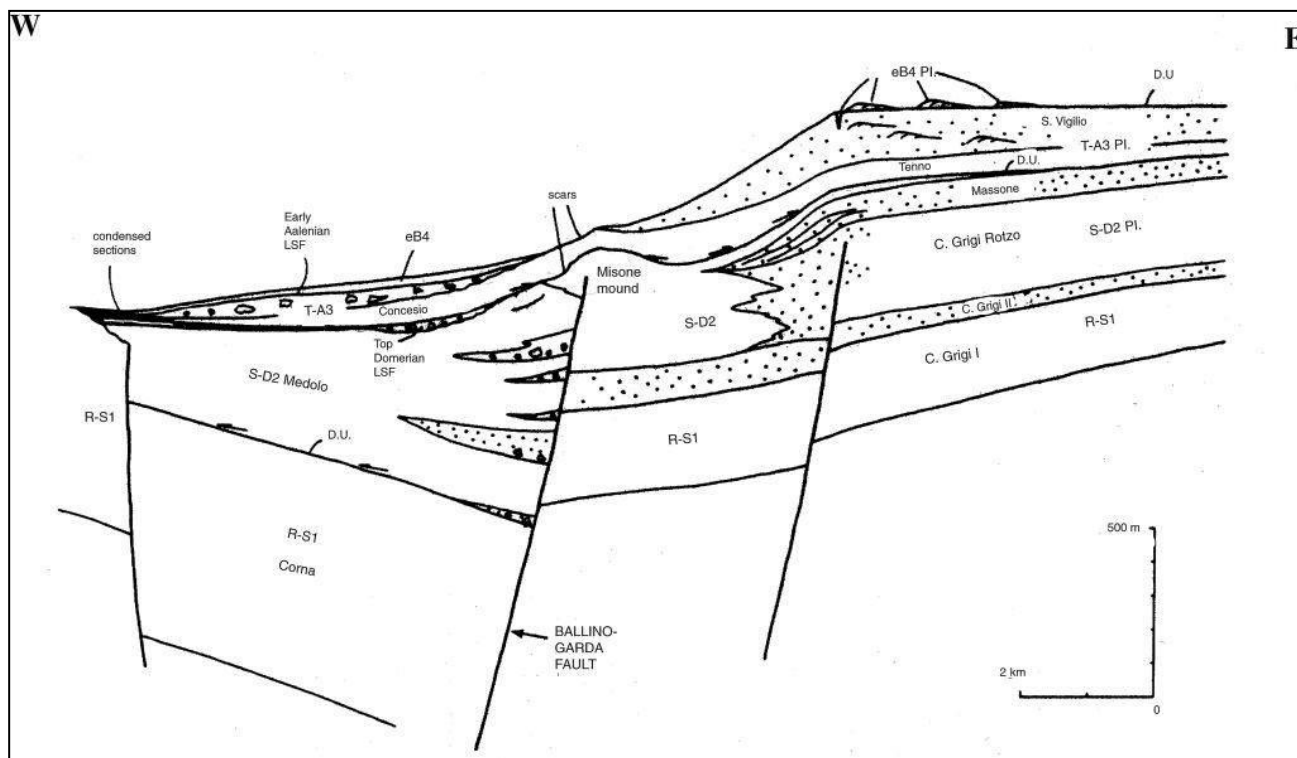
L'annegamento basale, del tardo Hettangiano e Sinemuriano inferiore rispettivamente del settore centrale e orientale del Bacino Lombardo, viene interpretato come causa del ridotto potenziale di crescita delle piattaforme, che non erano più in grado di tenere il passo con il crescente tasso di accomodamento. Classicamente gli annegamenti sono interpretati come dovuti all'innalzamento del livello relativo del

mare: in questo caso l'aumento di accomodamento è stato messo in relazione con la subsidenza tettonica del rift.

Il top della sequenza del Pliensbachiano è stato correlato con una caduta del livello relativo del mare. Questa caduta è documentata dai frequenti accumuli di frana e slumpings al piede della scarpata della Ballino-Garda e lo sviluppo di un lowstand fan nel bacino che va in onlap sugli alti strutturali. L'annegamento dei Calcari Grigi, verificatosi al limite Pliensbachiano-Toarciano, è caratterizzato dalla diffusione di calcare pelagico sulla piattaforma di Trento. Questo evento è stato molto probabilmente reso possibile dalla precedente caduta del livello marino, ostacolando la factory carbonatica e quindi diminuendo fortemente il suo potenziale di crescita. La produttività di carbonato si stabilizza durante la fase di highstand del ciclo (Toarciano medio-Toarciano superiore). La caduta del livello relativo del mare del Pliensbachiano inferiore culminò con la formazione di un lowstand fan, con la possibile emersione della parte interna della piattaforma di Trento. L'area interessata dalla deposizione delle sabbie oolitiche durante questo periodo era molto ampia come suggerito dal ritrovamento delle ooliti di S. Vigilio all'interno del Bacino Lombardo centrale. In quest'ultimo settore la prima comparsa di stratificazioni incrociate tipo "hummocky" associati a queste sabbie carbonatiche documenta nuovamente questa caduta del livello marino. Il rinnovato input torbiditico del Bajociano inferiore può essere interpretato all'interno dello stesso quadro di basso accomodamento nella piattaforma di Trento. Dopo questo periodo, la piattaforma di Trento era annegata al di sotto della zona fotica.



**Fig. 5.5:** Inquadramento tettonico e paleogeografico delle Alpi meridionali centrali, basato sulla mappa palinspastica pre-compressoriale (Picotti et al. 1995). Sezione trasversale AA' (da Bertotti et al. 1993).



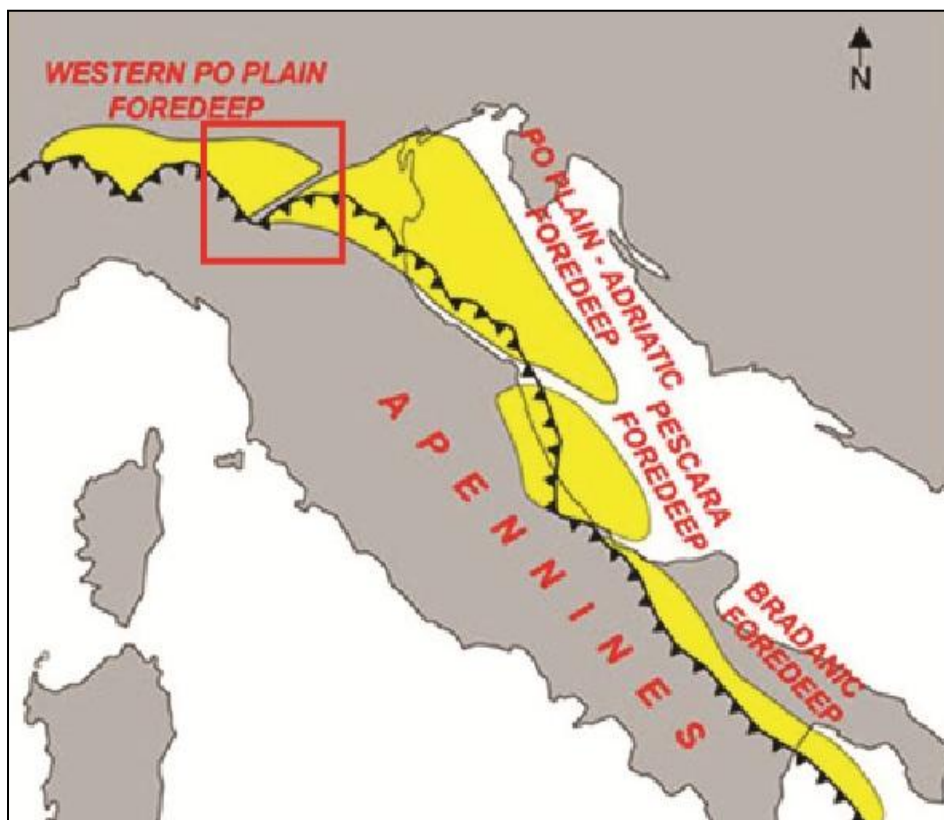
**Fig. 5.6:** Schema semplificato che mostra le relazioni strutturali e sequenziali al margine tra il Bacino Lombardo a W e la Piattaforma di Trento a E (Picotti & Cobianchi 1996).

## Cretaceo

Dopo la sedimentazione di radiolariti sviluppatasi su tutto il Bacino Lombardo dal Giurassico medio al Giurassico superiore, il margine passivo era drappeggiato da fanghi planctonici fino all'Aptiano portando alla formazione della ben nota Maiolica. Il Cretaceo medio è stato un periodo di importanti cambiamenti sia da un punto di vista geodinamico che paleoceanografico. Eventi anossici sono ben registrati in tutta la zona, mentre il passaggio da margine passivo a margine attivo, legato all'incipiente chiusura dell'oceano della Tetide, ha prodotto un drammatico cambiamento nella geometria del bacino. Durante il Cretaceo superiore si sono accumulati circa 2000 m di sedimenti flyschoidi nel Bacino Lombardo centrale, provenienti dalla nuova catena collisionale, mentre non più di 200-300 m di marne rosse (Formazione Scaglia Rossa) hanno ricoperto gli alti strutturali appena formati (Fig. 5.1 e 5.2). La nuova architettura del bacino è stata riferita alla formazione di un'avanfossa nella crosta Adriatica alle spalle della catena collisionale.

## Neogene (Miocene superiore-Pliocene inferiore)

Il PPAF (Po Plain-Adriatic Foredeep) è stato interessato da un'importante tettonica compressionale sinsedimentaria evidenziata da quattro differenti fasi di migrazione e cambiamento di forma dei depocentri dell'avanfossa nell'intervallo tardo Tortoniano-Pleistocene. Questi eventi deformativi hanno generato le quattro maggiori unconformities controllate tettonicamente: Tortonian Unc., Intra-Messinian Unc., Intra-Zanclean Unc. e Gelasian Unc. Questi ripetuti eventi deformativi erano responsabili della rapida e drammatica migrazione dei depocentri dell'avanfossa, dal bacino della Marnoso-Arenacea, oggi prevalentemente affioranti negli Appennini dell'Emilia Romagna al più esterno situato in Veneto e nel Mar Adriatico settentrionale. Le 4 unconformity principali rappresentano i limiti di 4 allogruppi (EM, LM, EP, LP). La migrazione avvenne attraverso l'alternanza di fasi di avanfossa semplice (allogruppi LM e LP) e frammentata (allogruppi EM e EP).



**Fig.5.7** : Distribuzione dei depocentri del MAF (Modern Apennine Foredeep) e posizione del PPAF (Po Plain-Adriatic Foredeep) nel periodo tardo Pliocene-Pleistocene e localizzazione dell'area di studio comprendente la Rampa Mantovana (MM). (da Ghielmi et al. 2010)

Una parziale eccezione è rappresentata dalla Monoclinale Mantovana (MM), non coinvolta nella migrazione dell'avanfossa durante il Pliocene (l'ultima migrazione si verificò durante la fase Intra-Messiniana). Questa anomalia è probabilmente legata alla locale presenza di un substrato rigido, la Piattaforma di Trento, che ha ostacolato la migrazione dei thrust attraverso il foreland.

Nell'intervallo Messiniano-Pleistocene il foreland Padano-Adriatico venne progressivamente interessato dalla tettonica Appenninica come conseguenza della migrazione delle deformazioni verso NE. Durante le quattro maggiori fasi compressionali ampie aree del foreland vennero infatti sottoposte a subsidenza attiva e tilting verso gli Appennini. Al margine dell'avampaese, il tilting flessurale ha determinato anche la riattivazione di alcuni dei pre-esistenti sistemi di faglie ad alto angolo. Subsidenza e tilting erano probabilmente controllati dalla subduzione della microplacca Adria in combinazione con la subsidenza flessurale causata dalla spinta attiva nella catena appenninica settentrionale. Nelle aree di foreland e foreland ramp le principali fasi tettoniche sono pertanto marcate da drowing unconformities (corrispondenti ai limiti degli allogruppi) che registrano fasi di brusca risalita del livello relativo del mare.

Al contrario, nella fascia a thrust-and-fold dell'Appennino settentrionale, le stesse quattro maggiori fasi tettoniche erano responsabili di un forte uplift e tilting dei bacini di thrust-top. Così in questo dominio le corrispondenti unconformities tettoniche (e limiti degli allogruppi) sono marcati da brusche cadute del livello relativo del mare e da bruschi spostamenti verso bacino dei sistemi deposizionali costieri e marino marginali.

Il riempimento sedimentario del PPAF (Messiniano-Pleistocene) è per lo più rappresentato da spesse sequenze di torbiditi depositate in ambienti marini profondi (profondità > 1000m). Sistemi torbiditici altamente efficienti di Tipo I ricchi in sabbie erano volumetricamente dominanti. Questi sistemi a scala di bacino erano caratterizzati da dimensioni molto grandi, con larghezza superiore ai 50-70 km e lunghezza di solito superiore a 200-250 km, con spessori di parecchie centinaia di metri. Essi sono quasi interamente composti da lobi arenacei, espressi da arenarie o sabbie in strati spessi, che passano sottocorrente a depositi di piana bacinale, costituiti alternanze pelitiche arenacee. Le paleocorrenti, parallele all'asse principale dell'avanfossa, sono da NW verso SE. Sono inoltre presenti nel PPAF sistemi torbiditici poco efficienti di Tipo II



alimentati da punti di ingresso laterali. Essi per lo più consistono in depositi di transizione canali-lobi a granulometria grossolana e in strati spessi che passano sottocorrente a depositi di lobo.

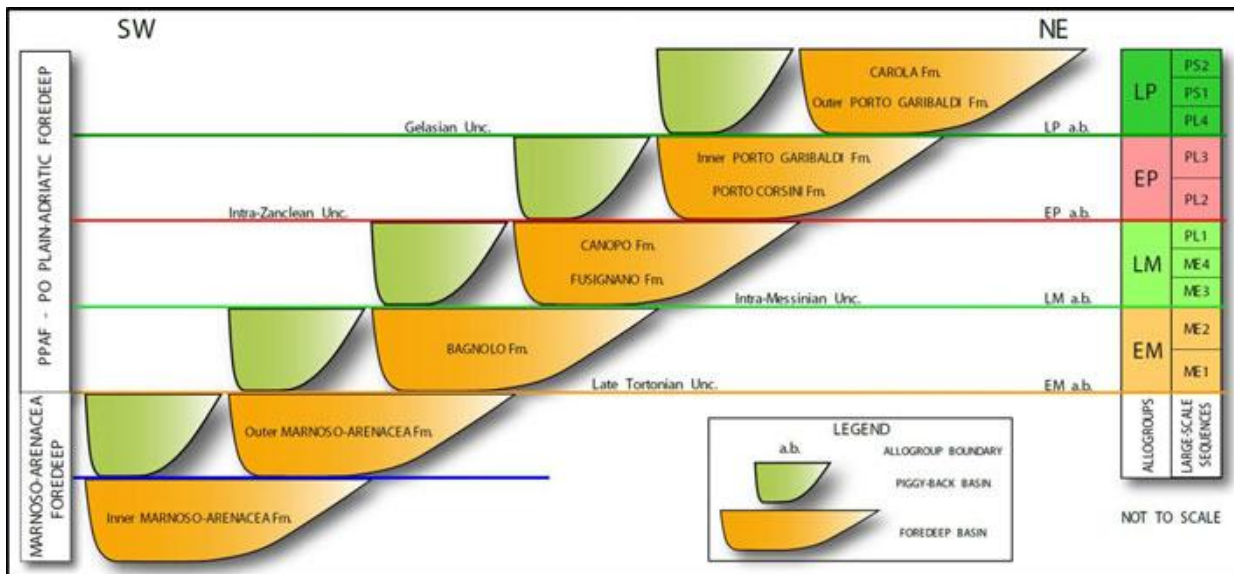
I sedimenti torbiditici silicoclastici del PPAF erano principalmente forniti dal foreland Adriatico. Enormi volumi di clasti erano forniti dai maggiori sistemi fluvio-deltaici attivi lungo i margini alpini della Lombardia e Veneto, ed in particolare dai fiumi paleo-Adda, paleo-Mincio e paleo-Adige.

In relazione al controllo esercitato dalla tettonica compressionale Appenninica sulla sedimentazione coeva nel PPAF, l'analisi stratigrafica del bacino si è basata sul riconoscimento di unità tettono-stratigrafiche delimitate, alla base e al tetto, da unconformities tettonicamente indotte. Le unità determinate da queste discontinuità possono essere definite *allogruppi*, secondo i criteri usati da Mutti et al. (1994).

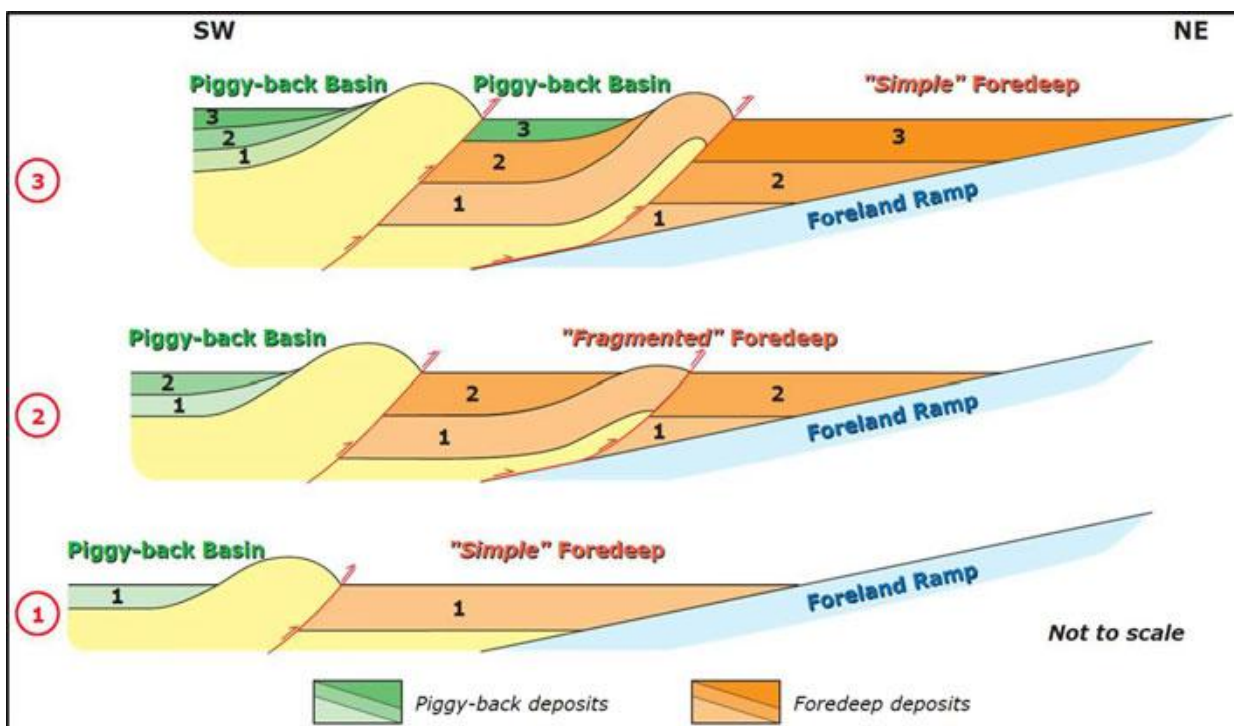
Gli allogruppi sono unità stratigrafiche di alto rango e grande scala (NACSN 1983). In questo caso i limiti degli allogruppi sono prodotti dalle modificazioni a livello di bacino relative alle maggiori fasi tettoniche compressionali e sono spesso connesse alla creazione di nuovi depocentri dell'avanfossa in posizioni più esterne. Questi eventi compressionali principali corrispondono all'attività dei thrust e solitamente all'attivazione di nuovi sistemi di thrust più esterni. Le superfici che delimitano l'allogruppo sono sincrone nel foredeep, nei bacini di piggy-back e nel foreland. I limiti inoltre corrispondono e bruschi cambiamenti, nel tipo e nella distribuzione, dei sistemi deposizionali.

La successione Messiniana-Pleistocenica del PPAF è stata suddivisa in quattro allogruppi: EM (Early Messinian), LM (Late Messinian), EP (Early Pliocene) e LP (Late Pliocene). I limiti degli allogruppi quindi coincidono con le quattro maggiori unconformities Tortonian-Plioceniche che sono: Late Tortonian Unc., Intra-Messinian Unc., Intra-Zanclean Unc. e Gelasian Unc.

Questi allogruppi possono essere ulteriormente suddivisi in unità delimitate da limiti di sequenza di rango inferiore, le LSS (Large-Scale Sequences), anch'esse prodotte da fasi tettoniche e come gli allogruppi sono sincrone nell'avampaese e nei bacini di piggy-back Appenninici e spesso corrispondono a significativi cambiamenti di facies.



**Fig. 5.8:** Modello della migrazione dei depocentri del Po-Plain Adriatic Foredeep (PPAF). Per confronto sono indicati anche i depocentri interni ed esterni della Formazione Marnoso-Arenacea (sensu Ricci Lucchi 1986) (da Ghielmi et al. 2010).



**Fig. 5.9 :** Modello semplificato di evoluzione e migrazione di un foreland basin (da Ghielmi et al. 2010).

La figura 5.9 spiega l'evoluzione e la migrazione di un foredeep con conseguente formazione di bacini di *piggy-back*: *Step 1* foredeep semplice non deformato. *Step 2* foredeep frammentato; il foredeep è localmente suddiviso in due depocentri separati dovuti alla formazione locale di fronti di sovrascorrimento nuovi e più esterni. Il depocentro più interno di un foredeep frammentato si differenzia da un bacino di *piggy-back* per: 1 la connessione laterale con i principali depocentri del foredeep; 2 maggiore spazio di accomodamento; 3 tassi di sedimentazione maggiori; 4 sistemi torbiditici direttamente alimentati da una area sorgente del foredeep. *Step 3* foredeep semplice non deformato; durante una nuova fase deformativa il principale depocentro più interno del precedente foredeep frammentato è completamente isolato dal sollevamento delle rampe laterali della thrust-propagation fold e incorporato nella fascia a thrust-and-fold dell'Appennino. Ora il foredeep è limitato al depocentro più esterno (nuovo foredeep semplice) (da Ghielmi et al. 2010). Vedi *Appendice 1* dove tali strutture sono rappresentate in un profilo sismico con orientazione NNE-SSW che comprende l'area di studio.

In letteratura sono state riconosciute 10 LSS nella successione Messiniano-Pleistocenica del PPAF: 4 nel Messiniano (ME1-ME4), 4 nel Pliocene (PL1-PL4) e 2 nel Pleistocene (PS1-PS2).

### **Allogruppo EM**

Gli incipienti archi dell'Emilia Romagna hanno suddiviso l'avanfossa in due depocentri distinti dove si sono depositati più di 1000 m di arenarie torbiditiche e peliti della Formazione di Bagnolo, la maggior parte dei quali sono sistemi torbiditici ad alta efficienza. Nell'area della Romagna, durante la fase deformativa regionale tardo Tortoniana, la parte interna dell'avanfossa della Marnoso-Arenacea (Ricci Lucchi 1986) è stata coinvolta nella fascia thrust-and-fold dell'Appennino. La nuova avanfossa del tardo Tortoniano-Messiniano inferiore si trova diversi chilometri più a NE rispetto alla precedente, in seguito alla migrazione verso l'esterno della deformazione dell'Appennino. I depocentri della Formazione di Bagnolo quindi ricoprono la parte esterna dell'avanfossa della Marnoso-Arenacea e la rampa del foreland Serravalliano-Tortoniano.

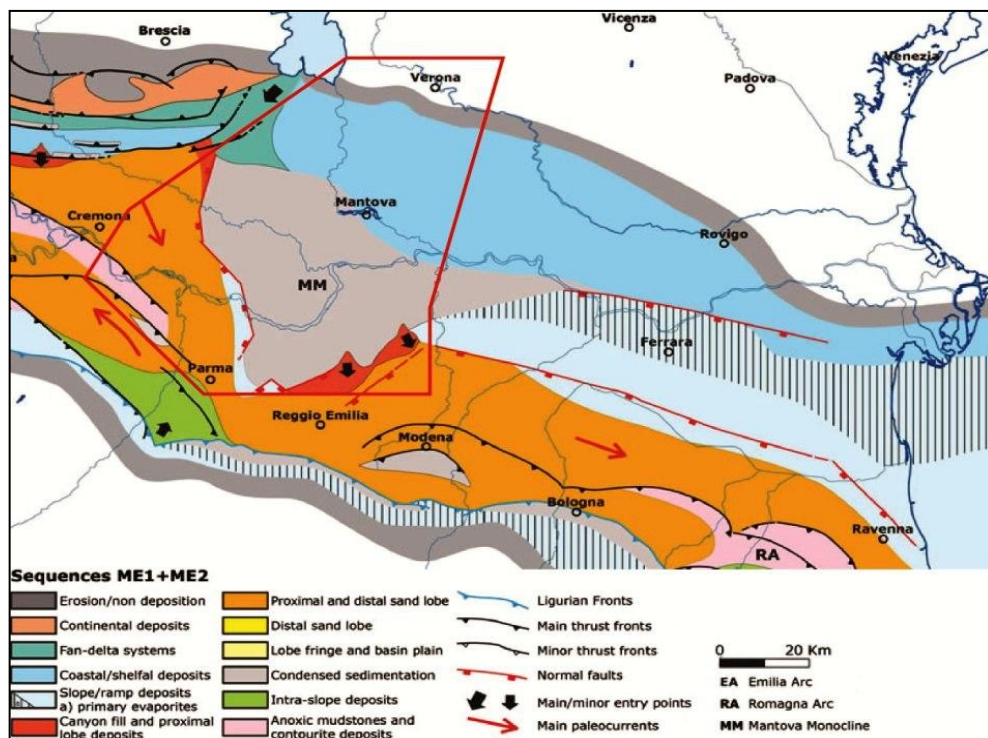


Questi corpi sedimentari vennero depositati durante un'importante fase regressiva al piede dell'edificio Alpino. Si svilupparono sistemi di fan delta con assetto aggradazionale e progradazionale alimentati da incisioni vallive presenti più a Nord (Fantoni et al. 2001). Quest'area alimenta direttamente il depocentro dell'avanfossa di Cremona attraverso grandi canyon che tagliano il forelimb dei fronti più esterni dei thrust delle Alpi meridionali. Il depocentro di Reggio Emilia, dall'altra parte, era prevalentemente alimentato dalla della RM (dove son registrati lag ghiaiosi).

Nei bacini di thrust-top Appenninici sono registrati sistemi shallow marine, intra-slope e torbiditici di tipo II, in proporzioni variabili in funzione della storia di subsidenza dei singoli bacini. Generalmente un passaggio verso bacino viene registrato da sistemi slope/intra-slope della Formazione di Letto, che spesso mostra alternanze ossiche-anossiche. Torbiditi lateralmente più continue caratterizzano la parte interna dell'avanfossa frammentata. Localmente sono conservati sistemi fan delta e associati shelfal lobes al piede dei fronti Liguri, conosciuti come Formazione della Martinasca (Boni 1967).

## **Sequenza ME2**

Le prime evaporiti della Formazione Gessoso-Solfifera, composte da gessi/anidriti e subordinati carbonati evaporitici, si depositarono in ambienti da ristretti a chiusi sia nei bacini di thrust top Appenninici che, localmente, in aree più subsidenti del foreland. Dove preservate dalla successiva erosione, le loro terminazioni deposizionali verso terra si verificano comunemente sui toe-set dei prismi pre-evaporitici della sequenza ME1 in relazione alla caduta del livello del mare dovuta all'evaporazione del Mediterraneo in seguito all'isolamento dall'Oceano Atlantico. Lo spessore di questo intervallo è altamente variabile, dovuto ai differenti tassi di subsidenza tettonica o alla successiva rimozione a causa dell'erosione. Passando da ambienti di acqua bassa a quelli ad acqua profonda (avanfossa e bacini di piggy-back più profondi) le evaporiti primarie cambiano lateralmente in dolomicriti e argille anossiche. Strati sottili di arenarie a granulometria fine, che mostrano evidenze di rielaborazione da correnti di fondo, sono state depositate lungo le rampe deposizionali che collegano le parti meno profonde del bacino a quelle più profonde dell'avanfossa.



*Fig 5.11:* Mappa di distribuzione delle principali associazioni di facies delle sequenze Messiniane ME1 e ME2 (Allogruppo EM) pre e sin evaporitiche; in rosso è indicata l'area di studio (da Ghielmi et al. 2010).

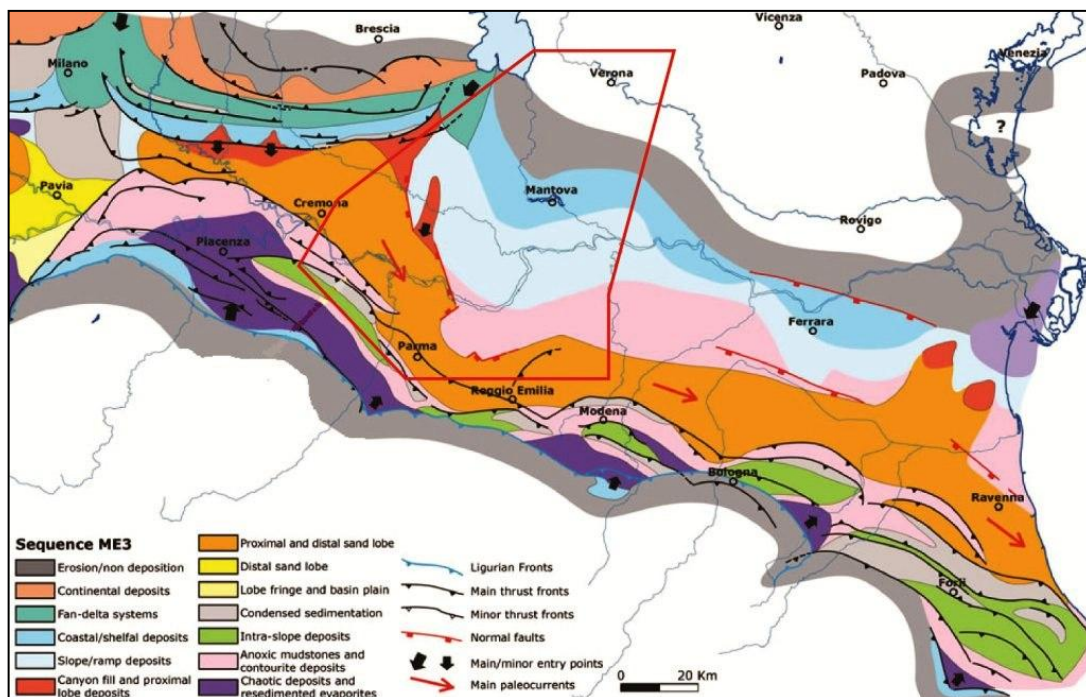
## Allogruppo LM

Il limite di questo allogruppo corrisponde ad una marcata unconformity prodotta dalla cosiddetta "Fase Intra-Messiniana". Questo evento tettonico è stato responsabile della riattivazione e sollevamento degli archi dell'Emilia Romagna con la migrazione dell'avanfossa verso il foreland. Le principali conseguenze sono: 1) il depocentro interno della prima avanfossa EM frammentata è incorporato nella fascia a thrust-and-fold dell'Appennino settentrionale come un sistema di grandi bacini di piggy-back; 2) la creazione di una nuova avanfossa semplice in posizione più esterna rispetto agli archi dell'Emilia Romagna e parzialmente sovrapposta sul depocentro esterno della prima avanfossa EM. Durante questo periodo l'avanfossa si estendeva dalla Monoclinale Mantovana al Mare Adriatico per 200 km in lunghezza e 25-40 km in larghezza. I depositi post-evaporitici dell'avanfossa del Messiniano sono costituiti da arenarie torbiditiche e conglomerati della Formazione di Fusignano, con spessori fino a 1000m e con un tasso di sedimentazione medio superiore a 6 m/ky.

Nell'allogruppo LM sono identificati tre LSS: ME3, ME4 e PL1.

### **Sequenza ME3**

La sequenza ME3 registra una grande fase di modificazione del bacino e un tasso crescente di subsidenza differenziale. E' caratterizzata da grandi complessi caotici localmente molto spessi che formano, dove presenti, la porzione stratigrafica basale della Formazione di Tetto nei bacini di thrust-top Appenninici (Gelati et al. 1987; Rossi and Rogledi 1988; Ghielmi et al. 1998; Roveri et al. 1998; Rossi et al. 2002; Artoni et al. 2010). Queste unità deposizionali giacciono alla base di pendii di natura tettonica, tipicamente contenenti blocchi di scivolamento, slump e grandi olistoliti fatti di evaporiti e rocce Epiliguri. Il rimaneggiamento diventa molto alto, coinvolgendo anche le unità liguri del Cretaceo. Il trasposto in massa di evaporiti evolve sottocorrente in torbiditi ad alta densità fatte di gessoruditi e poi di gessareniti (Rossi et al. 2002; Roveri et al. 2003; Manzi et al. 2005; Minervini et al. 2008; Artoni et al. 2010). Sono presenti mudstone anossici sia nei bacini di thrust-top che in quelli di avanfossa, dove localmente possono essere caratterizzati da rielaborazione da correnti di fondo. Nel foreland della pianura veneta e del Mare Adriatico il limite dell'allogruppo è rappresentato da una profonda unconformity erosionale controllata da tilting flessurale e locale sollevamento del bulge periferico. Questo ha generato una caduta del livello relativo del mare legata alla fase intra-Messiniana. L'erosione delle grandi valli incise si è sviluppata su tutta l'area durante il periodo di esposizione subaerea, passando verso bacino ad una serie di canyon sottomarini. La successione stratigrafica troncata comprende depositi pre- e sin-evaporitici Messiniani e depositi più antichi Miocenici. Questo imponente sistema di valli e canyon ha agito come zona di by-pass per il trasporto di grandi volumi di sedimento grossolano in acque più profonde, almeno fino al suo riempimento avvenuto nel tardo Messiniano e nel Pliocene inferiore.

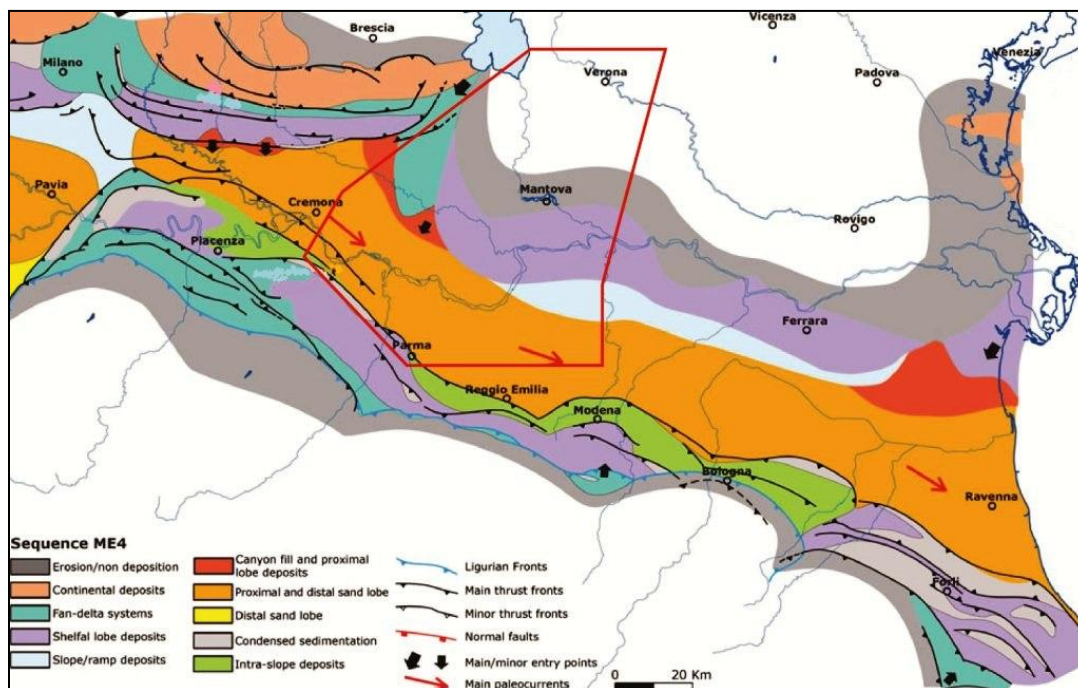


*Fig.5.12:* Mappa di distribuzione delle principali associazioni di facies della sequenza Messiniana ME3 (Allogruppo LM) post-evaporitica (da Ghielmi et al. 2010).

### Sequenza ME4

Questa sequenza registra una riduzione drammatica della subsidenza tettonica a scala regionale. Nel foreland, infatti, è rappresentata dal riempimento di valli incise riempite da conglomerati fluviali. Sia nei bacini di thrust-top dell'Appennino settentrionale che al margine delle Alpi meridionali, la sequenza ME4 registra la deposizione di sistemi fluvio-deltaici dominati da piene fluviali catastrofiche sviluppate in relazione alla combinazione di ridotto spazio di accomodamento ai margini del bacino e bassa salinità delle acque del bacino (da salmastro ad acqua dolce, tipico dell'evento "Lagomare") (Cita et al. 1975; Casati et al. 1976; Roveri et al. 2001). Questi depositi, tra cui la Formazione di Sergnano al margine delle Alpi meridionali (Fantoni et al. 2001; Minervini et al. 2008) e la Formazione di Cortemaggiore nei bacini di piggyback dell'Appennino settentrionale (Rossi et al. 2002), hanno formato cunei progradanti caratterizzati da un tasso crescente di by-passing e di regressione forzata.





**Fig. 5.13:** Mappa di distribuzione delle principali associazioni di facies della sequenza Messiniana ME4 (Allogruppo LM) post-evaporitica (da Ghielmi et al. 2010).

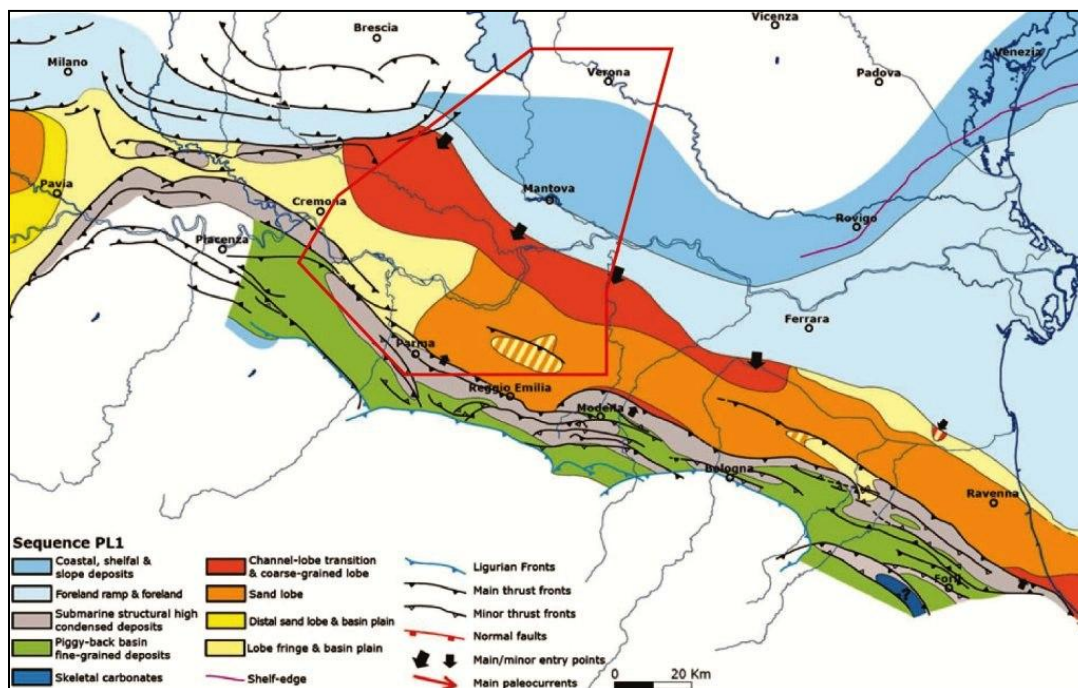
### Sequenza PL1

Il limite Miocene-Pliocene rappresenta una ben nota ingressione marina. Questa importante “flooding surface” è registrata lungo i margini interni ed esterni del bacino di foreland dell’Appennino settentrionale, aree nelle quali il Messiniano terminale e i sovrastanti depositi Zancleani si sovrappongono in locale discordanza al wedge regressivo della Sequenza ME4 o ai depositi Messiniani o pre-Messiniani più antichi. La Sequenza PL1 è rappresentata, nell’avanfossa, da spessi strati di sabbia, arenaria e conglomerato poligenico (500-700 m spessore totale) della Formazione di Canopo. Le associazioni di facies predominanti sono i depositi a granulometria grossolana di transizione canale-lobo e di lobo arenaceo. Sulla base delle associazioni di facies e la loro distribuzione, questi sedimenti possono essere interpretati come un complesso di sistemi torbiditici coalescenti di Tipo II ricchi in sabbia e poco efficienti (Ghielmi et al. 2008b). Questi sistemi sono stati alimentati da punti di ingresso situati sia sul lato interno che ai margini interni dell’avanfossa, generalmente con paleo correnti locali trasversali all’asse principale dell’avanfossa. Due principali aree sorgente

sono state riconosciute: il foreland della RM (il più importante) e il margine interno dell'avanfossa nell'area orientale della Romagna.

Nel medesimo intervallo di tempo, nella Lombardia centrale e nella RM occidentale, si registra una successione meno spessa, probabilmente argillosa, intercalata con facies torbiditiche grossolane (Sistemi Tipo II) della Formazione di Caviaga. La Rampa Mantovana rappresentava un paleo-alto relativo (in questo momento suddividendo il PPAF dal depocentro più occidentale dell'avanfossa della Pianura Padana occidentale).

Dopo la brusca trasgressione del Pliocene basale, si sono depositate le argille marine della Formazione di Santerno su una vasta area del foreland. Nella parte superiore della Sequenza PL1 ha avuto luogo una progradazione prevalentemente verso sud dello slope, dello shelf e dei sistemi deposizionali costieri e continentali nelle aree marginali del foreland lombardo. In Adriatico settentrionale, le valli incise del Messiniano sono state riempite da sabbie e arenarie torbiditiche a grana fine. Queste torbiditi del Pliocene inferiore, ricche in clasti dolomitici e calcitici, si sono depositate in acque profonde nell'area di foreland di fronte al complesso progradante del Pliocene inferiore, che ne ha fornito l'alimentazione. Nei bacini di piggy-back della fascia dell'Appennino settentrionale, la Sequenza PL1 è prevalentemente rappresentata da argille torbiditiche ed emipelagiche bacinali. Anche in quest'area, si è sviluppata una progradazione dai margini meridionali del bacino verso NE nella parte superiore della sequenza.

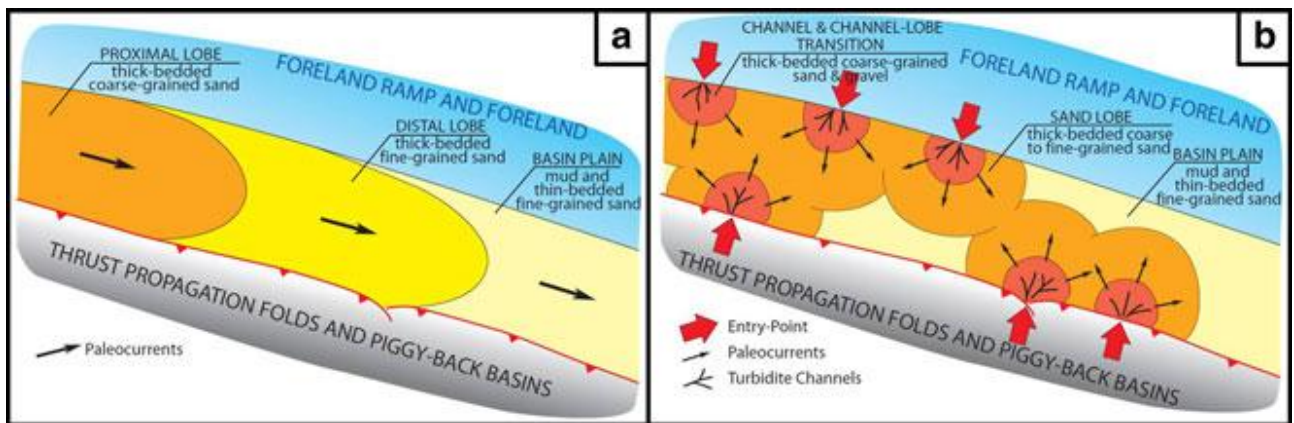


**Fig.5.14:** Mappa di distribuzione delle principali associazioni di facies della sequenza Pliocene PL1 (Allogruppo LM) (da Ghielmi et al. 2010).

### Allogruppo EP

Il limite dell'Allogruppo EP (Pliocene inferiore-medio) è una unconformity generata da un importante evento tettonico pliocenico dell'Appennino: la cosiddetta fase Intra-Zancleana. Le principali conseguenze di questa fase tettonica sono (Ghielmi et al. 2008b): 1) la deformazione dell'elemento strutturale più interno del fold-belt di Ferrara, che ha portato a un significativo cambiamento della geometria del bacino con una migrazione parziale dell'avanfossa che, nel settore della Romagna, è stata suddivisa in due distinti sub-bacini ("avanfossa frammentata"); 2) una fase di rapida subsidenza nel foreland di Lombardia e Veneto (generando un imprevisto innalzamento del livello relativo del mare); 3) l'attivazione di un importante sistema di thrust frontali nell'offshore dell'area della Romagna; 4) un'importante fase di sollevamento e tilting dei bacini di piggy-back della fascia thrust-and-fold dell'Appennino settentrionale. Durante la deposizione dell'Allogruppo EP l'avanfossa si estendeva ancora dalla RM al Mare Adriatico settentrionale (300 km di lunghezza e 50 km di larghezza). La parte occidentale della RM e la Lombardia centrale rappresentano ancora un paleo-alto relativo dell'avanfossa, dove la sedimentazione di torbiditi mud-dominated era

localmente intercalata con facies torbiditiche grossolane (Tipo II) alimentate da locali punti d'ingresso situati nel foreland. La fase Intra-Zancleana è stata anche registrata da un drastico cambiamento nel regime deposizionale con la sedimentazione delle Formazioni di Porto Corsini e della Porto Garibaldi inferiore, che sono sistemi torbiditici di Tipo I (Ghielmi et al. 2008b). Questi sistemi sono stati principalmente alimentati da aree-sorgente situate nella Lombardia orientale (RM) e nel foreland del Veneto occidentale.

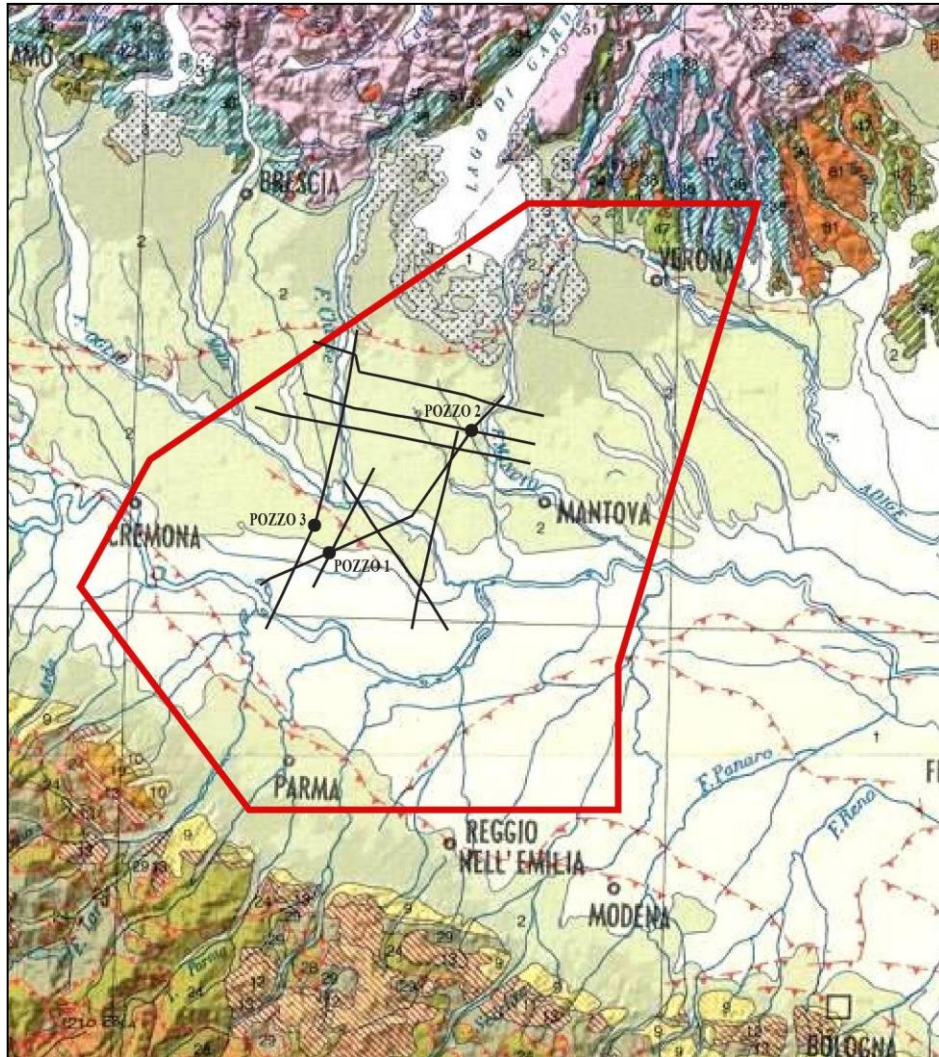


**Fig. 5.15:** Elementi deposizionali dei sistemi torbiditici del PPAF. **a.** sistemi torbiditici ad alta efficienza (Tipo I); **b.** Sistemi torbiditici coalescenti a bassa efficienza (Tipo II). (da Ghielmi et al. 2010)

## **5.2. ANALISI INTEGRATA DEI DATI DI SOTTOSUOLO E COLLEGAMENTO CON GLI AFFIORAMENTI**

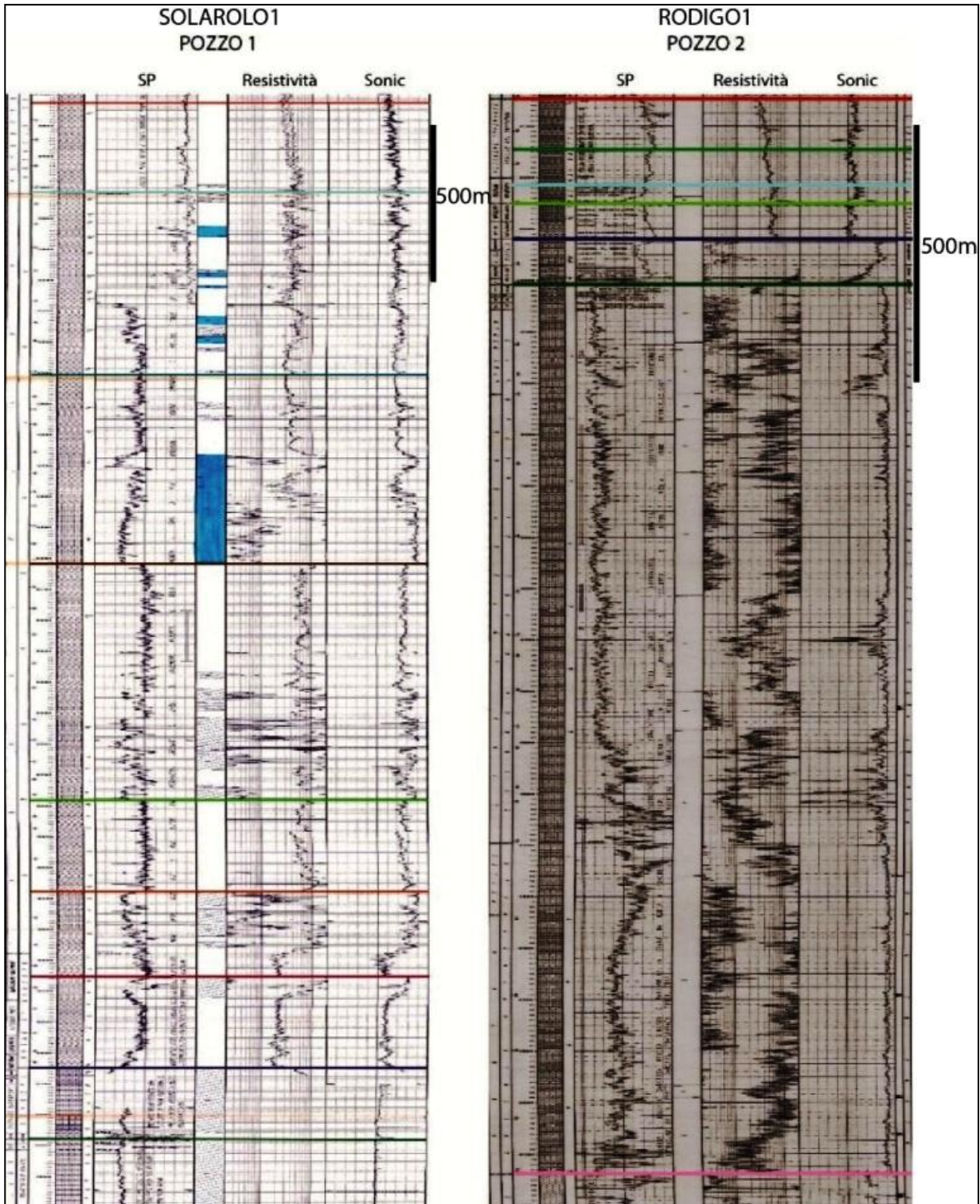
All'interno dell'area comprendente la Rampa Mantovana l'analisi dei profili sismici ha permesso il riconoscimento di undici superfici (Fig. 5.18). Tali superfici sono state identificate, previa taratura con dati di pozzo, tramite l'individuazione delle principali variazioni di impedenza acustica e le relative configurazioni geometriche. I dati di pozzo presi in considerazione sono i dati relativi ai pozzi Solarolo1 (Pozzo1), Piadena23 (Pozzo3) per la parte sud-occidentale dell'area e Rodigo1 (Pozzo2) per quella nord-orientale (Figure 5.16 5.17).

I dati di pozzo utilizzati provengono da pozzi selezionati in base alla successione stratigrafica perforata e alla profondità di perforazione. Con queste premesse sono stati selezionati 3 pozzi, ubicati in zone significative dell'area in esame. In Figura 5.17 sono riportati i pozzi 1 e 2 (rispettivamente Solarolo1 e Rodigo1) sui quali sono state evidenziate le superfici individuate. Nel pozzo 3 (Piadena23) invece tali superfici non sono state individuate a causa della scarsa risoluzione stratigrafica; esso attraversa comunque tutto l'intervallo stratigrafico oggetto di studio ed è già stato pubblicato da Pieri (1983) in *Seismic expression of structural styles* (A.W. Bally; 1983) in un profilo NNE-SSW (vedi Appendice 1).



**Fig. 5.16:** Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 250000 con delimitata l'area di studio. Sono indicati i pozzi e le linee sismiche utilizzate.

L'intervallo stratigrafico preso in considerazione in questo lavoro di tesi è delimitato alla base dall'Unconformity Carnica, al di sopra della quale si trovano la Dolomia Principale, i Calcari Grigi, il Rosso Ammonitico e la Maiolica. L'Unconformity meso-alpina delimita alla base la successione che comprende le formazioni marnose della Scaglia Rossa, Marne di Gallare, Marnoso-Arenacea e l'intervallo stratigrafico Tortoniano sommitale-Zanclano (Miocene superiore-Pliocene inferiore) con le formazioni Bagnolo, Fusignano e Canopo. Gli allogruppi e le sequenze dunque interessate, per quanto riguarda la parte più significativa della successione che registra maggiormente lo sviluppo di terminazioni stratali, comprendono principalmente 5 LSS; 4 Messiniane (ME1-ME4) e 1 Pliocenica (PL1).



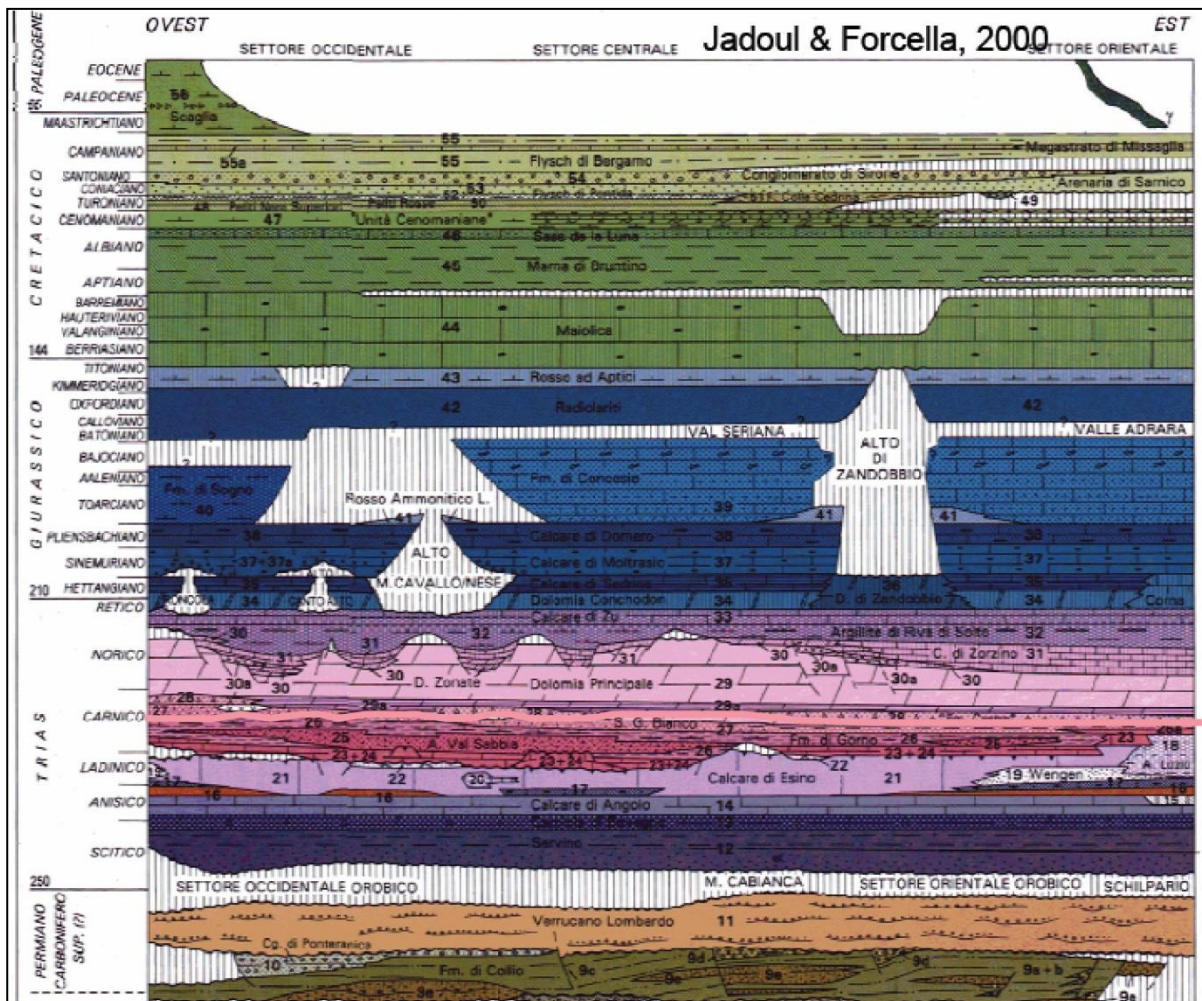
**Fig. 5.17:** Pozzi 1 e 2 (Solarolo e Rodigo) con rispettivi log. Si noti il posizionamento delle 11 superfici individuate. La scala è in metri rispetto alla Tavola Rotary (MD).

In ordine stratigrafico, si riconoscono le seguenti superfici:

La successione carbonatica mesozoica compresa tra la Dolomia Principale e la Maiolica, soprastanti all'Unconformity intra Carnica (1) indicata in rosa (Figg. 5.18 e 5.19) è interessata da tettonica pre-alpina distensiva.

Le faglie normali, sviluppatasi nella fase di rifting del Mesozoico, sono l'espressione del particolare contesto morfo-strutturale instauratosi a partire dal Triassico superiore e durato fino al Cretaceo inferiore che ha registrato una serie di alti strutturali e bacini. I bordi degli alti strutturali sono costituiti dalle principali faglie normali, attive durante le fasi di rift e talora riattivate anche successivamente; una di queste faglie è riconoscibile in sismica (in sezione E-W) nel Transetto A nella parte settentrionale dell'area di studio (Fig. 5.22), la faglia in questione è collegabile in affioramento alla Ballino-Garda. Il lineamento Ballino-Garda è ritenuto essere in letteratura la scarpata morfostrutturale principale interposta fra i due domini lombardo e veneto, quindi è il limite tra il Bacino Lombardo e la Piattaforma di Trento. Tale lineamento ha una direzione NNE-SSW e immerge verso Ovest, è presente nel sottosuolo ed è visibile in sismica, interessa l'intervallo Mesozoico costituito da Dolomia Principale e Maiolica e costituisce la terminazione occidentale del paleo-alto strutturale della Monoclinale mantovana. Tale paleo-alto sembra essere la prosecuzione sepolta del dominio veneto caratterizzato dalla Piattaforma di Trento e assume una importanza specifica nella messa in posto dei thrust appenninici, in quanto l'avanzamento verso l'avampaese della catena Appenninica avviene tramite l'instaurarsi di nuovi thrust che si impostano in zone interessate precedentemente dalla tettonica distensiva. Il risultato finale è la messa in posto di un contesto strutturale costituito dalla presenza di thrust appenninici sovrainpostati sui più antichi lineamenti distensivi (Fig.5.22).



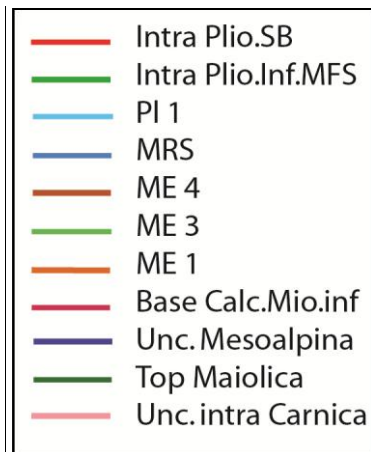


**Fig. 5.18:** schema cronostratigrafico delle successioni comprese tra il Permiano superiore e il Paleogene inferiore. In rosa è segnata l'Unconformity intra Carnica. (Jadoul & Forcella 2000)

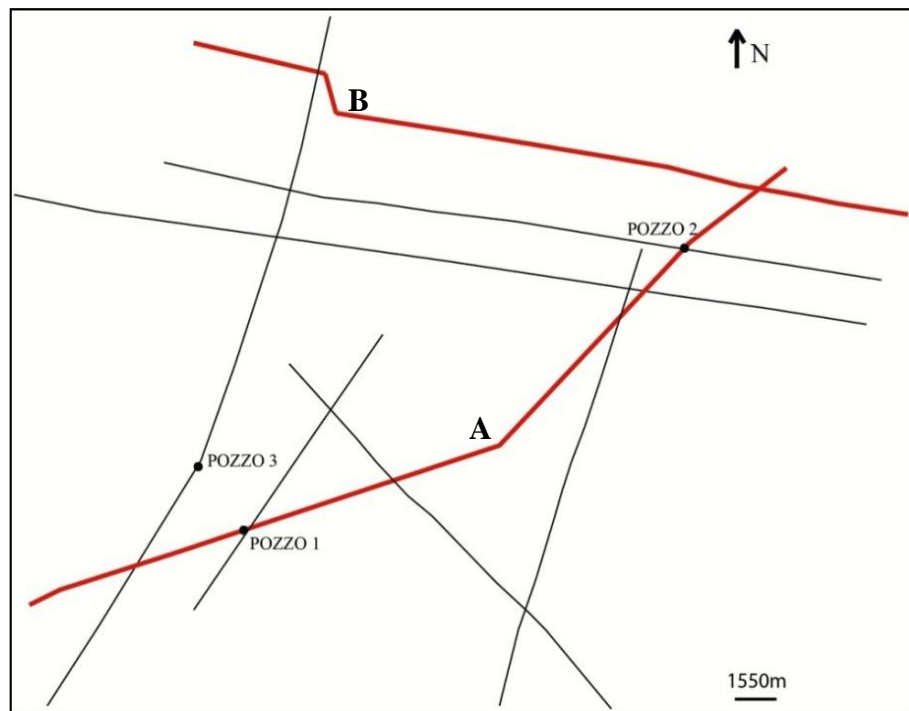
Il top della Maiolica (2), in verde scuro (Fig. 5.19), marca il passaggio ad una successione più marnosa, a sua volta ricoperta, sopra l'Unconformity Mesoalpina (3) (in blu scuro in Fig. 5.19) di età compresa tra l'Eocene medio, sopra la quale poggia un sottile intervallo costituito da calcareniti del Miocene inferiore, chiamato Base Calc. Mio. inf. di colore viola (4) in Fig. 5.19. Le Calcareniti comprendono un'intervallo stratigrafico corrispondente alle facies affioranti nell'area del Garda.

Con la superficie ME1 (5) (indicata con il colore arancione) si entra nell'intervallo stratigrafico più significativo, dove si trovano la maggior parte delle terminazioni stratali che hanno risentito dell'orogenesi Appenninica, quindi dei fattori tettono sedimentari Messiniani. In questa successione (vedi Fig. 5.10), che pur rappresenta un'intervallo temporale relativamente ridotto (Messiniano-Pliocene inferiore), si sono

sviluppate interessanti caratteristiche geometrie in relazione alla chiusura dei prismi sintettonici verso la terminazione settentrionale dell'avanfossa. Le rimanenti sei superfici, che fanno parte di questo intervallo, sono quindi la ME3, ME4 e MRS corrispondenti ad un Messiniano superiore e, infine, si entra nel Pliocene inferiore con le superfici P11, Intra Plio.inf.MFS e Intra Plio.SB.



**Fig. 5.19:** Superfici individuate nei profili sismici all'interno dell'area di studio, le undici superfici rappresentano l'intervallo stratigrafico compreso tra il Triassico superiore (Carnico) e il Neogene (Pliocene inferiore).



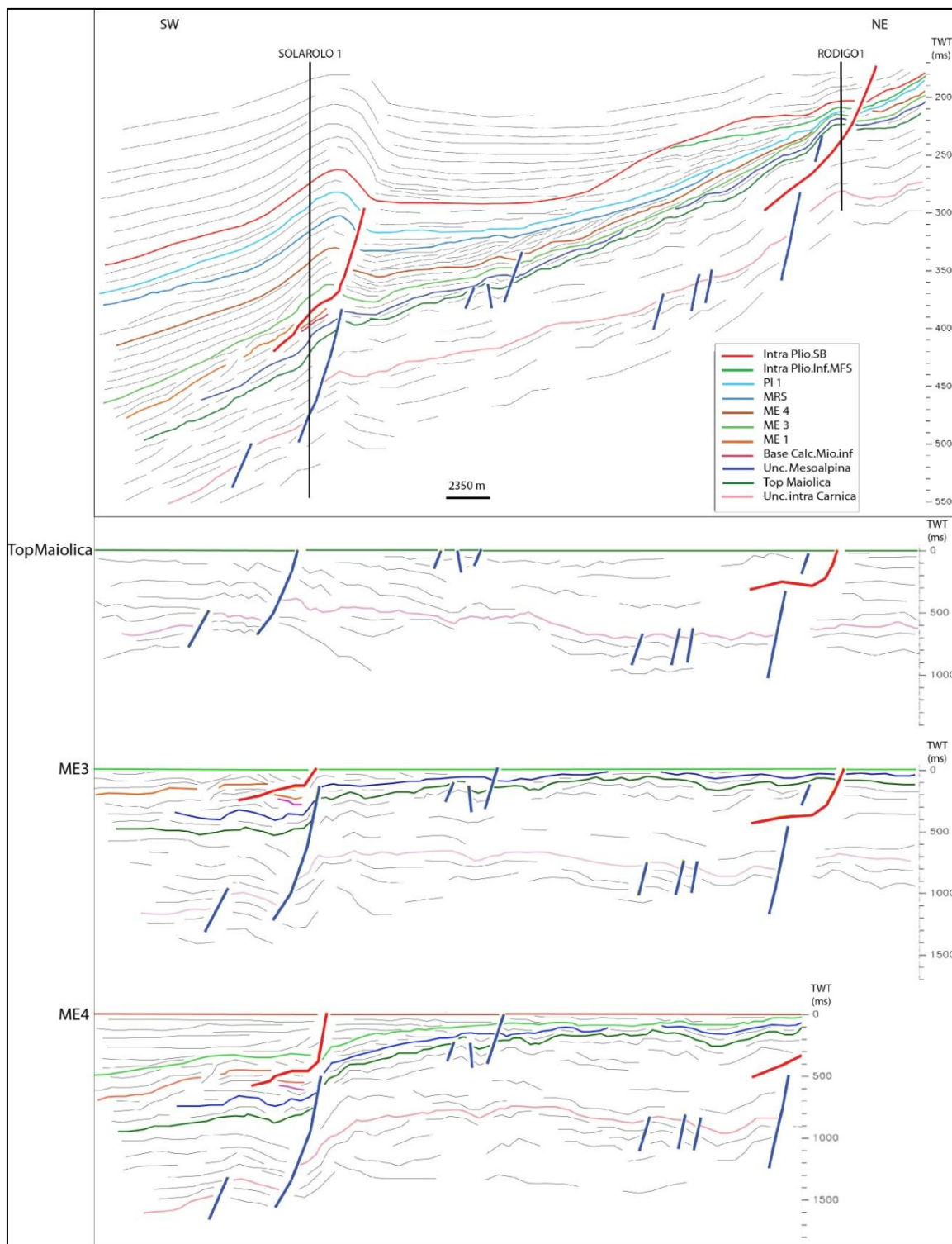
**Fig. 5.20:** ubicazione del 'Transetto A (SW-NE)' e del 'Transetto B (W-E)'.

### Transetto A (SW-NE)

Tale transetto è stato definito con lo scopo di indagare nel sottosuolo le terminazioni stratigrafiche visualizzabili lungo la direzione di compressione appenninica impostatasi sopra i lineamenti estensionali prealpini.

Il contesto strutturale è ben rappresentato in Fig. 5.21. Per rappresentare la consequenzialità delle fasi strutturali sono stati assegnati due differenti colori ai diversi stili normale e inverso; in blu sono rappresentate le faglie normali sviluppatesi in un contesto distensivo, in rosso le faglie inverse caratteristiche di un contesto compressivo. I flattening di Fig. 5.21 permettono di ricostruire dapprima la geometria dei bacini distensivi, caratterizzati da faglie distensive che fanno assumere alla Rampa Mantovana una geometria a gradinata. I successivi thrust, conseguenza dell'orogenesi Appenninica, tendono ad impostarsi proprio in corrispondenza delle faglie distensive, quindi osserviamo che generalmente al di sopra di un gradino della gradinata è presente una struttura compressiva che va ad interessare l'intervallo stratigrafico Messiniano-Pliocenico.

La fase compressionale appenninica nell'area di studio fa sentire i suoi effetti in tempi successivi al Messiniano, come si può notare dal confronto tra i *flattening* della Fig. 5.21 e la situazione attuale. I thrust appenninici, in particolare, assumono una notevole importanza successivamente all'unconformity intra-Zancleana. Azzerando il Top Maiolica si nota la presenza di sola tettonica distensiva, caratterizzata dalla presenza di faglie normali con trend NW-SE e immergenti verso SW; il thrust segnato in rosso nel primo flattening non è attivo in quel tempo, è presente perché disloca anche parte della successione mesozoica e l'operazione non elimina automaticamente le strutture di età più recente. Con l'azzeramento delle superfici ME3 e ME4, si nota che anche il thrust più interno, il cui piano di scollamento interessa solo la successione Cenozoica, non esplica un'attività sin sedimentaria sulla successione sottostante i livelli di flattening.



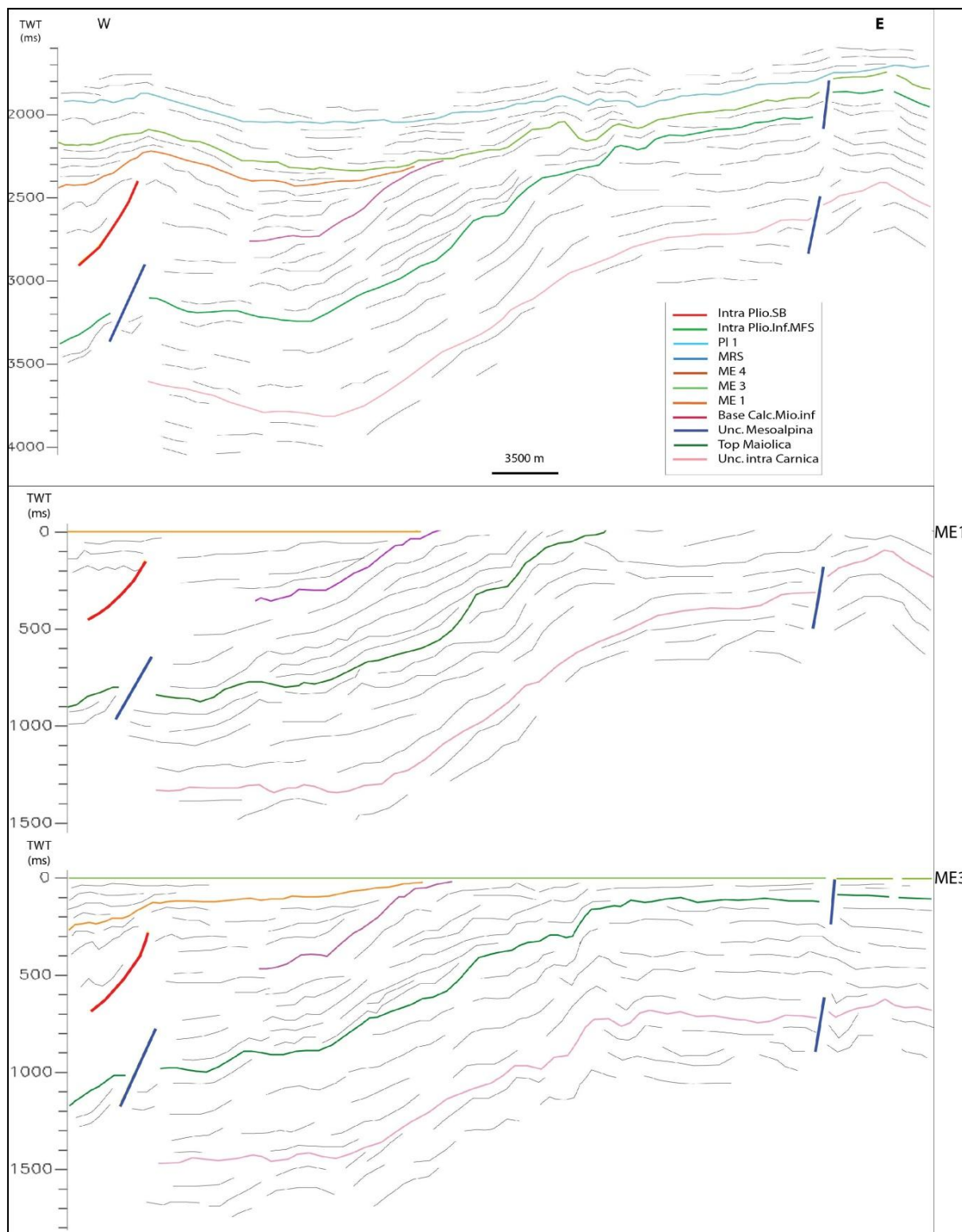
**Fig. 5.21:** Linedrawing della linea sismica SW-NE (in alto) nella quale la tecnica dei flattening successivi (in basso) è stata utilizzata per visualizzare l'evoluzione tettono-sedimentaria dell'area di studio. Si noti che i thrust appenninici si impostano al di sopra delle faglie normali mesozoiche.

### Transetto B (W-E)

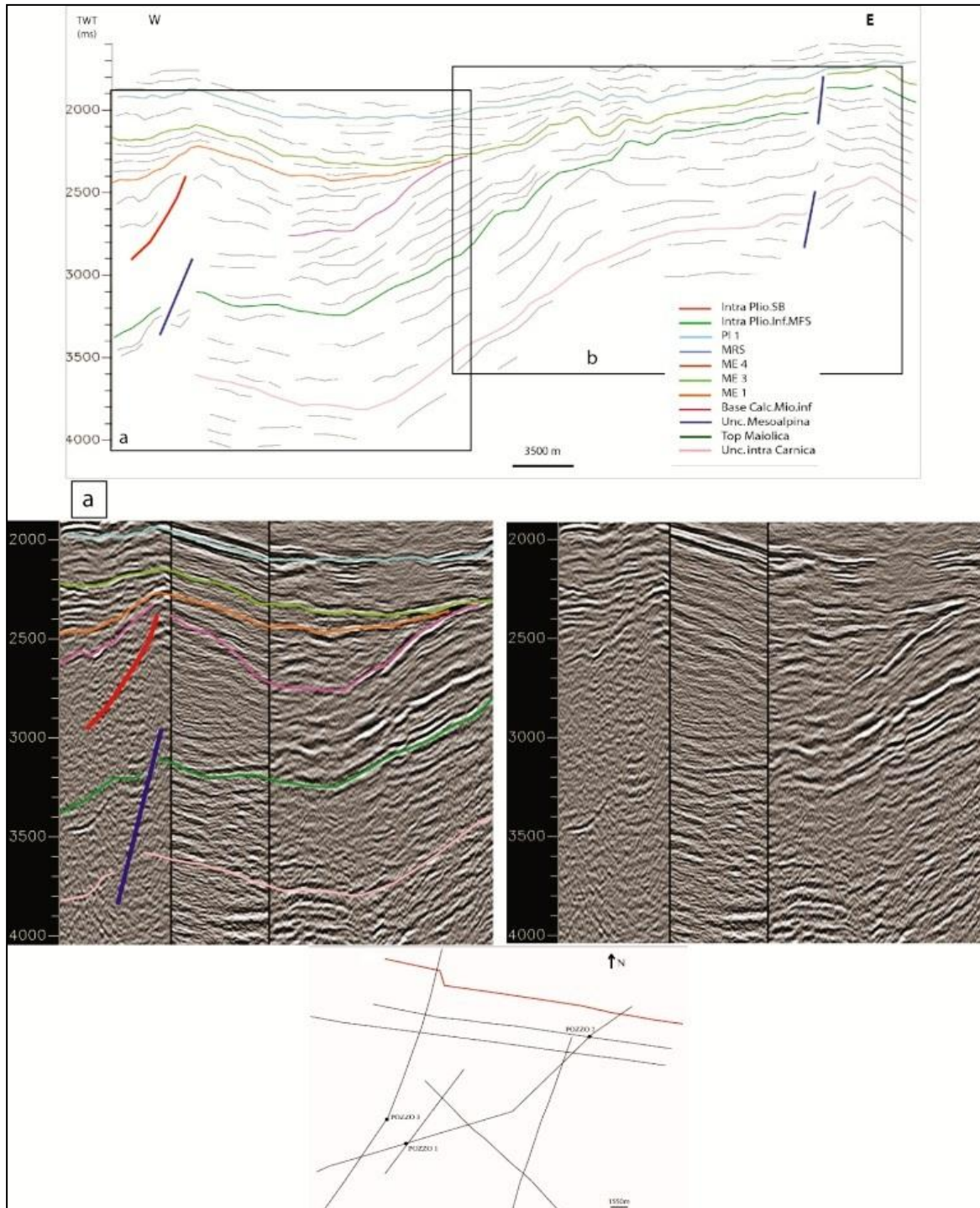
Tale transetto è stato definito con il medesimo scopo del Transetto A (SW-NE) (Fig. 5.20). In questo caso, però, si nota come la fase estensionale mesozoica non abbia prodotto faglie normali solamente con trend NW-SE e immersione SW, ma anche faglie con trend NNE-SSW e immersione WNW, sopra alcune delle quali si sono poi impostate le classiche faglie inverse prodotte dalla compressione successiva. In questo caso però, data la posizione più settentrionale, la presente faglia non può essere considerata come un thrust appenninico.

La faglia normale presente a W in Fig. 5.22 ha un trend apparente NNE-SSW e un'immersione WNW; essa risulta dislocare la porzione costituita dai calcari mesozoici, sopra i quali si trova l'intera successione Messiniano-Pliocenica interessata dalla successiva fase compressionale alpina. Anche in questo caso il Messiniano è caratterizzato dalla presenza di geometrie deposizionali frutto del riempimento del bacino, le caratteristiche delle geometrie di tale riempimento risultano essere influenzate anche da un contesto strutturale parzialmente ereditato dalle faglie Mesozoiche.

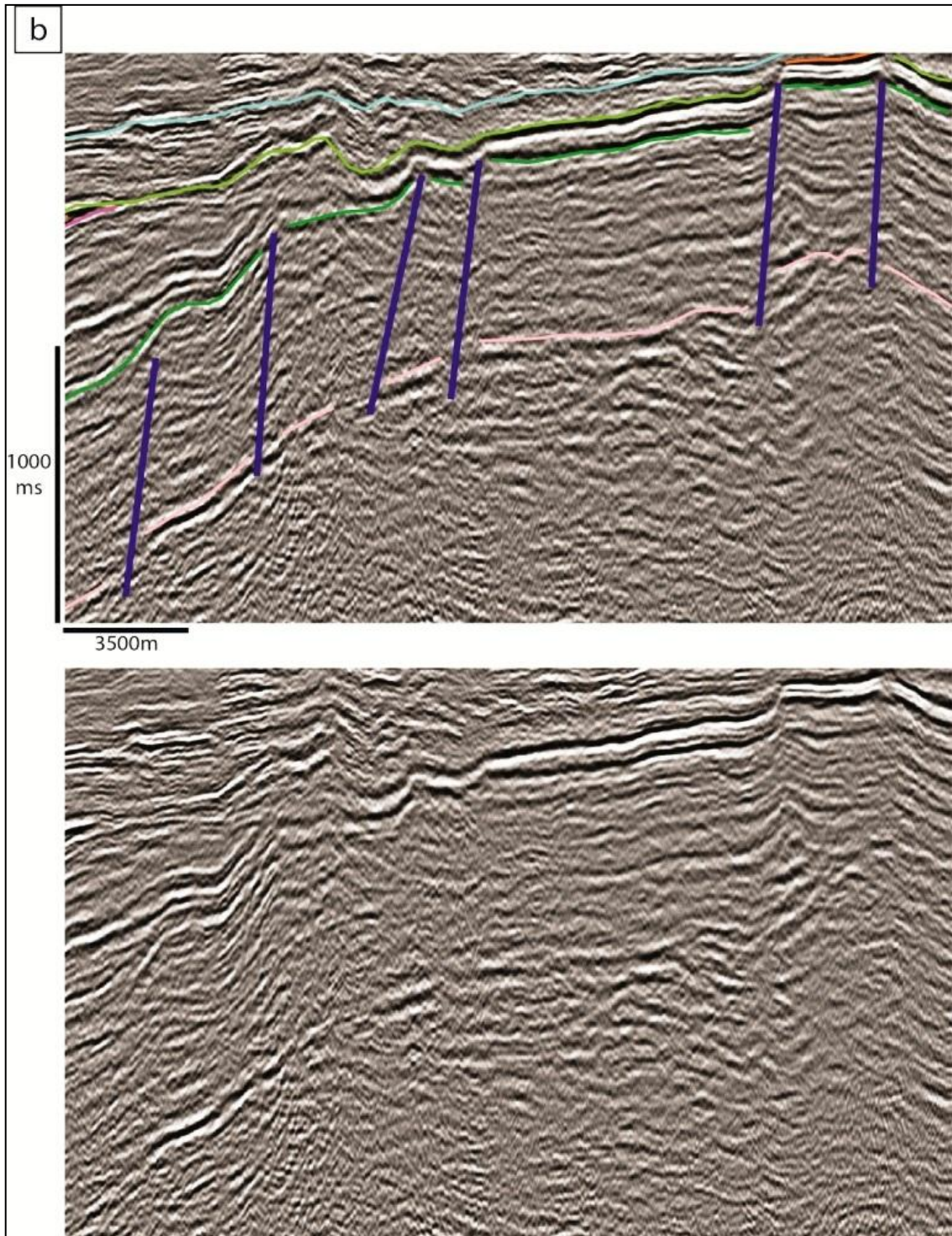
Visto le faglie normali riconosciute nei transetti A e B, l'attività sinsedimentaria Mesozoica, il loro trend e le relazioni con gli elementi strutturali affioranti a N si può ipotizzare che questo sistema sia la prosecuzione verso S del limite tra Bacino Lombardo e Piattaforma di Trento. Questa piattaforma è bordata verso W dalla linea Ballino-Garda, che è in letteratura il limite tra il Bacino Lombardo e la Piattaforma di Trento e presenta un trend simile a quello che si suppone abbia la faglia normale appena discussa nel Transetto B in Fig. 5.22 (vedi Fig. 5.23 e 5.24 per i dettagli) (Ravaglia et al. 2006; Carminati 2009). A sostegno di queste ipotesi intervengono le carte strutturali, che, in prossimità della zona di faglia individuata nel Transetto B individuano l'estremità occidentale della Rampa Mantovana.



**Fig. 5.22:** Linedrawing della linea sismica W-E (in alto) nella quale la tecnica dei flattening successivi (in basso) è stata utilizzata per visualizzare, a W, la presenza di una faglia normale con immersione WNW e il successivo thrust alpino al di sopra della faglia normale mesozoica.

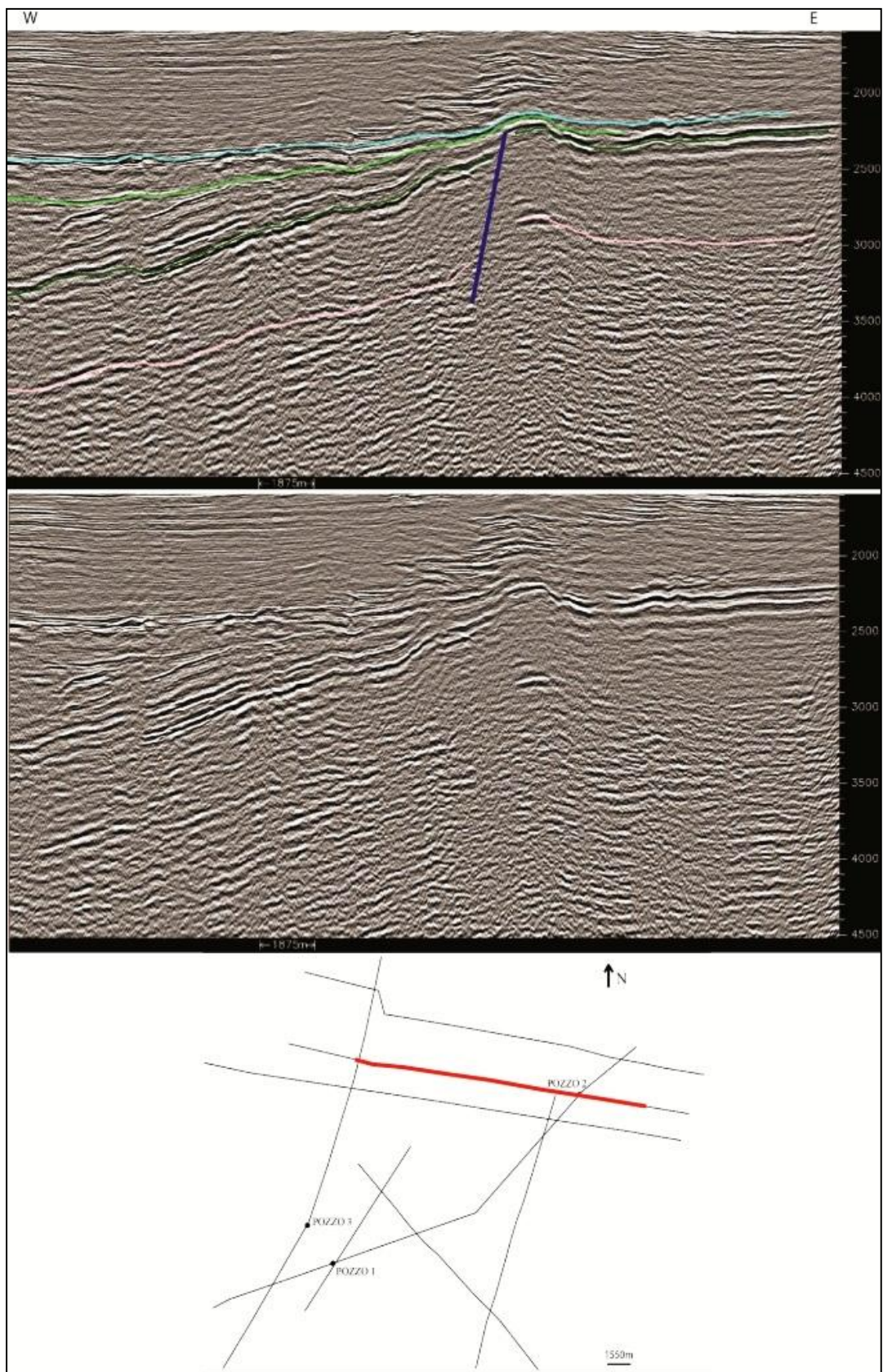


**Fig. 5.23:** linedrawing del Transetto B (W-E) con relativo dettaglio a e ubicazione in carta. In blu vengono segnate le faglie normali e in rosso le inverse.



*Fig. 5.24:* dettaglio **b** relativo alla figura 5.23. In blu vengono segnate le faglie normali e in rosso le inverse.





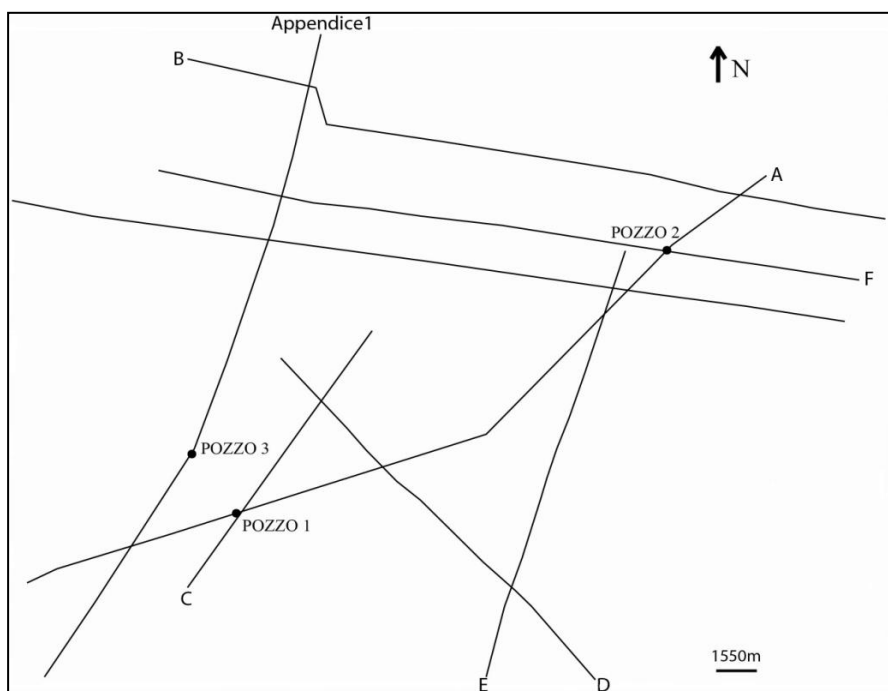
*Fig. 5.24:* linea sismica W-E con ubicazione in carta.

### 5.3. TIPOLOGIA DELLE TERMINAZIONI STRATIGRAFICHE

Le linee sismiche prese in considerazione in questo lavoro hanno permesso l'individuazione, nell'area di studio, di differenti tipologie di terminazioni stratigrafiche. Queste terminazioni si sono sviluppate in un medesimo contesto tettono-sedimentario regionale che però, procedendo con un'analisi dettagliata, presenta diversi sotto-contesti ognuno dei quali ha portato alla formazione di peculiari terminazioni stratigrafiche la cui individuazione è importante dal punto di vista della geologia del petrolio. Infatti alcune di queste terminazioni possono rappresentare potenziali trappole stratigrafiche o comunque fornire modelli di riferimento per situazioni analoghe. Il concetto di trappola stratigrafica parte dal presupposto sostanziale che terminazioni stratigrafiche e variazioni laterali di facies possono dar luogo ad accumulo di idrocarburi.

Poiché le terminazioni per onlap rappresentano un esempio importante di trappola stratigrafica, in questo capitolo viene proposta una loro classificazione in relazione all'area di studio e al suo contesto morfostrutturale e de posizionale.

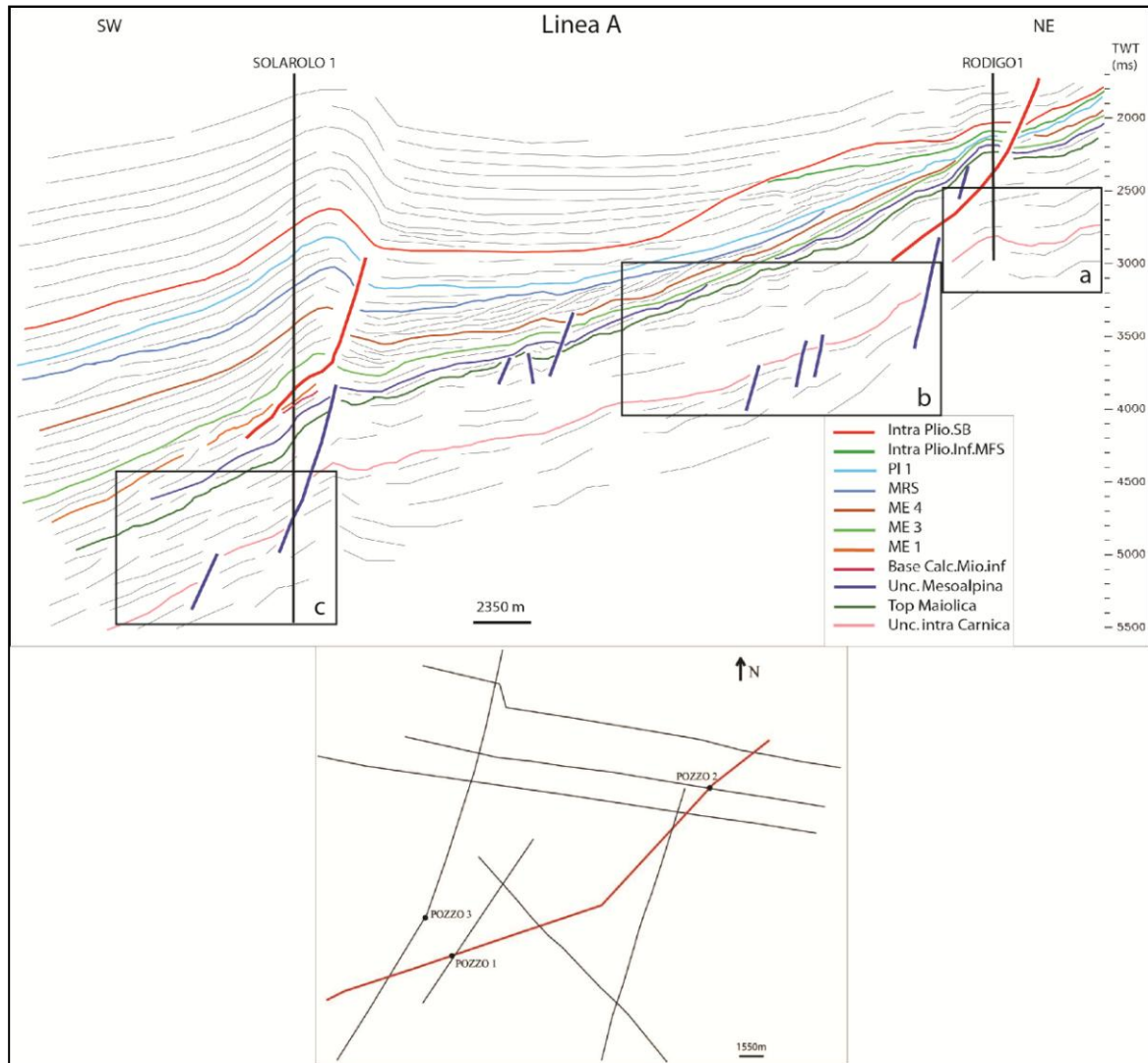
Una prima distinzione viene fatta suddividendo gli onlap in *marini* e *costieri*. I primi si sviluppano sulle scarpate (base-of-slope e intra-slope), i secondi presso la linea di costa (su limiti di sequenza o superfici di ravinement).



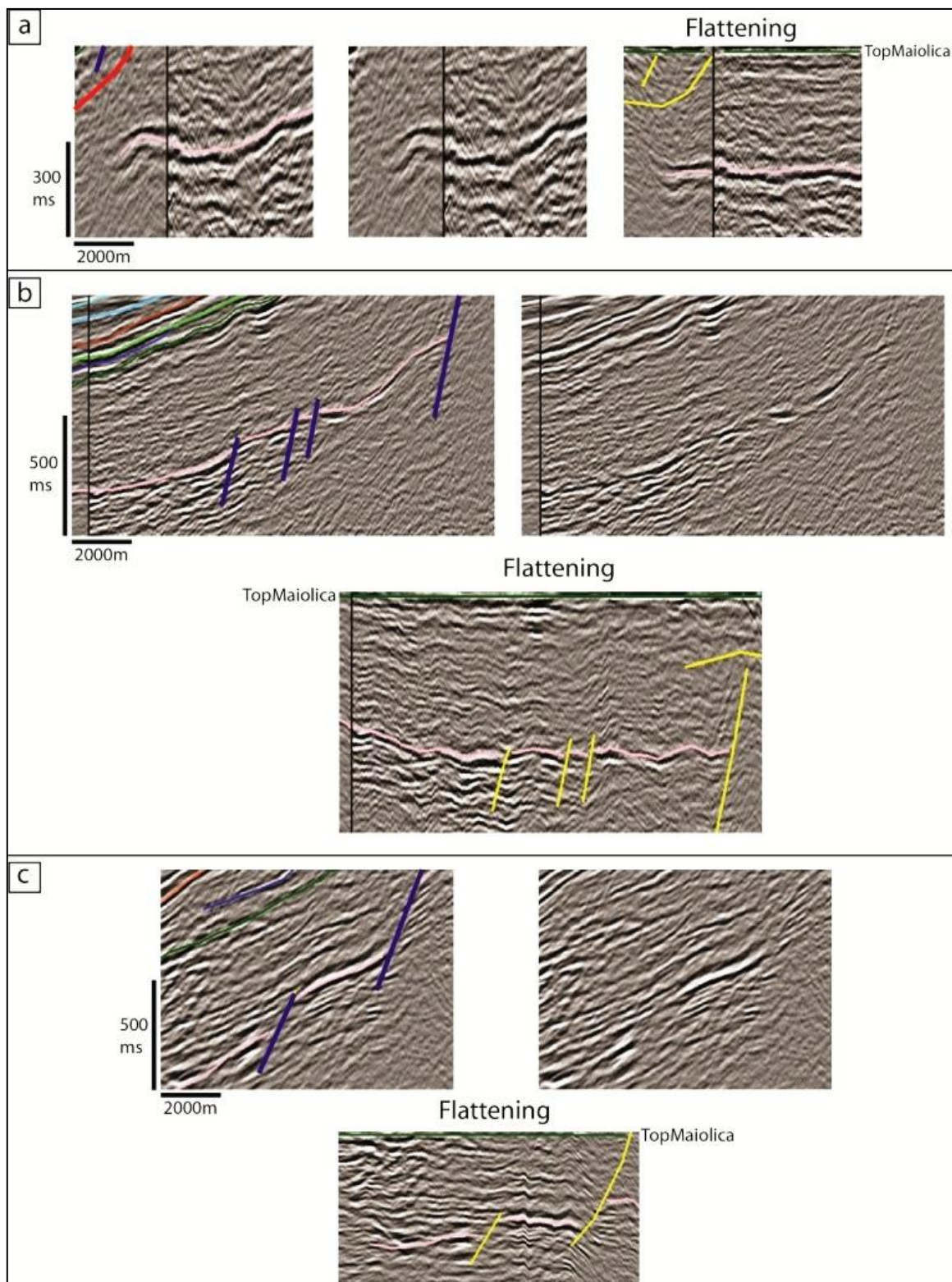
**Fig. 5.26:** mappa schematica dell'area di studio con indicati i pozzi e i nomi delle linee sismiche che meglio rappresentano le geometrie deposizionali e strutturali.

### 5.3.1. Onlap costieri controllati da strutture distensive mesozoiche (rift)

Sono le terminazioni stratigrafiche originate nel contesto di rifting della distensione mesozoica, quindi interessano l'intervallo dei *carbonati mesozoici*.



**Fig. 5.27:** linedrawing della linea sismica A (SW-NE) con ubicazione dei tre dettagli **a**, **b** e **c**.



*Fig. 5.28:* dettagli **a**, **b** e **c** relativi alla figura 5.27.

### 5.3.2. Onlap marini controllati da strutture distensive cenozoiche (tilting flessurale dell'avampaese)

Sono le terminazioni stratigrafiche generate nel contesto di tilting flessurale dell'avampaese della fase distensiva cenozoica.

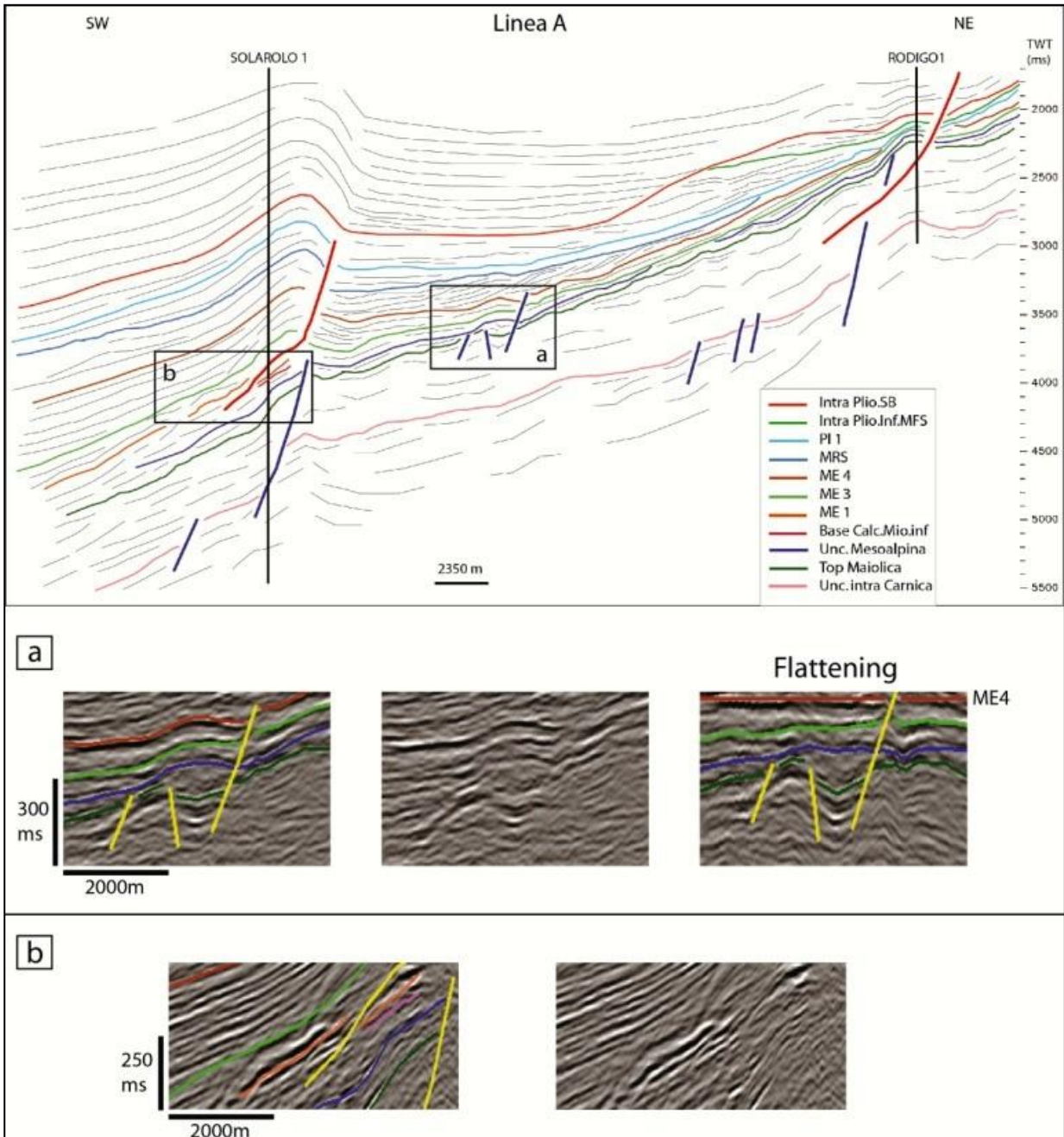
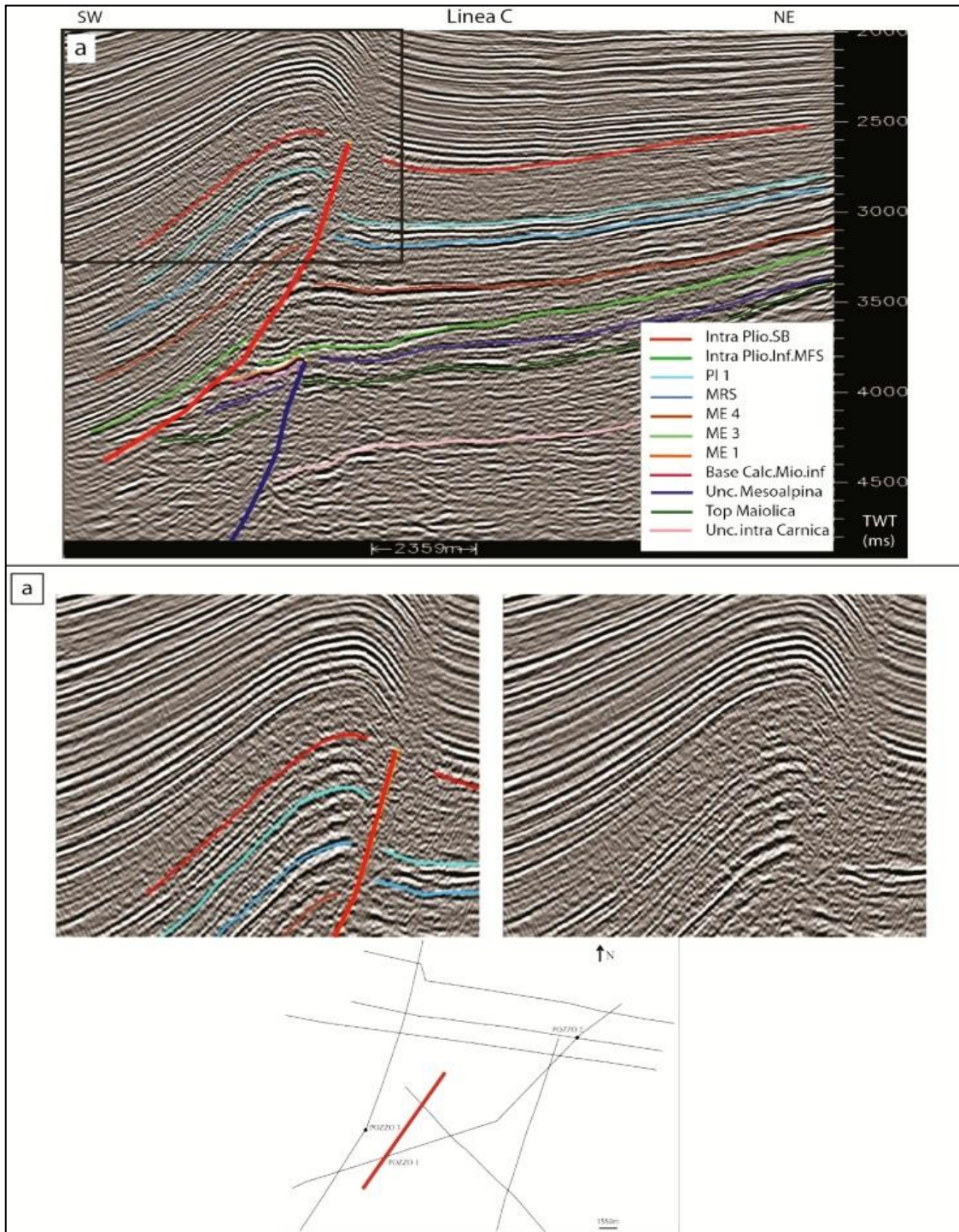


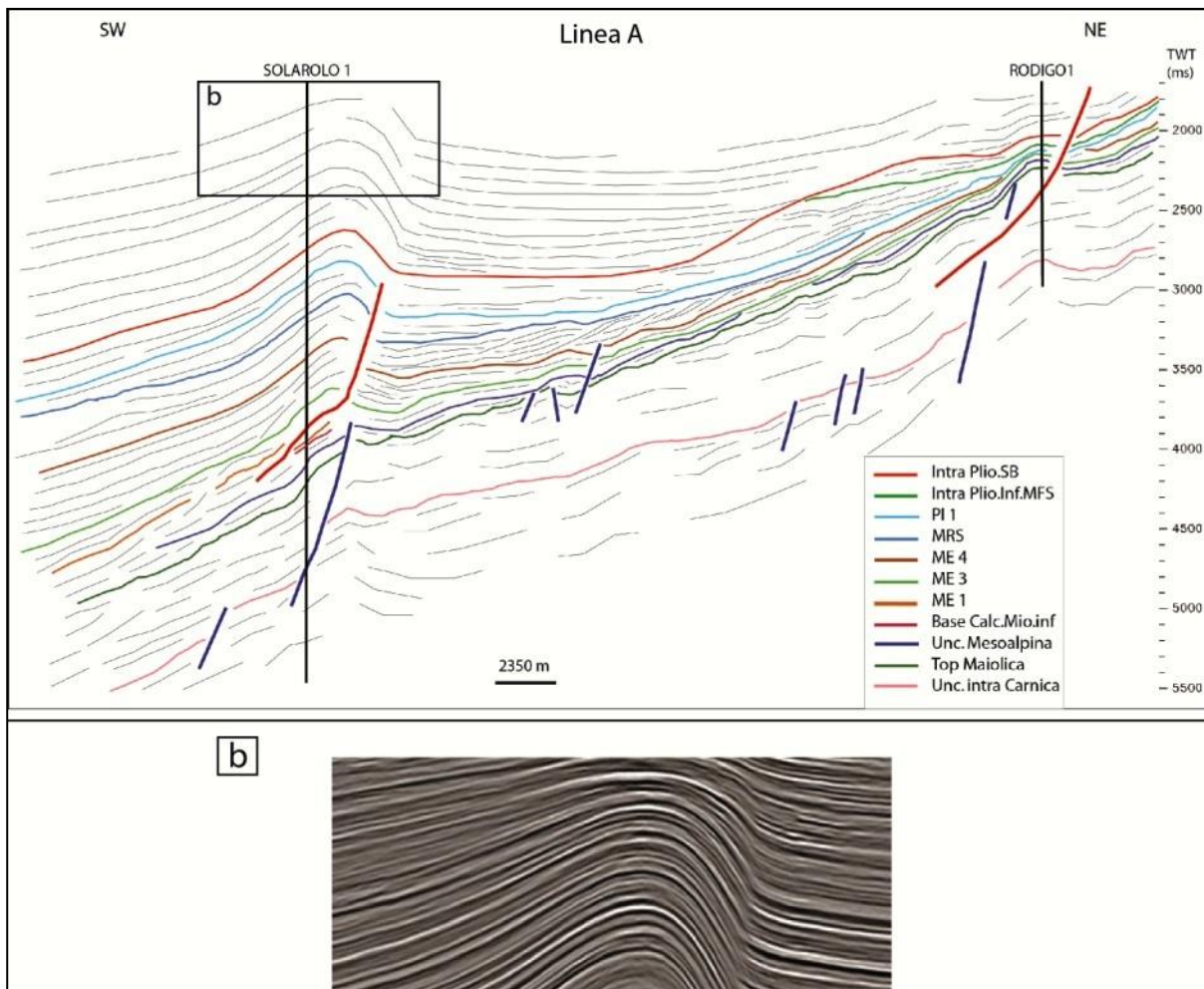
Fig. 5.29: linedrawing della linea sismica A (SW-NE) e relativi dettagli a e b.

### 5.3.3. Onlap marini controllati da strutture compressive

Sono le terminazioni stratigrafiche risultato della compressione dovuta all'orogenesi appenninica che ha sviluppato thrust NE-vergenti.



*Fig. 5.30:* linea sismica C con orientazione SW-NE rappresentata in carta e relativo dettaglio **a**.



**Fig. 5.31:** linedrawing della linea sismica A (SW-NE) e relativo dettaglio b.

### 5.3.4. Onlap marini interessati da deformazione successiva

Queste terminazioni sono il risultato del susseguirsi di due differenti stili tettono-sedimentari, in questo caso distensivo prima e compressivo poi.

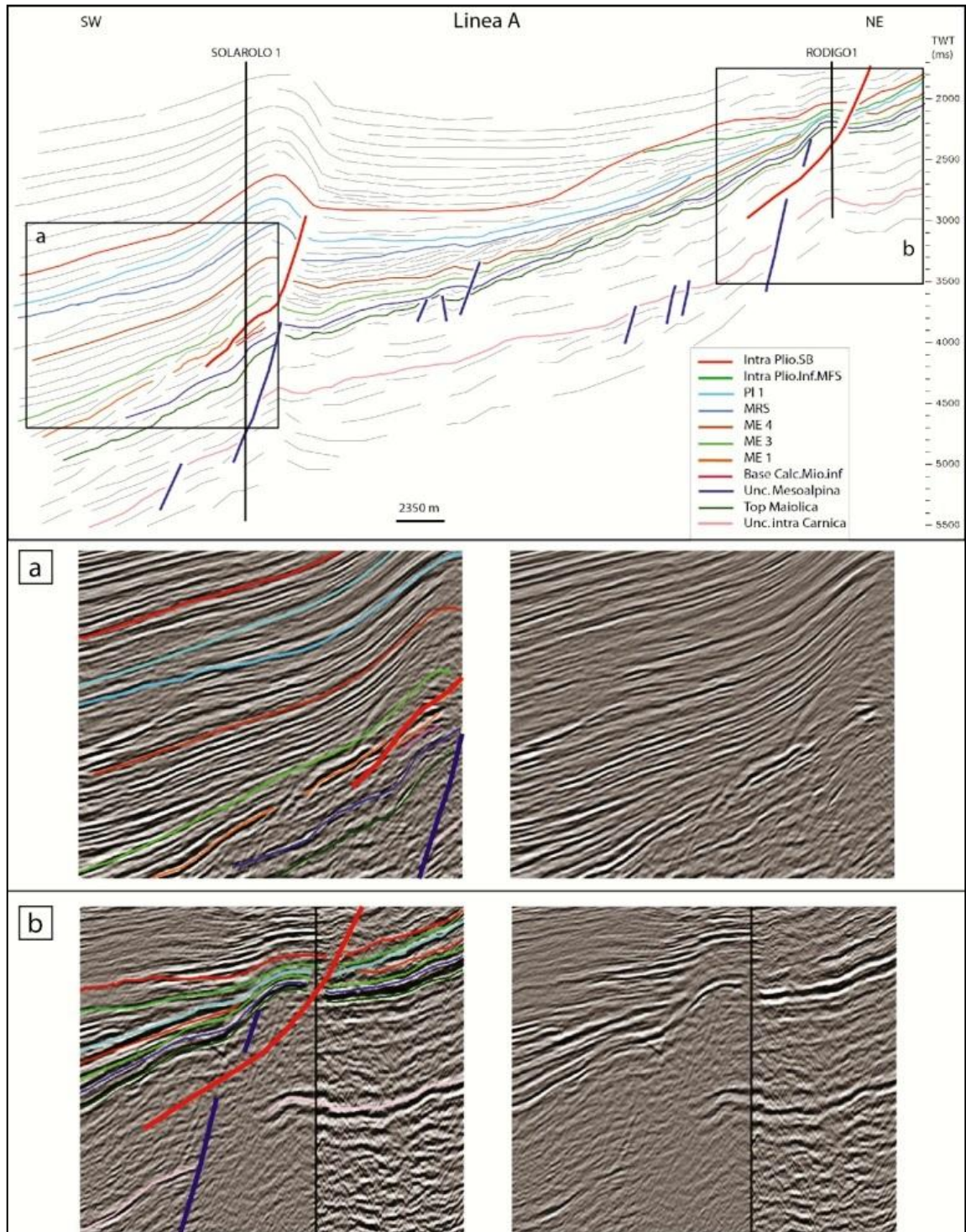
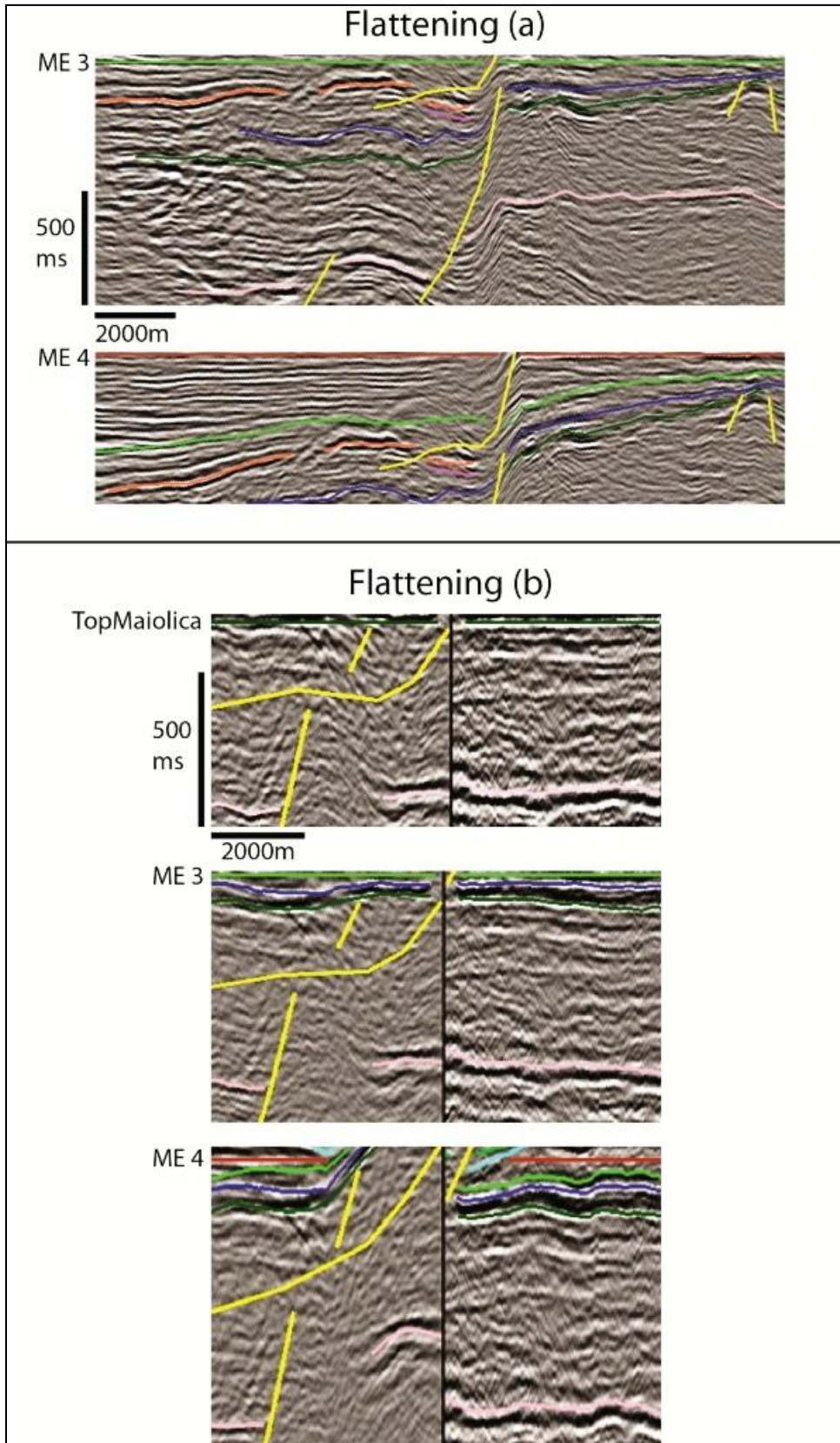


Fig. 5.32: linedrawing della linea sismica A (SW-NE) e relativi dettagli a e b.

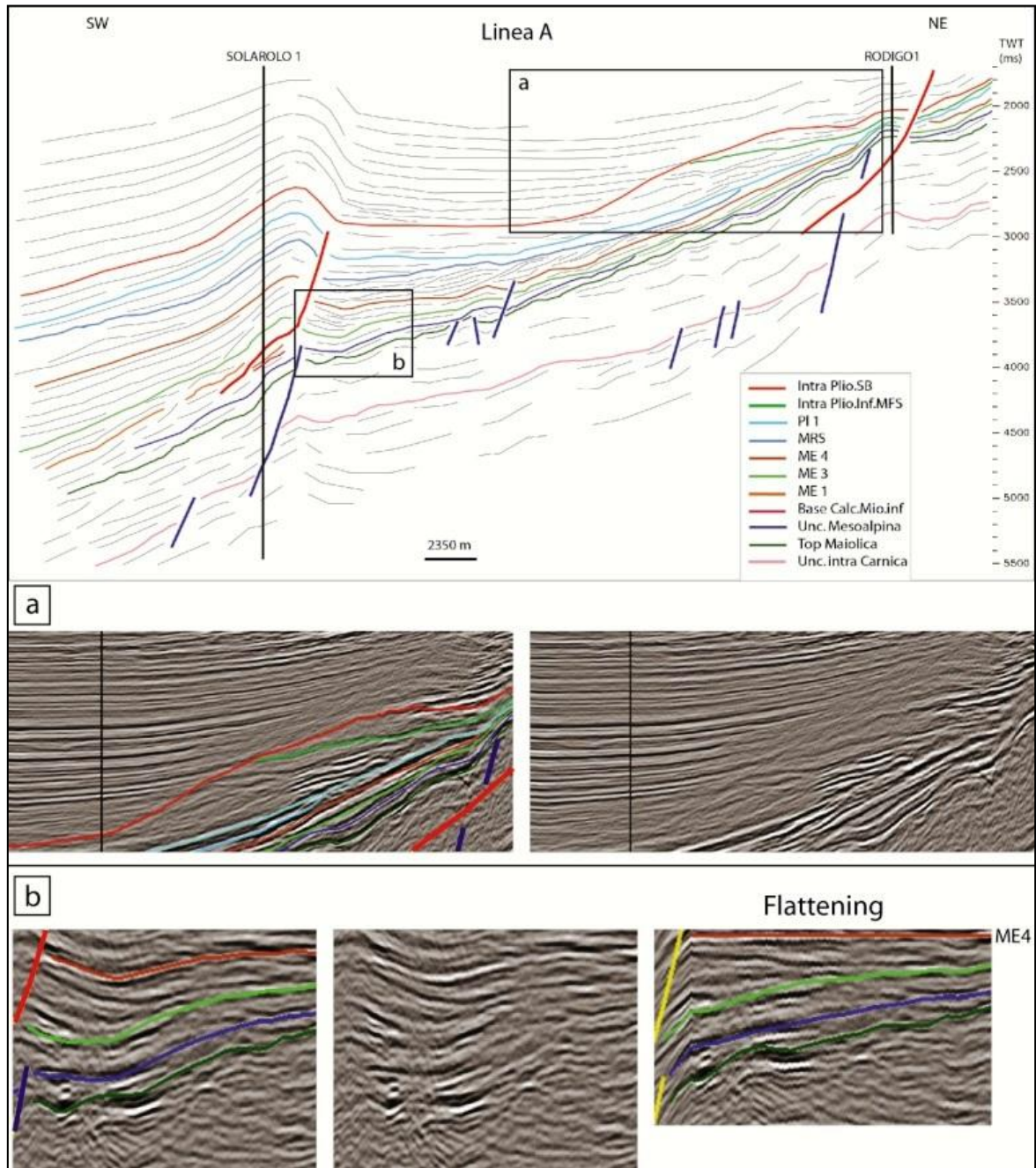




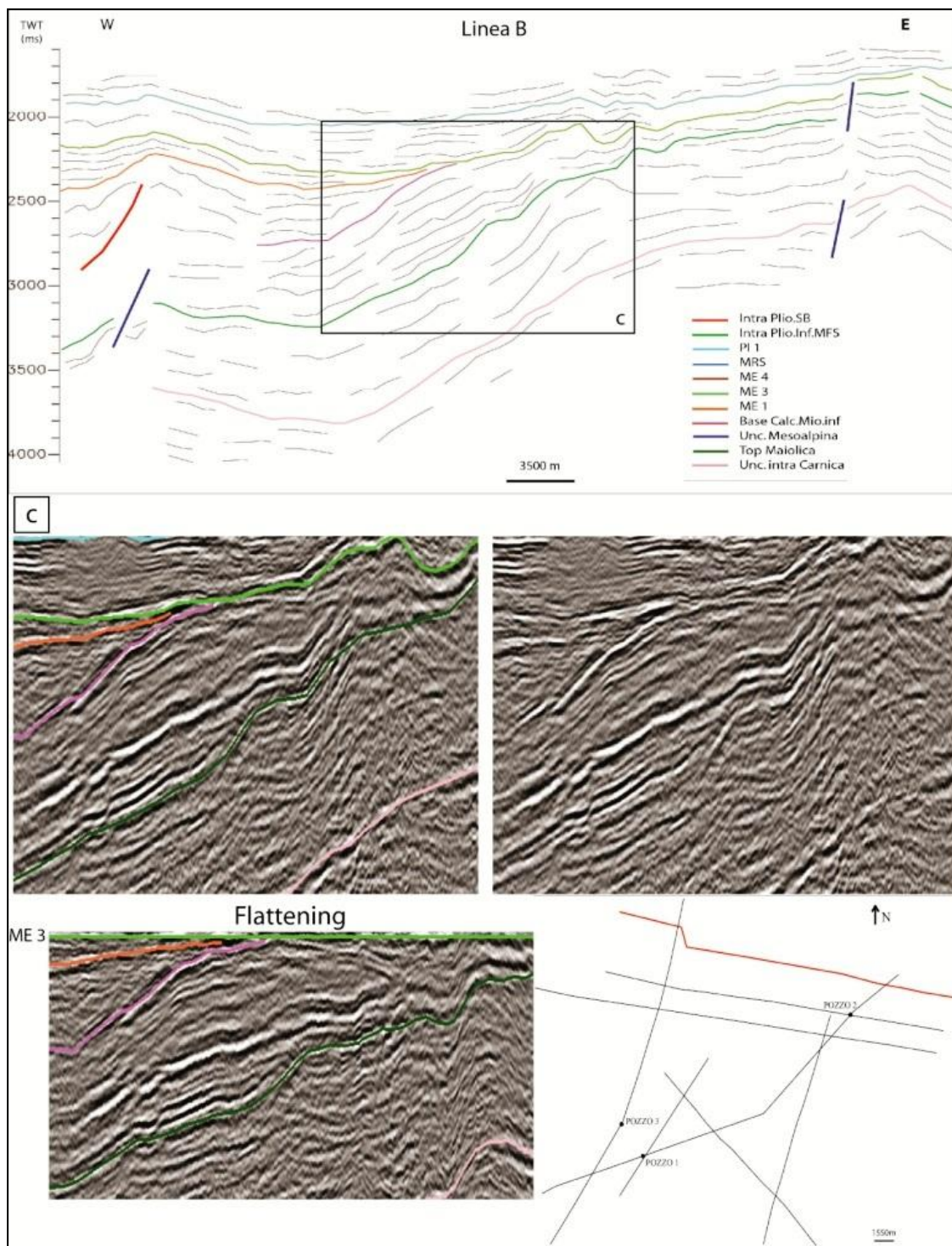
**Fig. 5.33:** *flattening* relativi ai dettagli **a** e **b** della Fig. 5.32.

### 5.3.5. Onlap marini su rampa

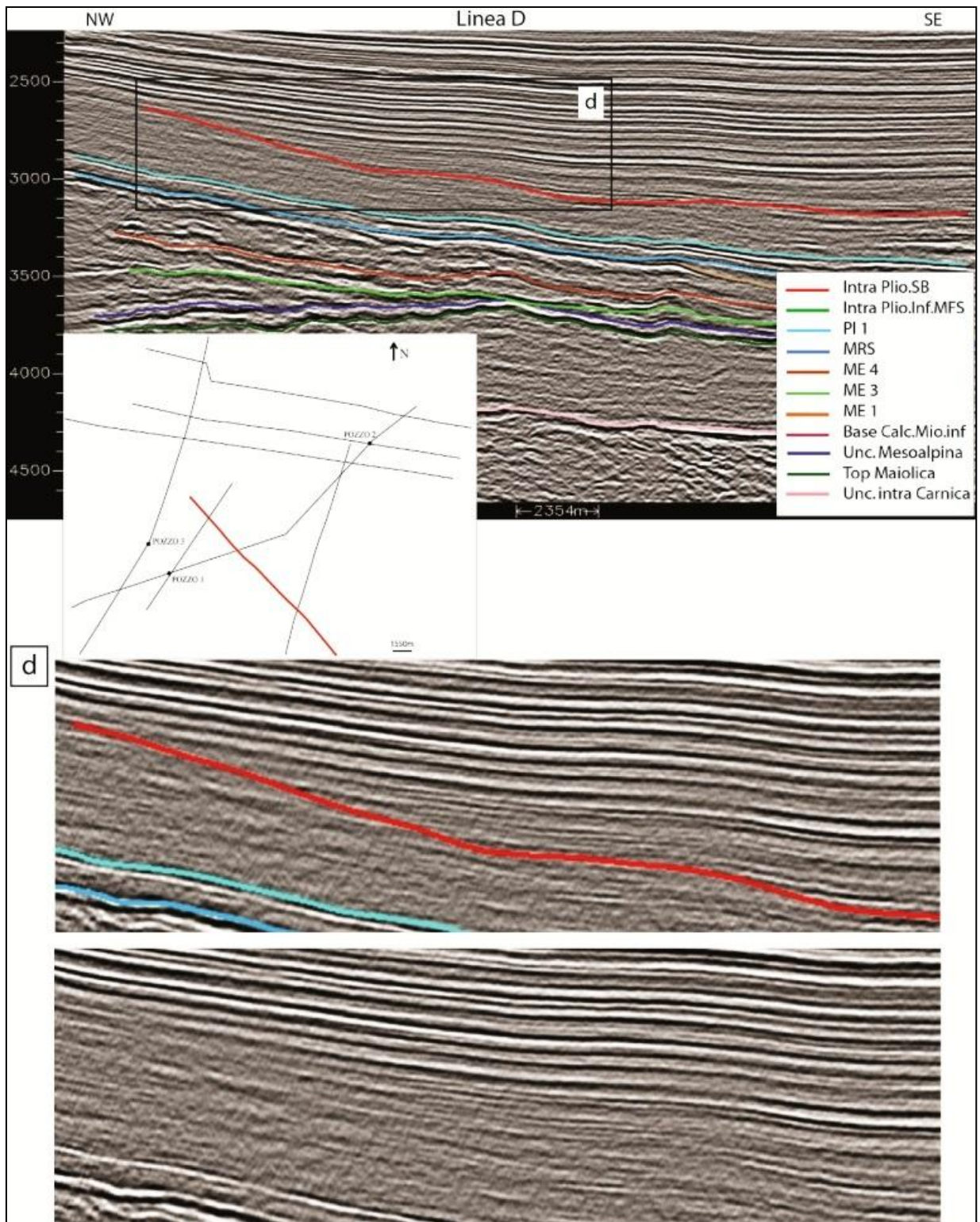
Sono le terminazioni stratigrafiche riguardanti gli onlap che poggiano principalmente su depositi di scarpata immediatamente precedenti.



**Fig. 5.34:** linedrawing della linea sismica A (SW-NE) e relativi dettagli **a** e **b** (con flattening).



**Fig. 5.35:** linedrawing della linea sismica B (W-E) e relativo dettaglio c con *flattening*.



**Fig. 5.36:** linea sismica D con orientazione NW-SE rappresentata in carta e relativo dettaglio **d**.

### 5.3.6. Onlap marini al margine di canyon sottomarini

Sono le terminazioni stratigrafiche sviluppate all'interno di canyon sottomarini associati a fasi di incisione subacquea generate in relazione a limiti di sequenza.

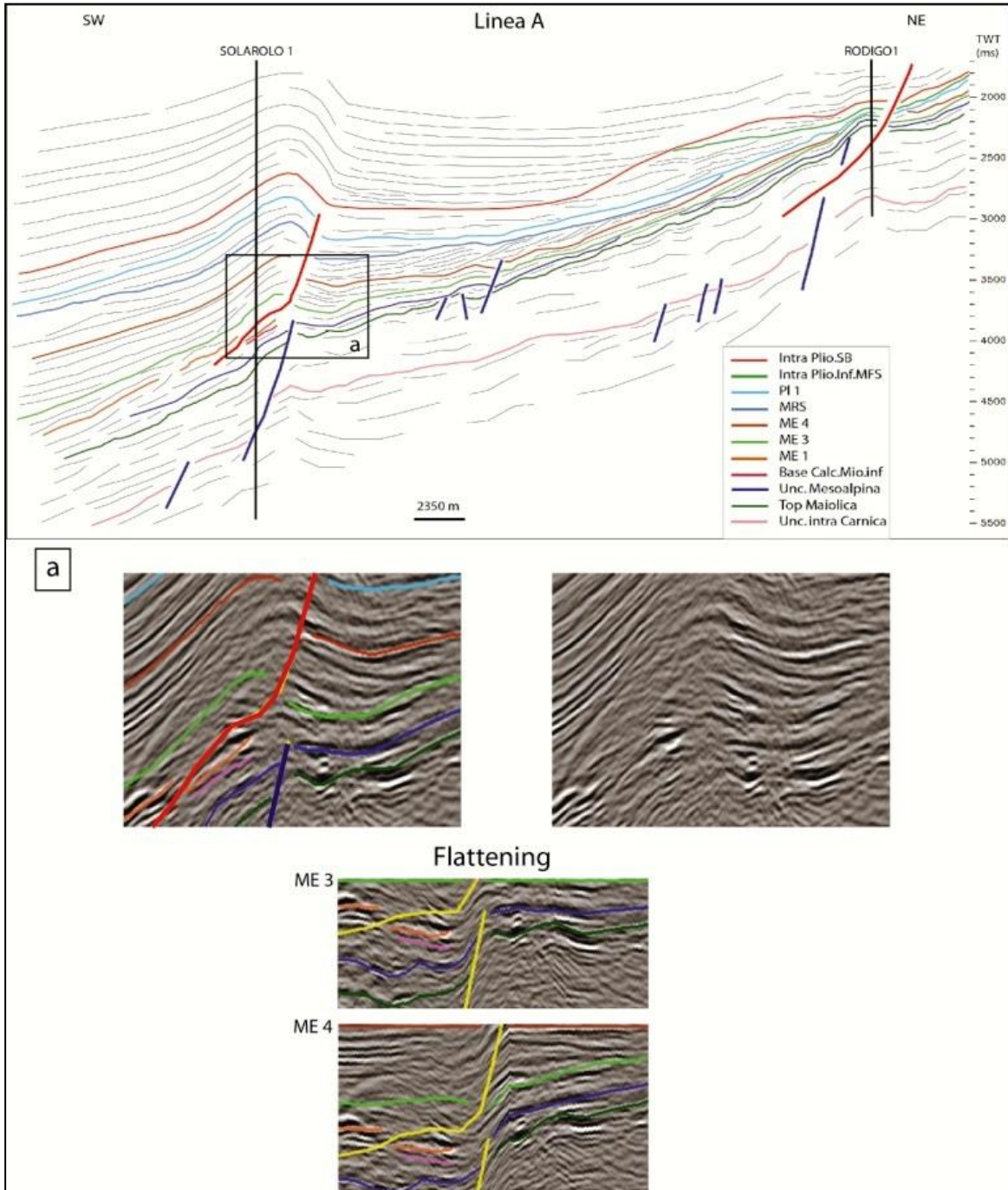
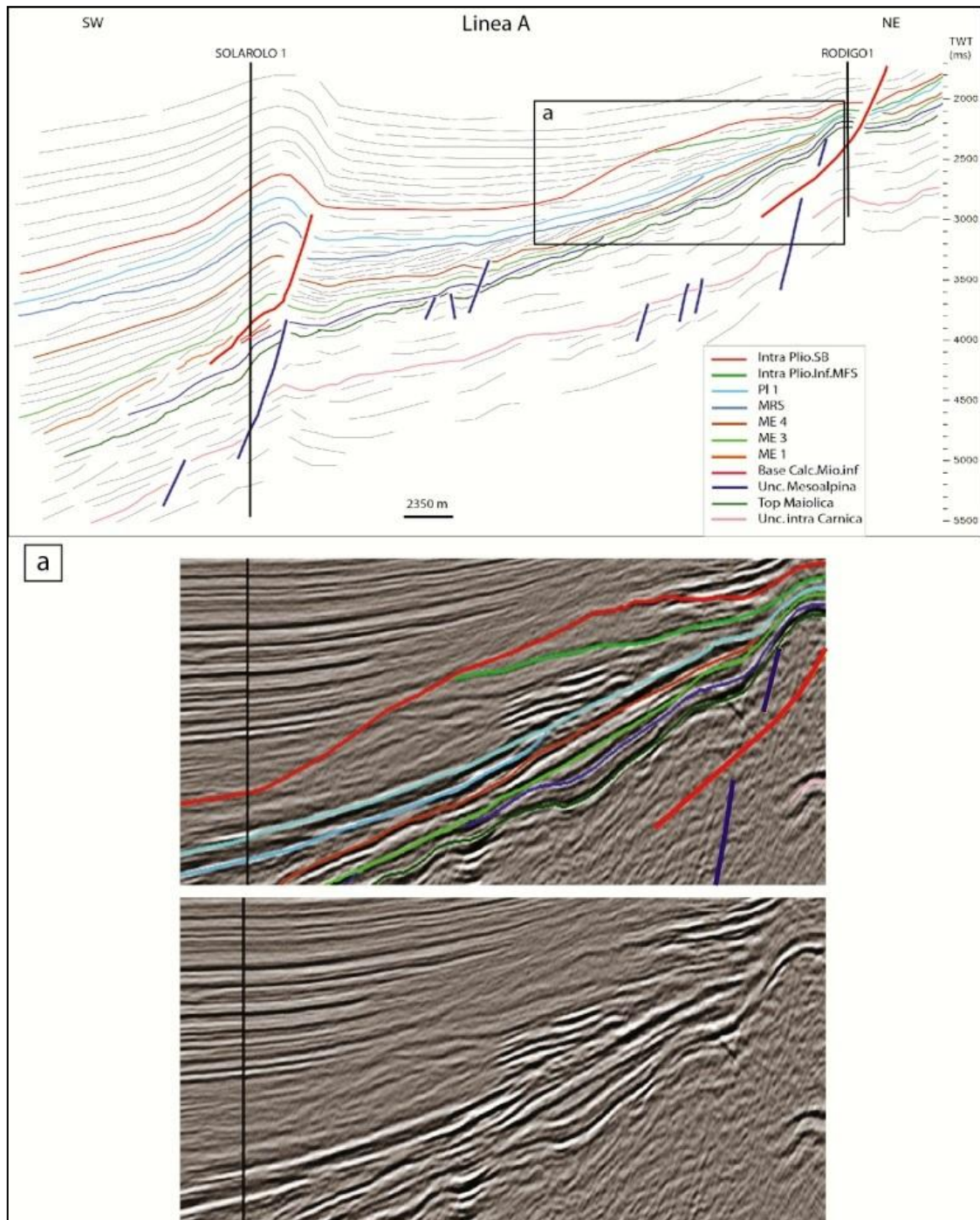


Fig. 5.37: linedrawing della linea sismica A (SW-NE) e relativo dettaglio a con flattening.

### 5.3.7. Onlap costieri

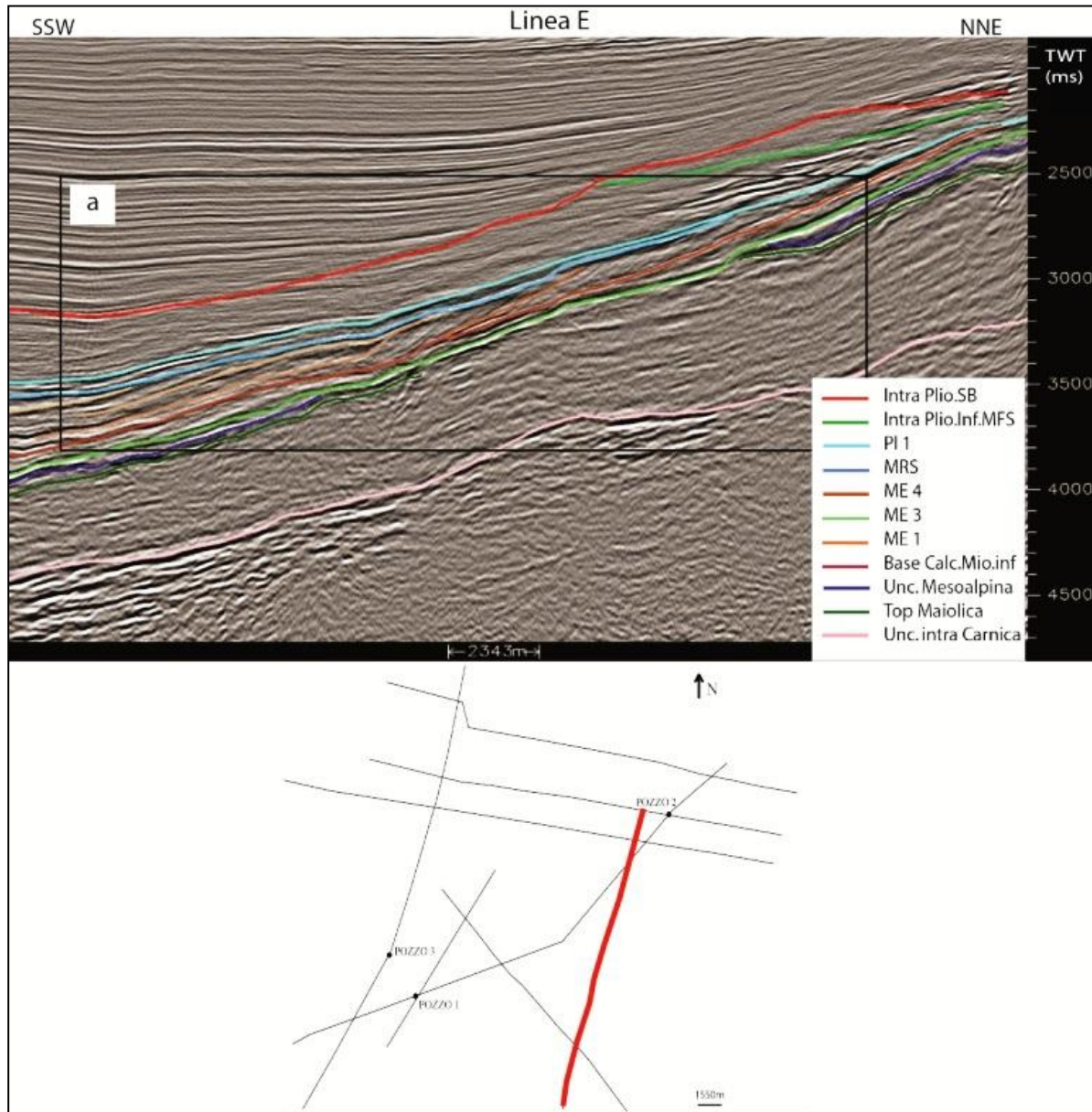
Sono le terminazioni stratigrafiche che poggiano sulla superficie di ravinemento durante una fase di trasgressione o su un limite di sequenza generato da un abbassamento relativo del livello del mare.



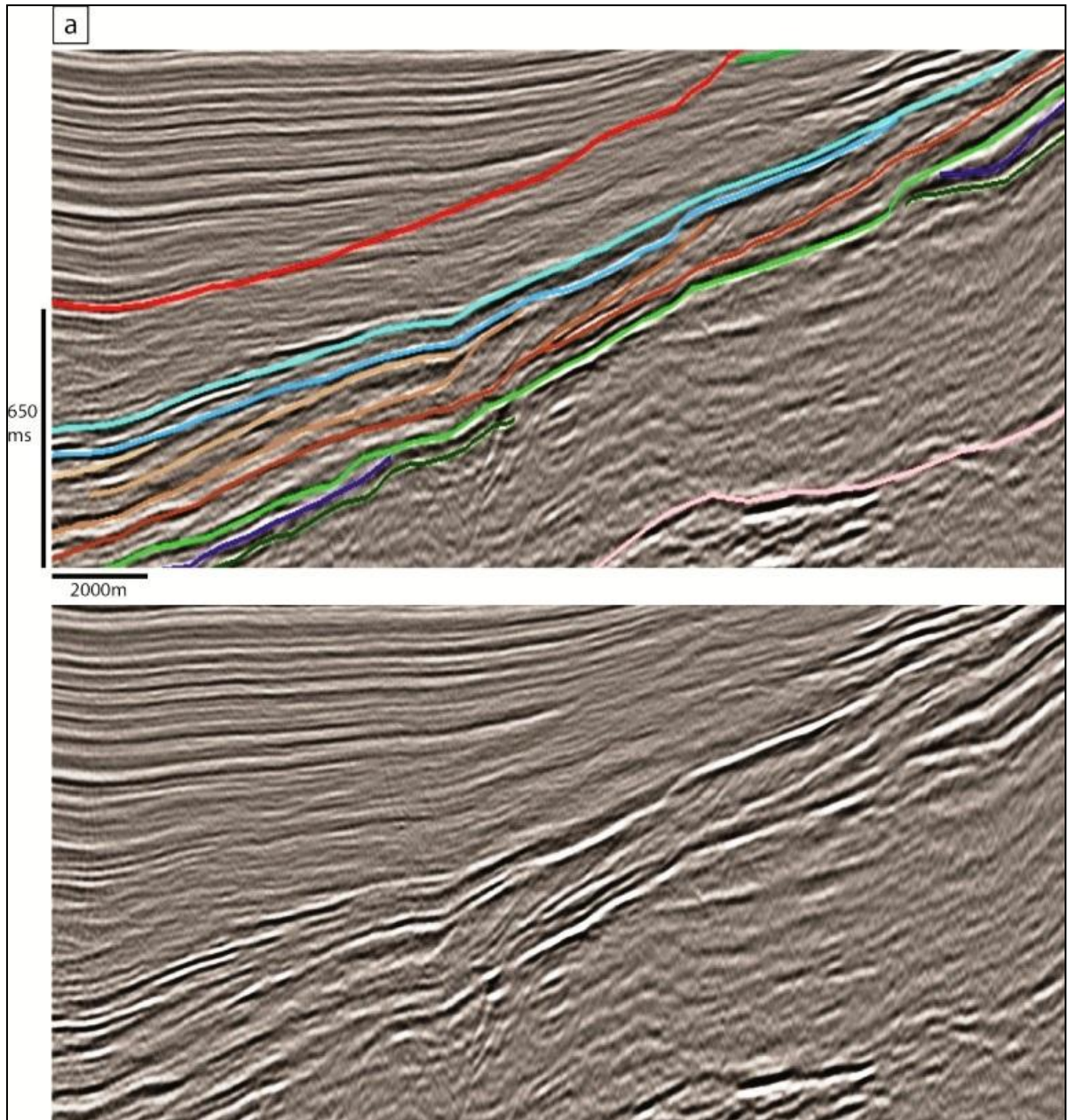
**Fig. 5.38:** linedrawing della linea sismica A (SW-NE) e relativo dettaglio a.

### 5.3.8. Onlap all'interno di regressioni forzate

Sono le terminazioni stratigrafiche formate durante una regressione marina, frutto quindi di una caduta del livello relativo del mare.

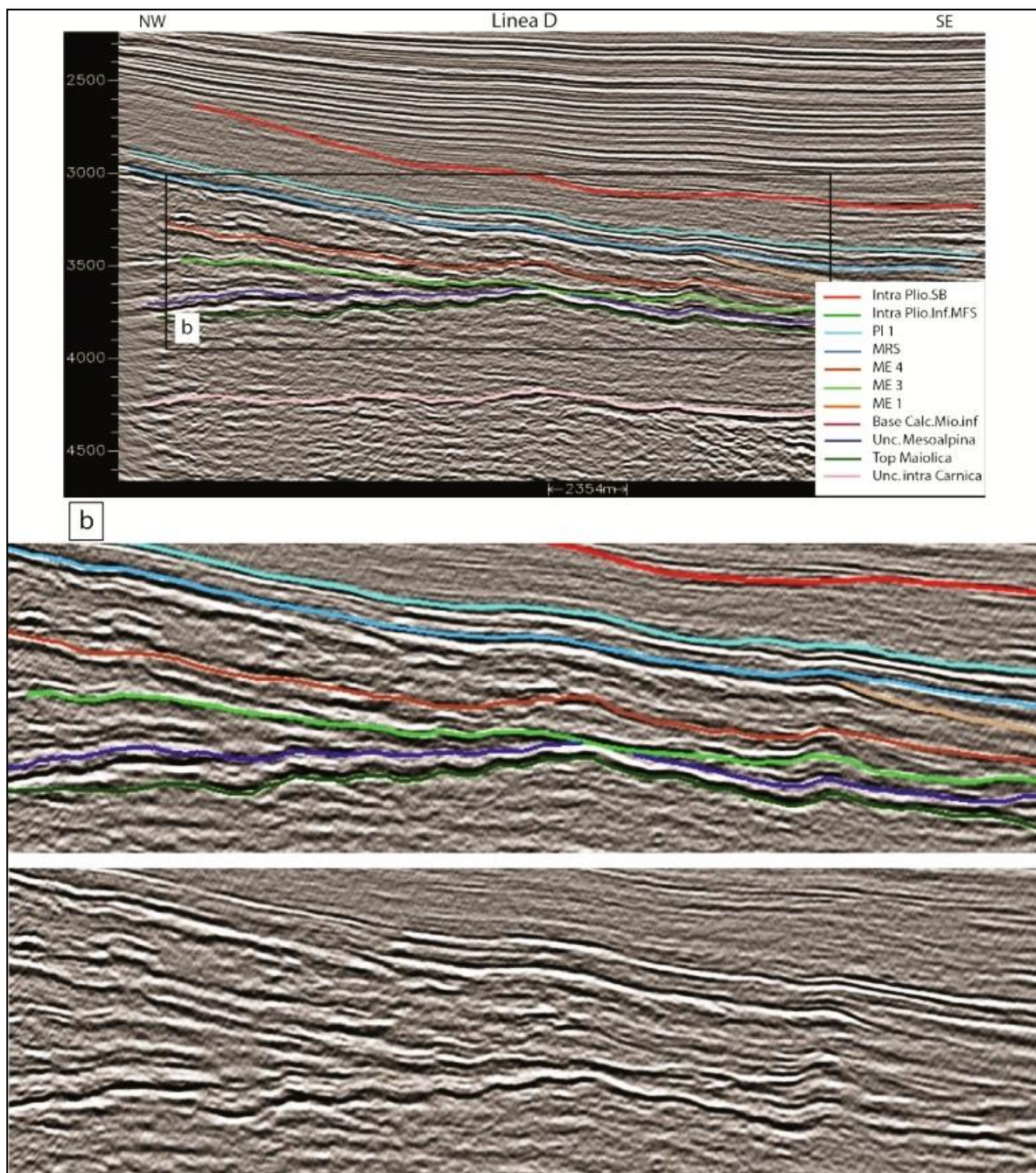


**Fig. 5.39:** linea sismica E con orientazione SSW-NNE rappresentata in carta, con relativo dettaglio **a**.



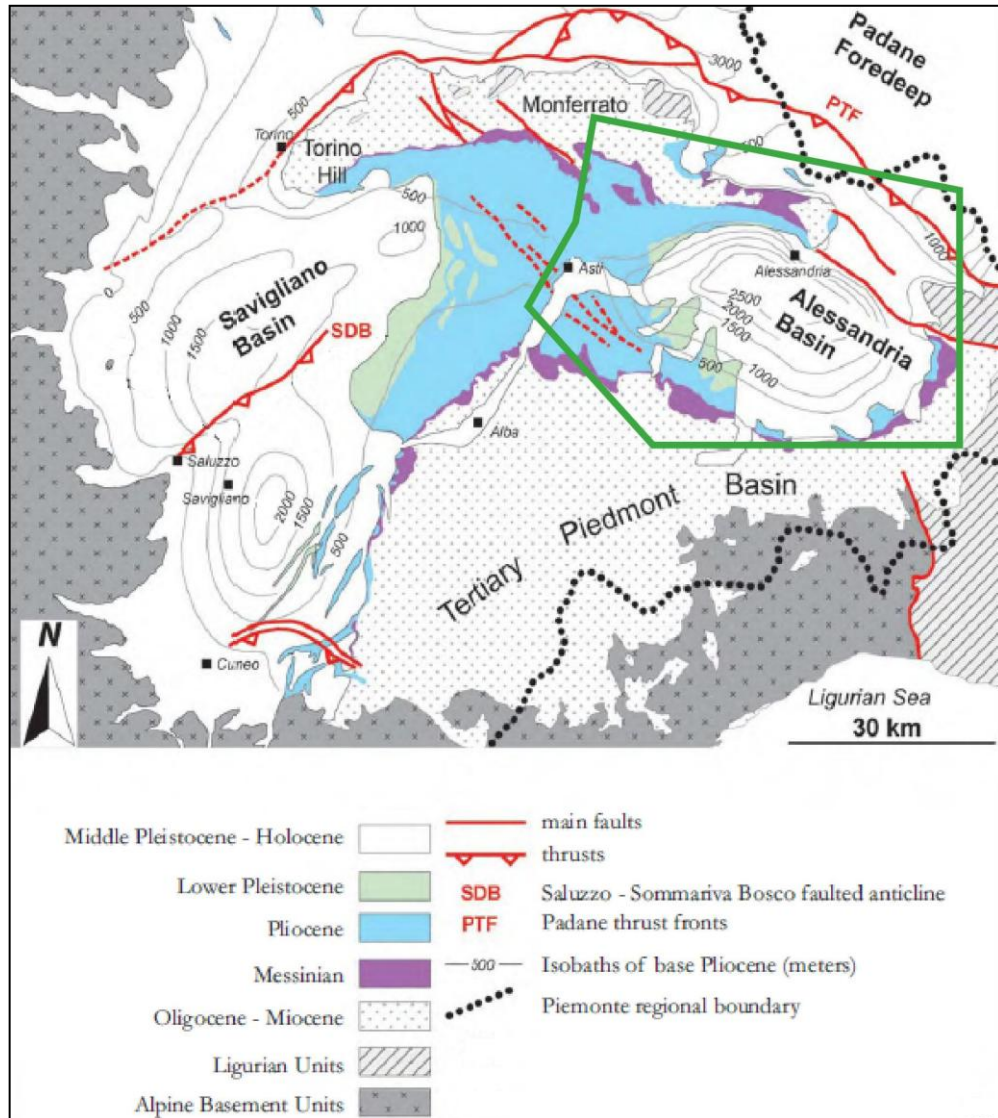
*Fig. 5.40:* dettaglio **a** relativo alla Fig. 5.39. La scala verticale è stata ingrandita di 1.3 volte.





**Fig. 5.41:** linea sismica D con orientazione NW-SE e relativo dettaglio **b**. Per l'ubicazione vedi Figg. 5.26 e 5.36.

## 6. AREA 2 – BACINO DI ALESSANDRIA



**Fig. 5.1:** Mappa geologica schematica del Piemonte meridionale con rappresentata l'area di studio in verde e le aree limitrofe. (modificata da Irace et al. 2010)

### 6.1. EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

L'area di studio è caratterizzata da un grande ciclo trasgressivo-regressivo che va dal tardo Eocene al Messiniano. La massima trasgressione è avvenuta nel tardo Burdigaliano e coincide con l'acme dello spazio di accomodamento generato dalla tettonica. Questo è registrato dalla deposizione di un sistema torbiditico ad alta efficienza con spessore di 1 km e che occupa quasi tutto il bacino (Formazione

Cortemilia dalla letteratura). Questo sistema separa la successione più antica trasgressiva verso SW dalla successiva successione regressiva generata dal sollevamento, che inizia nel Miocene medio, registrato lungo entrambi i margini SO e SE del bacino.

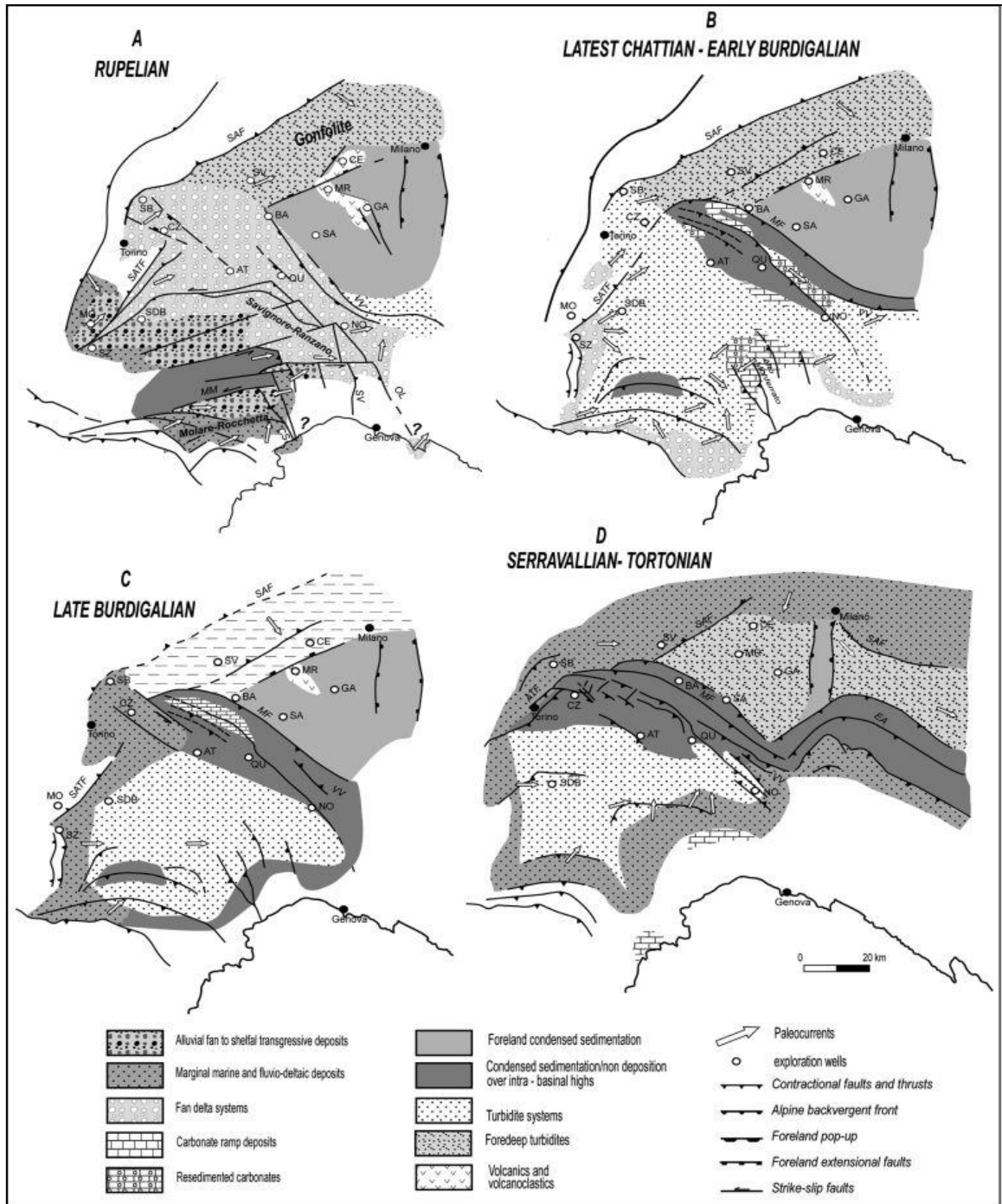
Il cuneo trasgressivo-regressivo consiste in sette unità stratigrafiche a grande scala delimitate da unconformity, la cui ubicazione, sviluppo e organizzazione interna sono stati controllati dai principali cambiamenti del tasso di subsidenza tettonica e dallo spostamento dei depocentri sedimentari in relazione alla riorganizzazione del bacino e ai cambiamenti dello stile tettonico. Ciò ha determinato l'alternarsi di fasi di sottrazione e creazione di spazio di accomodamento lungo i margini di bacino, che hanno determinato una serie di cicli regressivi e trasgressivi.

Durante il Miocene inferiore si registra un differente comportamento tra le aree marginali e gli alti intrabacinali. La prevalenza di creazione o sottrazione di spazio sugli alti intrabacinali del Monferrato e Alto Monferrato è stato controllato dal contesto tettonico locale generando unconformities progressive. Questo è stato inizialmente registrato da fasi di uplift, con la creazione di alti bordati da piattaforme carbonatiche, successivamente si registrano fasi di tilting tettonico e convergenza stratigrafica con un trend complessivo deepening-upward.

L'intervallo stratigrafico preso in considerazione in questo lavoro è l'intervallo compreso tra la base del Cattiano e la base del Pliocene. Tale intervallo in letteratura viene suddiviso in unità stratigrafiche, i cui limiti sono stati identificati sia in affioramento che in sottosuolo.

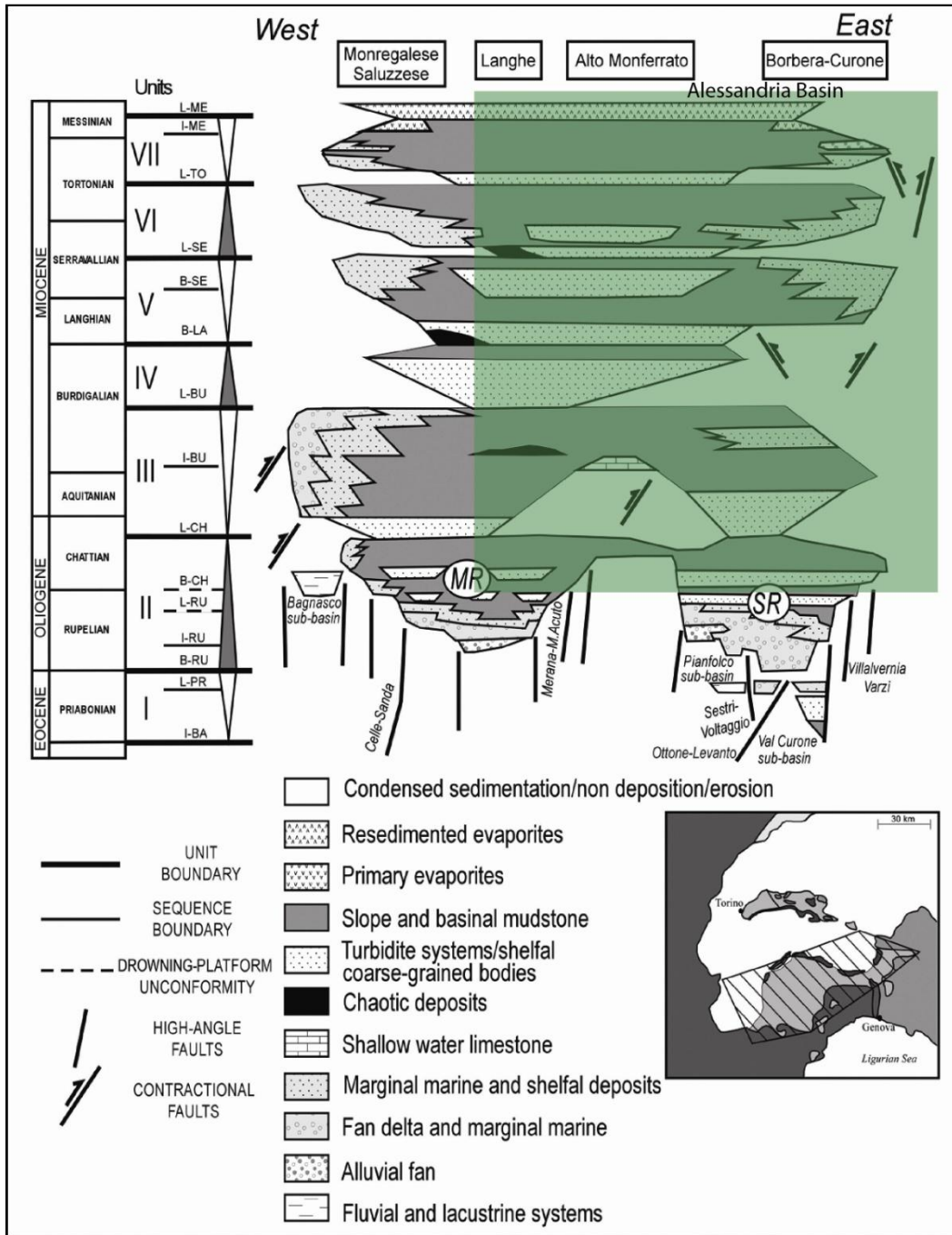
I criteri utilizzati in affioramento si basano principalmente sul riconoscimento delle relazioni angolari stratali associate a erosione e/o non deposizione, spesso segnati da lacune stratigrafiche.

I criteri utilizzati in sottosuolo includono gli stessi concetti, ma le relazioni stratali e le geometrie deposizionali vengono prima riconosciute nei profili sismici, mentre le loro facies e la calibrazione biostratigrafica è stata effettuata tramite i dati dei pozzi esplorativi, che servono ad individuare i limiti e a tracciarne le superfici sismiche verso gli affioramenti.



**Fig. 5.2:** Mappe paleogeografiche regionali dell'area circostante la giunzione Alpi-Appennino, che include: Settore Alpino Assiale (Unità Penniniche), Unità Liguri, Thrust-Fold-Belt delle Alpi meridionali, avampaese Padano-Adriatico, Thrust-Fold-Belt dell'Appennino settentrionale e relativi bacini di avanfossa. Le mappe mostrano quattro intervalli stratigrafici significativi riguardo ai principali cambiamenti nella configurazione del bacino, stile e comportamento dei principali sistemi di faglia, e distribuzione di facies: A) Rupeliano, B) Cattiano sup.-Burdigaliano inf., C) Burdigaliano sup., D) Serravalliano-Tortoniano inf. ATF, fronti

Appenninici della Collina di Torino; CS, Celle-Sanda; OL, Ottone-Levanto; MF, fronti del Monferrato; MM, Merana-Monte Acuto; SAF, fronti Sudalpini; SATH, fronti Sudalpini della Collina di Torino; SV, Sestri-Voltaggio; VV, Villavernia-Varzi. (da Rossi et al. 2009).



**Fig 5.3:** Unità stratigrafiche regionali del Bacino Terziario Piemontese e loro continuazioni verso Nord al di sotto dei Bacini di Savigliano e Alessandria. Con i numeri romani sono indicate le unità e con l'ombreggiatura verde l'area e l'intervallo stratigrafico preso in considerazione in questo lavoro di tesi (da Rossi et al. 2009).

| Mutti et al. (1995)<br>Mutti et al. (2002) |                      | Gelati & Gnaccolini (2003) |                      | Rossi et al. (2009) |         | AGE               |                  |              |                  |
|--|----------------------|----------------------------|----------------------|---------------------|---------|-------------------|------------------|--------------|------------------|
| W  | E                    | W                          | E                    | W                   | E       |                   |                  |              |                  |
| NO DATA                                    | VARGO UNIT           | NO DATA                    |                      | S. Agata "Vargò"    | VII     | S. Agata "Vargò"  | L-TO             | TORTONIAN    |                  |
|  | SERRAVALLE UNIT      | SEQUENCE C6                |                      | Mufazzano "Moretta" | VI      | Cesole-Serravalle | L-SE             | SERRAVALLIAN |                  |
| SEQUENCE C5                                |                      | Cassinasco                 | V                    |                     | B-SE    |                   |                  |              |                  |
| SEQUENCE C4                                |                      |                            | Cortemilia           |                     |         |                   | IV               |              | L-LA             |
| LEQUIO UNIT                                | SEQUENCE C3          |                            |                      | Cortemilia          | III     | L-BU              | BURDIGALIAN      |              |                  |
| CESSOLE UNIT                               | SEQUENCE C2          |                            | Rocchetta-Monesiglio |                     | II      |                   |                  | L-CH         | CHATTIAN         |
| CORTEMILIA UNIT                            | SEQUENCE C1          |                            |                      | Molare-Sarignone    | Ranzano | L-RU              | RUPELIAN         |              |                  |
|  | SEQUENCE B6          |                            | Molare-Sarignone     |                     |         |                   |                  | Ranzano      | L-PR             |
|  | SEQUENCE B5          |                            |                      |                     |         |                   |                  |              |                  |
| NOCETO UNIT                                | SEQUENCE B4          |                            | Molare-Sarignone     | Ranzano             | L-BA    | PRIABONIAN        |                  |              |                  |
|  | SEQUENCE B3          |                            |                      |                     |         |                   | Molare-Sarignone | Ranzano      |                  |
|  | SEQUENCE B2          |                            |                      |                     |         |                   |                  |              | Molare-Sarignone |
| MOLARE3 UNIT                               | SEQUENCE B1          |                            | Molare-Sarignone     | Ranzano             | L-BA    | PRIABONIAN        |                  |              |                  |
| MOLARE2 UNIT                               | GROUP OF SEQUENCES A |                            |                      |                     |         |                   | Molare-Sarignone | Ranzano      |                  |
| MOLARE1 UNIT                               | R. TREBBIO           | NO DATA                    | Molare-Sarignone     | Ranzano             | L-BA    | PRIABONIAN        |                  |              |                  |
|  | PIZZO D'OCA          |                            |                      |                     |         |                   |                  |              |                  |
|  | M. PIANO             |                            |                      |                     |         |                   |                  |              |                  |

**Fig. 5.4:** Chiave di comparazione delle suddivisioni stratigrafiche, permette un'identificazione più semplice della unità stratigrafia attraverso la comparazione delle unità stratigrafiche descritte nei lavori precedenti (da Rossi et al. 2009).

Le unità stratigrafiche che rappresentano l'intervallo in esame sono descritte in letteratura (Rossi et al. 2009) come segue:

### UNITA' II (Cattiano superiore p.p.)

Questa unità, costituita da sedimenti di età compresa tra il Rupeliano e il Cattiano superiore, è caratterizzata da un trend generale trasgressivo. Sono state identificate quattro principali sequenze, tre appartenenti al Rupeliano e una, la quarta, appartenente al Cattiano. Le successioni di queste unità erano principalmente accomodate in due

maggiori depressioni controllate- strutturalmente, identificate in questa area come i bacini Molare-Rocchetta e di Savignone-Ranzano (Fig. 5.3).

Nel lavoro di tesi è stato possibile tracciare solo la porzione superiore, d'età Cattiana, corrispondente alla quarta sequenza (tra le superfici B-CH e L-CH); essa mostra un generale ulteriore approfondimento e un netto cambiamento nelle paleocorrenti, principalmente da NW a SE (e.g. Cazzola et al. 1981, 1985; Cazzola & Fornaciari 1992), ad eccezione del margine meridionale del bacino dove sistemi fluvio-deltizi alimentano il bacino da sud e da ovest. La quarta sequenza è costituita principalmente da torbiditi arenacee (Mutti et al. 2002) che vanno in onlap sul precedente delta slope a sud e sulla scarpata della paleo faglia Villavernia-Varzi (Mosca 2006; Mosca et al. 2009) a nord.

Il limite di sequenza base-Cattiano è normalmente espresso da relazioni conformi con la sequenza sottostante, mentre l'onlap marino di torbiditi grossolane verso i margini testimonia la riattivazione degli input grossolani dopo la fase di modificazione del bacino. Terminazioni frontali (ad esempio Cengio System, Bersezio et al. 2006) si verificano comunemente in sistemi confinati alimentati dai margini sud-occidentali del bacino, mentre terminazioni laterali (ad esempio Budroni System, Cazzola & Fornaciari 1992) sono comuni in sistemi confinati alimentati da nord-ovest.

### **UNITA' III (tardo Cattiano-Burdigaliano)**

Questa unità mostra una generale organizzazione regressiva, è costituita da due sequenze separate dal limite di sequenza intra-Burdigaliano (I-BU).

Nelle zone deposizionali orientali, la prima sequenza (tra le superfici L-CH e I-BU) è costituita da un sistema torbiditico (Formazione di Castagnola) alimentato da sud-ovest, ricoperto da depositi pelagici. Le torbiditi riempiono un bacino confinato mostrando un pronunciato onlap in relazione ad una depressione orientata est-ovest (Baruffini et al. 1994; Felletti 2002, 2004). La seconda sequenza (tra le superfici I-BU e L-BU) registra la comparsa di un sistema deltaico "flood-dominated" (Carrosio System di Mutti et al. 2002). Le zone deposizionali orientale ed occidentale erano separate dal rialzo dell'Alto Monferrato, dove la prima sequenza ricopre in discordanza le peliti tiltatie dell'Oligocene superiore. La troncatura erosionale, parzialmente generata da onde ma soprattutto caratterizzata da relazioni angolari con le peliti sottostanti, è coperta da una

piattaforma carbonatica trasgressiva a “foramol” delimitata al top da una “maximum flooding surface” espressa da un’arenaria glauconitica (D’Atri 1990, 1995; Piana et al. 1997). La piattaforma carbonatica, verso bacino, passa a una rampa carbonatica che collega l’alto con il bacino adiacente a ovest, dove si è verificata la locale risedimentazione di grainstone al piede dello slope (C. Mazzurini Unit di Gelati & Gnaccolini 1998). La seconda sequenza è caratterizzata da una destabilizzazione tettonica di questi depositi, che sono stati accumulati alla base dello slope. Questi depositi, che vanno in onlap verso est sulle facies di rampa, sono costituiti da glauconiti risedimentate ricoperte da calcareniti talora affette da slump e rudstone rodolitici dando luogo ad una successione cannibalizzata caratterizzata da una stratigrafia inversa rispetto all’impilamento dei sedimenti nell’area di deposizione primaria.

A nord, nell’area del Monferrato, i depositi dell’Unità III tendono ad assottigliarsi. Un sollevamento incipiente del Monferrato lungo i thrust nord-vergenti è registrato dal locale sviluppo di piccole piattaforme carbonatiche, da foramol a rodoalgali, che vanno ad impostarsi sui bordi degli alti poco profondi. La loro prosecuzione in sottosuolo a Sud del Monferrato, in corrispondenza della struttura nella zona di Quargnento, è registrata da rampe carbonatiche espresse da clinoforni ad alta ampiezza, sulle quali vanno in onlap calcari risedimentati aventi alta ampiezza simili a quelle registrate in affioramento (Fig. 5.5b); in questa figura si può inoltre notare che a Nord-Est del pozzo una pendenza più ripida ha accomodato riflettori aggradazionali ad alta ampiezza, probabilmente carbonati risedimentati simili ai rudstone rodolitici risedimentati affioranti in entrambe le zone del Monferrato (Falletti 1994) e delle Langhe (Gelati & Gnaccolini 1998).

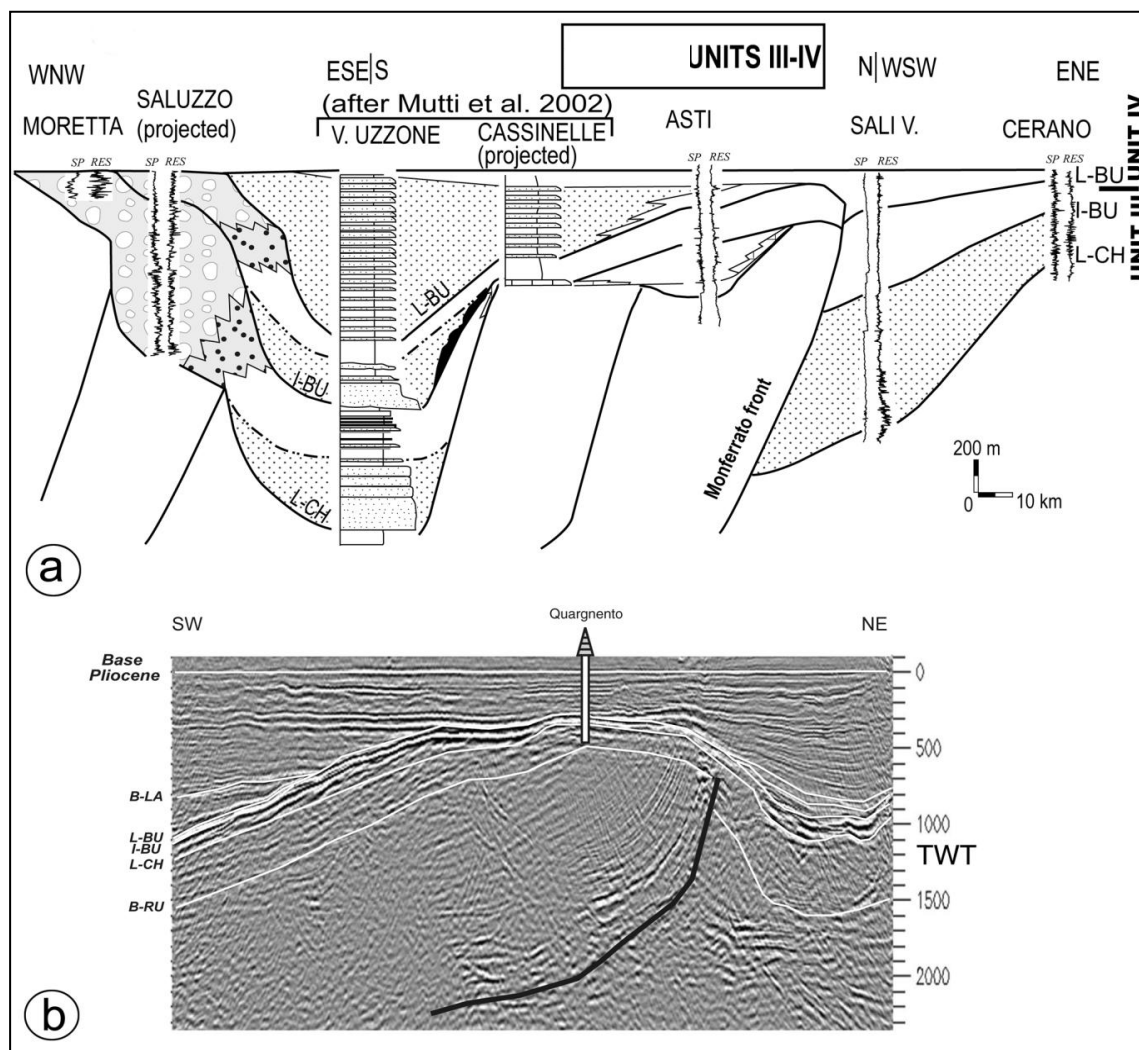
#### **UNITA’ IV (Burdigaliano-superiore)**

Questa unità, delimitata alla base dal limite di sequenza tardo Burdigaliano (L-BU), è costituita principalmente da torbiditi di piana di bacino (Formazione di Cortemilia, Sensu Gelati & Gnaccolini 2003).

Le successioni dell’Unità IV sono state alimentate prevalentemente da Sud-Ovest, dove vanno in onlap contro il margine del bacino in sollevamento. Più verso Est questa unità mostra onlap e shaling-out laterale verso le zone di alto strutturale collocate ad est dell’Alto Monferrato, così come verso il Monferrato e la sua prosecuzione nel



sottosuolo. Nel Monferrato prevalgono depositi carbonatici (Clari et al. 1995). Le paleocorrenti misurate in questa unità mostrano una provenienza da SW, ma è registrata una deflessione verso Est (Gnaccolini & Rossi 1994) dove i flussi raggiungono il backlimb dell'alto strutturale del Monferrato.



**Fig. 5.5:** a) Pannello di correlazione stratigrafica: la correlazione tra sezioni misurate in affioramento (da Mutti et al. 2002) e log di pozzo biostratigraficamente calibrati nelle Unità III e IV, mostra che da questo momento il Bacino Terziario Piemontese si è comportato come un bacino di piggy-back dell'avanfossa Padana. Da notare che lo shallowing-upward registrato al margine occidentale in sollevamento sono sostituiti verso Nord-Est, dove il tasso di subsidenza tettonica era molto più alto anche intorno agli alti intrabacinali, da drawing unconformities. I log di pozzo sono Potenziale Spontaneo (SP) e Resistività (RES). b) linea sismica che mostra le relazioni stratigrafiche sui fianchi dell'alto intrabacinale perforato dal Pozzo3 (Quargento), (da Rossi et al. 2009).

## **UNITA' V (Langhiano-Serravalliano)**

L'Unità V, che ricopre il limite di sequenza di età Langhiano basale (B-LA), è costituita da due sequenze minori separate dal limite di sequenza del Serravalliano basale (B-SE). L'unità V è caratterizzata da un trend marcatamente regressivo. Questa regressione ha avuto luogo bruscamente lungo l'intera fascia deposizionale meridionale, che in precedenza faceva parte di un ampio depocentro torbiditico.

La prima sequenza, compresa tra le superfici B-LA e B-SE (Fig. 5.6) è contrassegnata lungo i margini sud-orientali di bacino da una locale e molto evidente unconformity angolare tra i depositi tiltati di piana bacinale di età tardo Burdigaliana (Unità IV) e le successioni di piattaforma di età Langhiana (Formazione Cessole). Al margine sud-occidentale del bacino, torbiditi grossolani e facies caotiche che possono essere tracciate lateralmente per almeno 15 km (Gelati et al. 1993), sono ricoperte in downlap da un prisma progradante, le cui porzioni di piattaforma e slope superiore sono riferibili alla Formazione Murazzano (Gelati & Gnaccolini 2003) (Fig. 5.6). A Nord, nell'area del Monferrato, la deposizione di facies di piattaforma carbonatica continua (Clari et al. 1995), orlando alti intrabacinali sommersi, isolati dai bacini di drenaggio sia delle Alpi che degli Appennini.

La seconda sequenza (tra le superfici B-SE e L-SE) segna un brusco spostamento verso mare della deposizione fluvio-deltaica (parte inferiore della Formazione di Serravalle) ai margini del bacino, correlata con la riattivazione di sedimentazione torbiditica nel depocentro.

## **UNITA' VI (Serravalliano superiore-Tortoniano)**

Questa unità è costituita da depositi di età compresa tra il tardo Serravalliano e il Tortoniano-inferiore, nei quali prevalgono dal punto di vista volumetrico i depositi trasgressivi.

Il limite di sequenza inferiore è di età tardo Serravalliana (L-SE), e manca il culmine della regressione Serravalliana, associata alla riduzione del depocentro torbiditico.

Al margine sud occidentale del bacino si avranno localmente depositi caotici alla base dello slope, più grossolani, più spessi ed estesi rispetto a quelli Langhiani (Gelati et

al. 1993). Sistemi fluvio-deltaici dominati da piene catastrofiche sono prevalentemente presenti a Ovest, sepolti nel sottosuolo, mentre affiorano principalmente nell'Alto Monferrato, nella parte superiore della Formazione di Serravalle, dove danno luogo ad una regressione forzata prevalentemente verso Nord-Est e Nord. A questa fase segue una trasgressione a grande scala che porta alla progressiva disattivazione dei sistemi torbiditici nei depocentri. La "maximum flooding surface" è registrata da concrezioni nodulari presenti all'interno di facies di piattaforma esterna; localmente è espressa da piccole piattaforme rodoalgali (Fravega & Vannucci 1982).

A Nord un diffuso hiatus era legato al massimo sollevamento nel Monferrato, dove sottili successioni marnose condensate incidono la rampa che connette questo alto con il depocentro torbiditico presente a Sud.

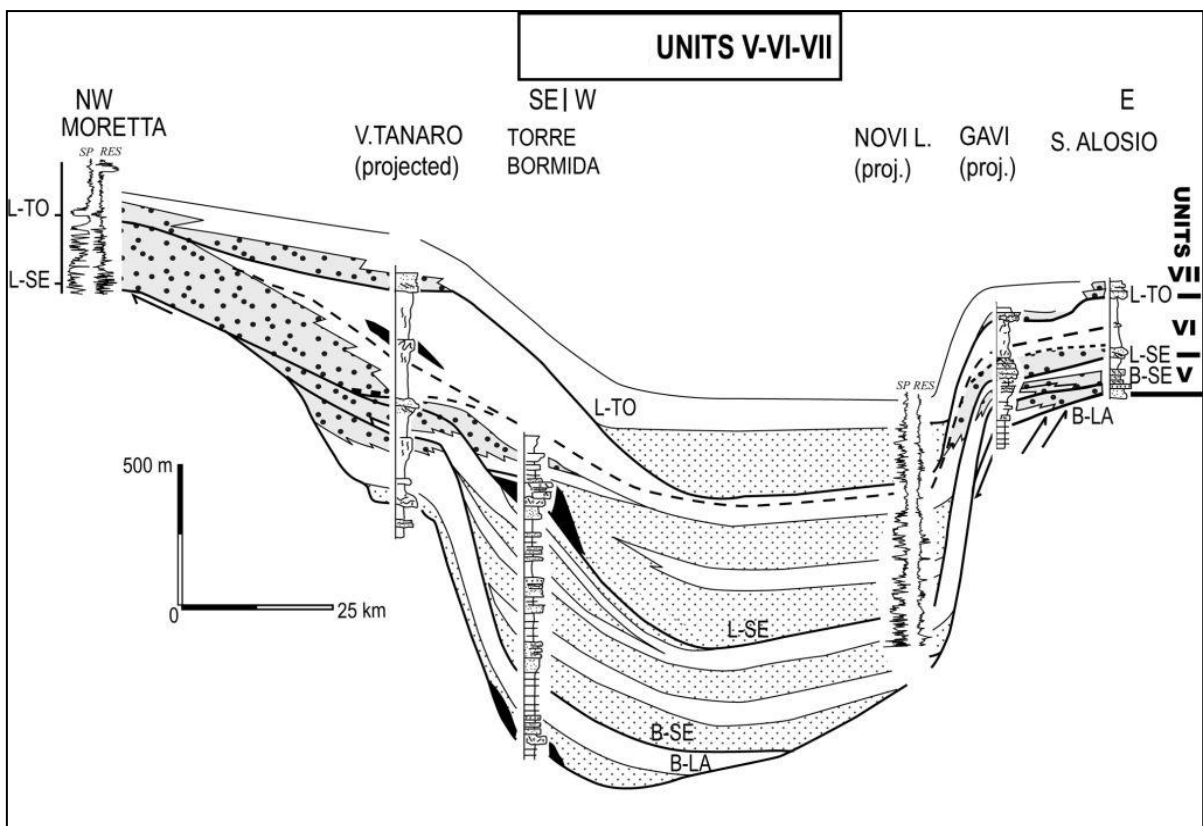
#### **UNITA' VII (Tortoniano superiore-Messiniano)**

Questa unità è caratterizzata da un assetto regressivo ed è delimitata verso l'alto dall'unconformity tardo Messiniana (L-ME). L'unità è costituita da due sequenze minori separate dal limite di sequenza I-ME, sul quale ha avuto luogo la deposizione delle evaporiti primarie e delle peliti associate.

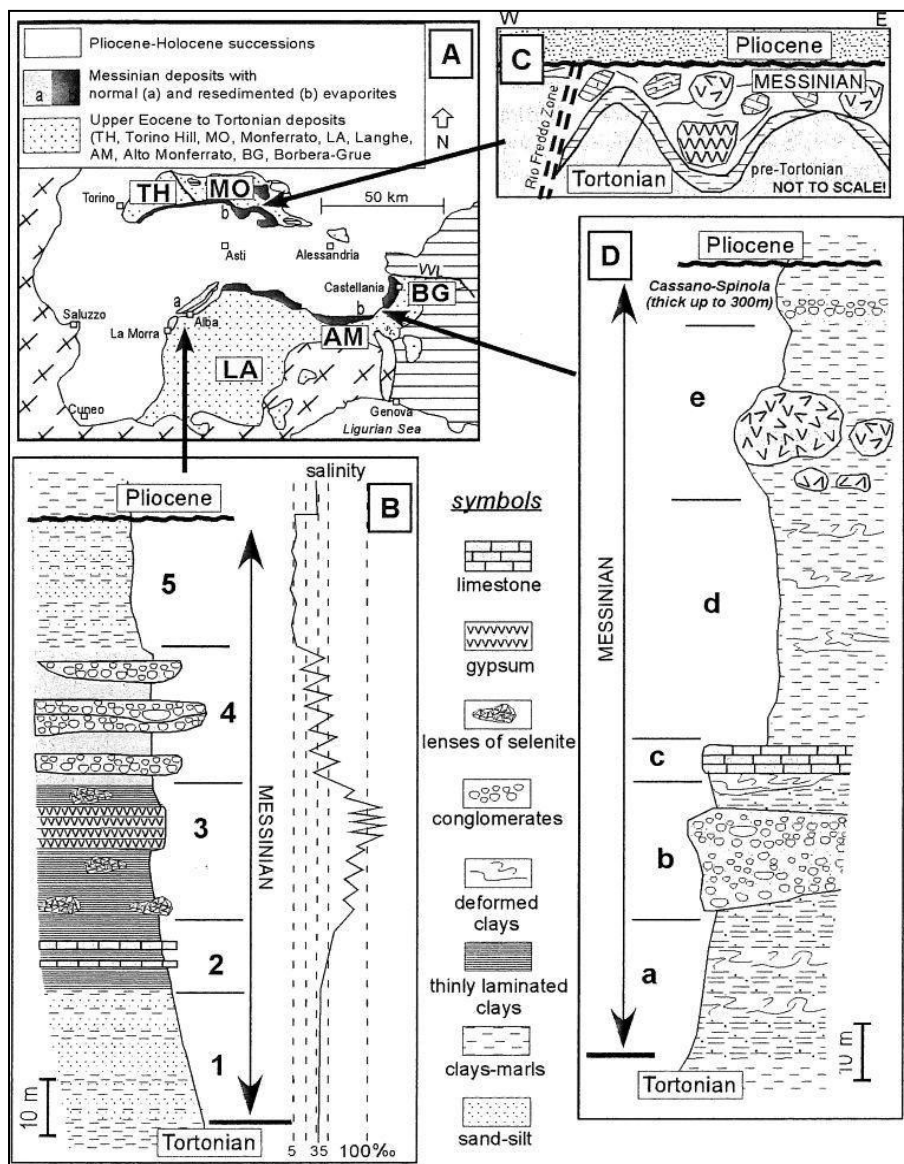
L'evento principale che caratterizza il Messiniano è la Crisi di Salinità registratasi in tutto il bacino del Mediterraneo, andato incontro ad improvvisi e drammatici cambiamenti paleogeografici dovuti all'interazione di eventi eustatici, climatici e tettonici (Hsü et al. 1973,1977; Ryan 1973; Rouchy 1982; Cita & Corselli 1990; Riding et al. 1998). Questi cambiamenti hanno fatto sì che il bacino del Mediterraneo andasse incontro ad un graduale isolamento, dovuto all'interruzione della connessione con l'Atlantico e la conseguente caduta eustatica ed evaporativa del livello del mare (circa 1000m). Dopo una fase di isolamento parziale, tale connessione si interruppe e il risultato fu l'essiccamento dell'intero bacino. Come conseguenza di questa caduta del livello del mare, i margini dei bacini vennero troncati da pronunciate superfici erosionali e profondi canyon arrivarono ad erodere anche le zone più interne.

Alla base della sequenza osserviamo sistemi torbiditici in depocentri locali e scarsamente interconnessi. Verso il margine erano presenti sistemi fluvio-deltaici dominati da piene catastrofiche. Queste facies sono prevalentemente ricche in sabbia al margine occidentale e ricche in ghiaia al margine orientale, dove si sono accumulate in

piccoli depocentri locali e che passano, verso bacino, a depositi caotici. Sono presenti, lateralmente e localmente, arenarie di “shoreface” fortemente bioturbate che si sovrappongono in discordanza ai depositi della sequenza precedente. Questi depositi sono a loro volta tagliati da nicchie di distacco collegate a una fase di accentuata instabilità (Ghibaudo et al. 1985). Sopra all’unconformity tardo Messiniana la maggior parte delle evaporiti sono state sottoposte a pesante rimobilizzazione e rielaborazione formando corpi caotici identificati sia in affioramento (Dela Pierre et al. 2002b; Irace et al. 2005) che nel sottosuolo (Mosca 2006). Tali depositi caotici sono una tipica caratteristica di tutto il margine Appenninico sia in affioramento che nel sottosuolo (Rossi et al. 2002).



**Fig. 5.6:** Pannello di correlazione stratigrafica: la correlazione tra sezioni misurate in affioramento calibrate biostratigraficamente e log di pozzo nelle Unità V, VI e VII, mostra il graduale sollevamento dei margini di bacino: unconformities progressive, corpi caotici e progressivo restringimento del depocentro del bacino dovuto alla combinazione del sollevamento verso bacino e della progradazione dei prismi costieri. I log di pozzo sono Potenziale Spontaneo (SP) e Resistività (RES). (da Rossi et al. 2009).



**Fig. 5.7:** Distribuzione dei depositi del Messiniano nel BTP (A, CNR 1983) e sezioni stratigrafiche-tipo per le Langhe (B, Sturani 1976), il Monferrato (C, Dela Pierre et al. 2002a) e il settore sud-orientale del Bacino Terziario Piemontese (D, Boccaletti et al. 1982). (da Mosca 2006)

A Sud-Est nel TPB e a Nord nel Monferrato prevalgono le evaporiti risedimentate (Dela Pierre et al. 2002b; Ghibaudo et al. 1985; Irace 2004; Irace et al. 2005). Le successioni del Monferrato mostrano serie discontinue di blocchi evaporitici, che si estendono lateralmente per alcune centinaia di metri (Fig. 5.7 C).

Nel settore Borbera-Grue (Fig. 5.7 D) la sedimentazione marina nel tardo Tortoniano-Messiniano inferiore era caratterizzata da depositi ricchi in materia organica

(argille euxiniche) accumulati in ambiente di mare relativamente aperto. Essi sono seguiti da facies prevalentemente marnose aventi carattere euxinico (livello a Fig 5.7 D) ricoperti da facies grossolane (livello b) alla cui sommità si forma un intervallo carbonatico (livello c). In alto, nella sezione, prevalgono di nuovo argille euxiniche (livello d) ed evaporiti caotiche (livello e). Il tetto della successione Messiniana è rappresentato da successioni arenaceo-conglomeratiche di ambiente fluvio-deltaico (Formazione Cassano-Spinola), (Ghibaudo et al. 1995).

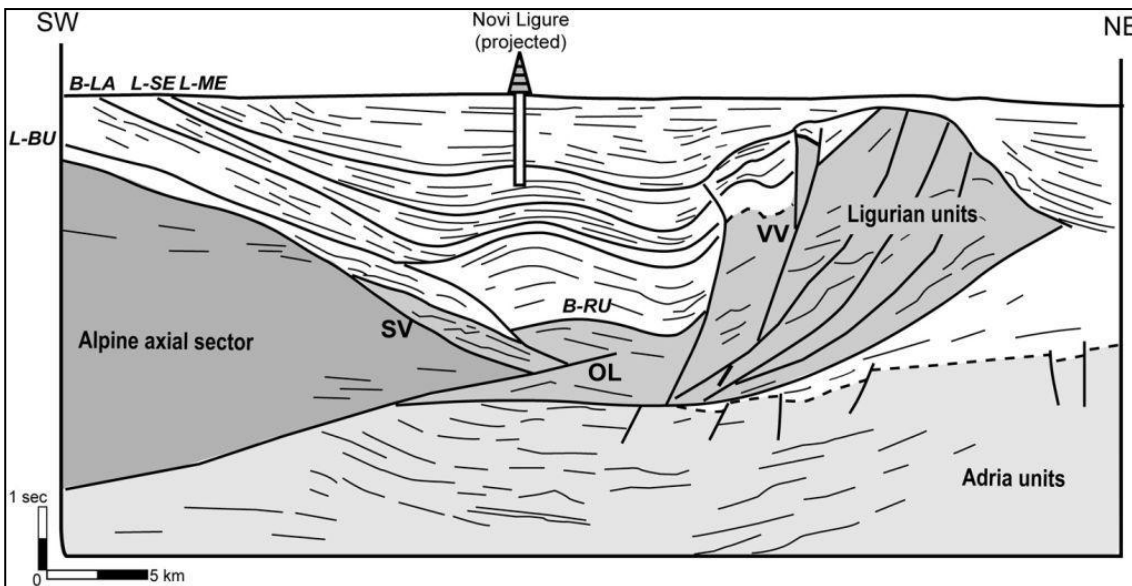
### **Successione del Pliocene inferiore**

I depositi del Pliocene inferiore sono tipicamente rappresentati da argille e argille sabbiose (Sacco 1889-1890; Casnedi 1971b; Pavia 1979; Rizzini & Dondi 1980; Boni 1984; Bottino et al. 1994), riportate in letteratura come Argille di Lugagnano o argille azzurre.

Questi depositi registrano una rapida ristabilizzazione delle condizioni marine normali dopo la Crisi di Salinità Messiniana. La sedimentazione continua al di sopra con depositi marino marginali ricchi in sabbia, riportati in letteratura come Sabbie di Asti, che contengono il passaggio dal Pliocene inferiore al medio.

## 6.2. ANALISI INTEGRATA DEI DATI DI SOTTOSUOLO E COLLEGAMENTO CON GLI AFFIORAMENTI

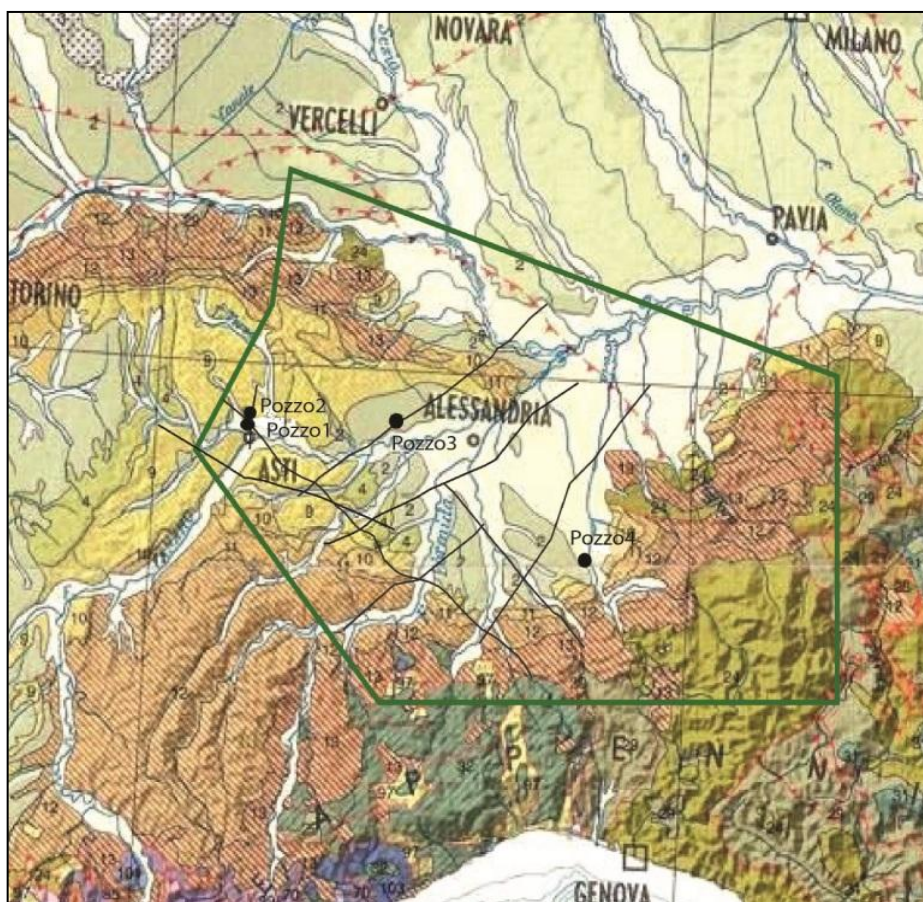
Il riempimento sedimentario del Bacino di Alessandria è caratterizzato da una sinforme asimmetrica e mostra un massimo spessore di 6-7 km nel settore centrale del bacino (Fig 5.8). Questi depositi giacciono sopra le unità Alpine e Appenniniche, tettonicamente giustapposte e traslate verso Nord sopra ai depositi Neogenici della Pianura Padana. Lungo la parte settentrionale del bacino, le unità Liguri degli Appennini sono coinvolte in fronti di sovrascorrimento Nord-vergenti e localmente affiorano nel Monferrato. A Sud, il basamento pre-Cenozoico immerge verso Nord e Nord-Ovest dalle Alpi Liguri verso il depocentro del bacino. Le successioni di età compresa tra l'Eocene superiore e il Miocene superiore sono estesamente esposte verso Sud nel Bacino Terziario Piemontese, dove arrivano ad uno spessore di 2-3 km. Negli affioramenti settentrionali esse sono spesse meno di un 1km nel Monferrato e sono confrontabili alle successioni Epi-Liguri degli Appennini. I depositi compresi tra Miocene e Olocene mostrano spessori superiori ai 3-4 km nella parte centrale del Bacino di Alessandria e progressivamente si assottigliano sia verso Nord che verso Sud.



**Fig. 5.8:** Profilo geologico semplificato attraverso il margine sud-orientale del Bacino di Alessandria e il Thrust-Fold-Belt del Monferrato. SV: Sestri-Voltaggio; OL: Ottone-Levanto; VV: Villavernia-Varzi. (da Rossi et al. 2009).

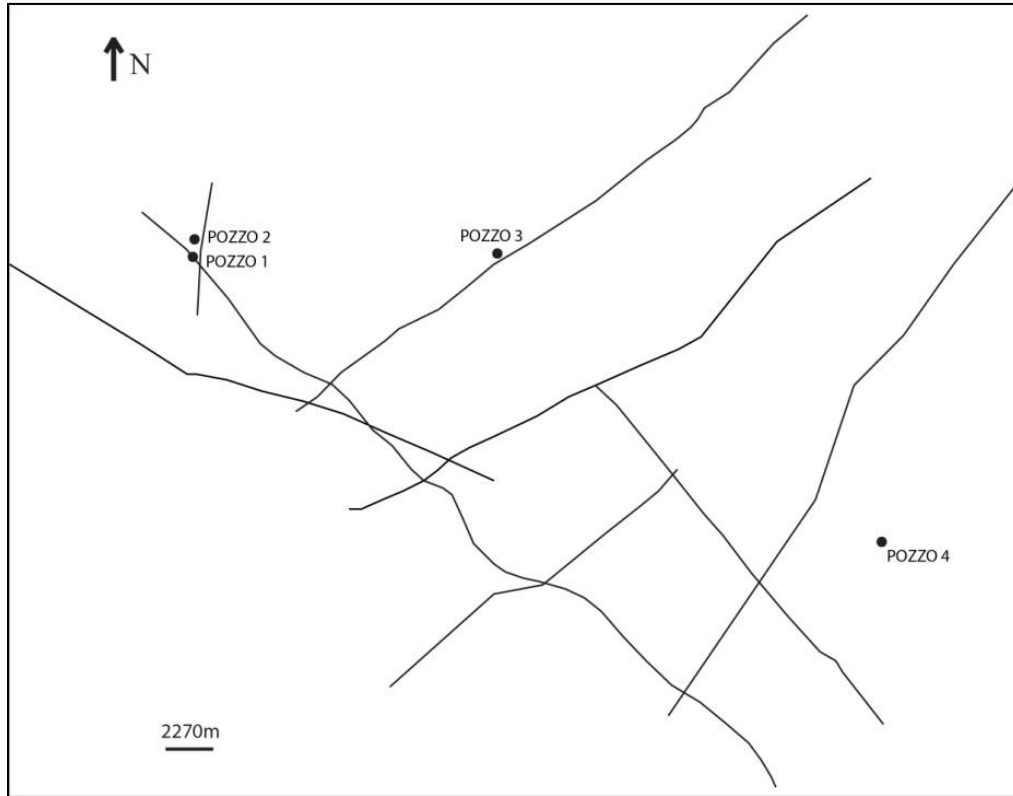
All'interno dell'area comprendente il bacino di Alessandria sono state riconosciute dieci superfici nei profili sismici. Tali superfici sono state identificate con l'aiuto dei dati di pozzo utilizzando la stessa metodologia già vista riguardo all'Area 1 (Fig. 5.9a e b, 5.10, 5.11). I dati di pozzo utilizzati sono quelli provenienti dai pozzi Asti1, Asti2 per la parte occidentale dell'area, Quargnento1 per la centrale e Novi Ligure2 per quella orientale.

Per ovviare al problema dell'eccessiva distanza del pozzo Novi Ligure2 dalle linee sismiche si è proceduto utilizzando le carte geologiche della zona d'interesse, ovvero i fogli 70, 71 e 82 della Carta Geologica d'Italia, effettuando un collage dei tre fogli (vedi *Appendice 2*) e osservando come i limiti stratigrafici nelle zone in affioramento potessero essere fatti proseguire nel sottosuolo (Fig. 5.9a). Questo metodo non garantisce precisione assoluta ma, affiancato alle conoscenze dalla letteratura, ha permesso una ricostruzione verosimile della stratigrafia della zona sud-orientale dell'area di studio.



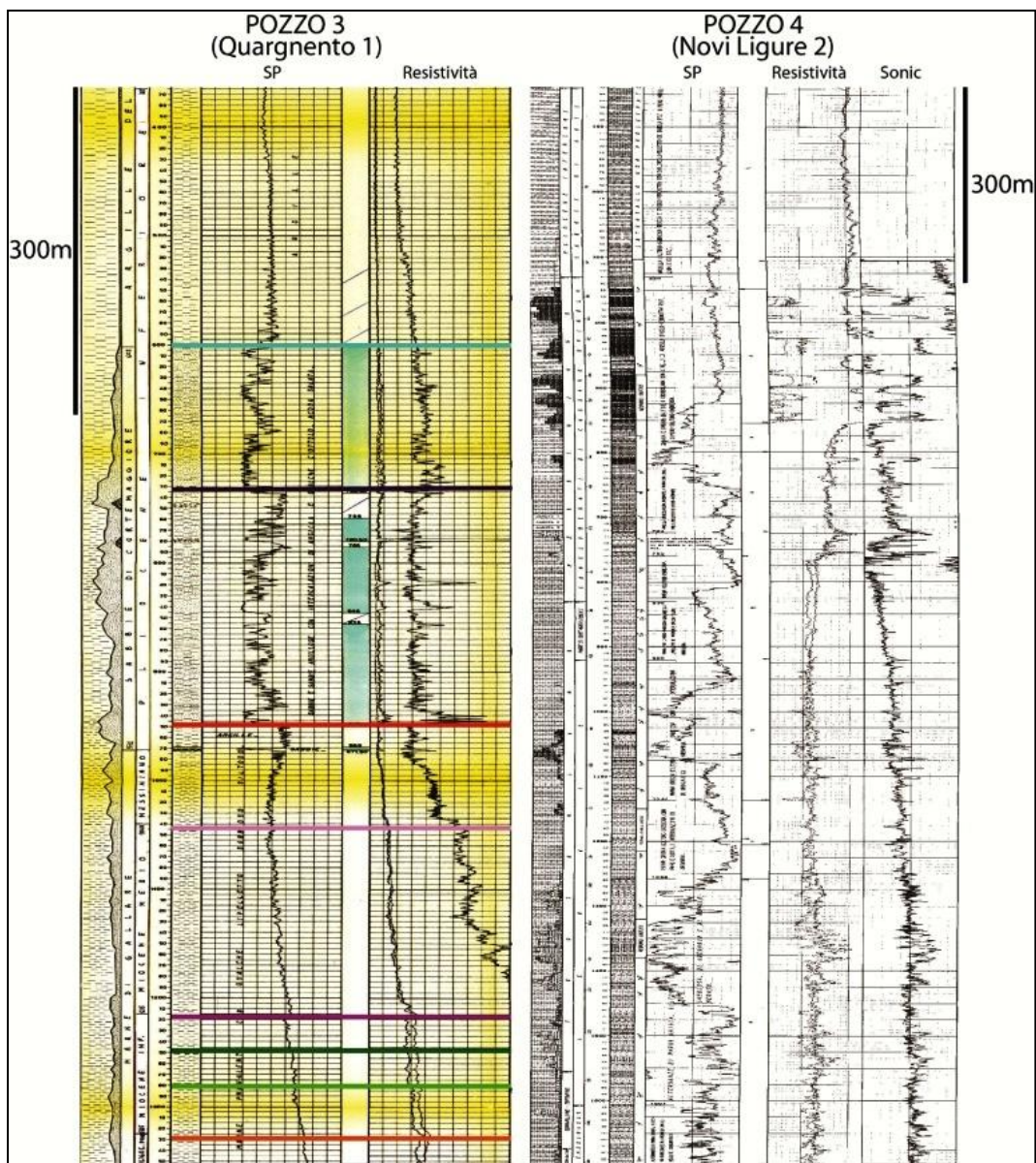
**Fig. 5.9a:** carta geologica d'Italia (1:250000) con posizionate le linee sismiche.












**Fig. 5.9b:** Carta schematica dell'area di studio con indicati i pozzi e le linee sismiche utilizzate. Per l'ubicazione vedi Fig. 5.1 e per la nominazione la Fig. 5.10.





**Fig. 5.10:** i 4 pozzi considerati con i rispettivi log (per l'ubicazione vedi Fig. 5.9). Si noti il posizionamento delle 10 superfici individuate. Per il pozzo Novi Figure2 esse non sono state segnate per via della distanza dalla linea sismica.

|   |      |
|---|------|
|  | B-PL |
|  | L-ME |
|  | I-ME |
|  | L-TO |
|  | L-SE |
|  | B-LA |
|  | L-BU |
|  | I-BU |
|  | AQ   |
|  | B-CH |

*Fig. 5.11:* Legenda con indicate le superfici individuate nei profili sismici all'interno dell'area di studio; le dieci superfici rappresentano l'intervallo stratigrafico che va dall'Oligocene superiore al Pliocene inferiore.

### **Depositi della successione Oligocenica superiore-Tortoniana**

Nell'area di studio le unità basali del riempimento del bacino Cenozoico sono quasi sempre rappresentate sulle linee sismiche da riflettori discontinui e non omogenei che giacciono sulle unità Alpine e Appenniniche. (Fig. 5.12). Questi depositi sono lateralmente correlati con i sistemi continentali e transizionali dell'Eocene superiore-Oligocene inferiore ben esposti lungo le regioni meridionali del Bacino Terziario Piemontese (Fig. 5.13) e a Nord nel Monferrato. Questi depositi sono ricoperti da pacchi di riflettori di età compresa tra l'Oligocene superiore e il Tortoniano; questi riflettori possono essere moderatamente continui. Questi depositi hanno spessori che decrescono significativamente dal settore centrale del Bacino di Alessandria verso Sud e verso Nord (Fig. 5.12), dove essi sono esposti e interessati da pronunciate unconformities. L'Unconformity tardo-Cattiana (L-Ch) è stata tracciata negli affioramenti meridionali alla base di arenarie torbiditiche di età tardo Oligocenica (Gelati & Gnaccolini 2003). I depositi marini che giacciono al di sopra della superficie L-Ch sono rappresentati da riflettori debolmente divergenti verso Nord, dove progressivamente si rastremano e vanno in onlap sugli alti strutturali (Fig. 5.12). Essi si rastremano anche verso Sud-Ovest (Fig. 5.13), dove sugli alti strutturali sono presenti sequenze carbonatiche di piattaforma e marino marginali di età Miocene inferiore nell'Alto Monferrato, generalmente espressi da riflettori ad alta ampiezza.

A Sud-Est (Fig. 5.13), le successioni del Miocene inferiore immergono verso Ovest. Sopra l'Unconformity tardo-Burdigaliana (L-Bu), si osservano gli onlap marini

di una successione torbiditica di piana bacinale. Questa successione si correla verso Sud con la Formazione di Cortemilia. Nelle linee sismiche questi depositi sono rappresentati da pacchi di riflettori prevalentemente continui di ampiezza variabile, tipicamente divergenti verso Sud-Ovest (testimoniandone l'ispessimento) dove sono spesso intercalati con porzioni più trasparenti o con riflettori a bassa ampiezza. Essi mostrano una significativa diminuzione in spessore sia verso Nord dove vanno in onlap sugli alti strutturali (Fig. 5.12 e 5.14) che verso Sud-Est (Fig. 5.13) dove sono ricoperti in discordanza da depositi Langhiani.

Nel settore Sud-orientale, le torbiditi Burdigaliane tiltate verso Nord-Ovest sono coperte in discordanza (superficie B-La), da depositi correlati in affioramento con successioni di piattaforma di età Langhiana (Fig. 5.13). Nelle linee sismiche, la superficie B-La è la base di un pacco di riflettori che divergono debolmente verso il settore centrale del Bacino di Alessandria dove mostrano terminazioni in onlap sugli strati tiltati verso Nord del Miocene inferiore (Fig. 5.12). A Sud-Ovest i depositi che ricoprono la superficie B-La sono esposti nelle Langhe, dove consistono in affioramenti di arenarie torbiditiche.

Nel settore meridionale, le sequenze del Miocene medio sono ricoperte da peliti di scarpata con associati corpi caotici, che giacciono sulla superficie L-Se, tracciata nelle linee sismiche dagli affioramenti adiacenti. Nelle linee sismiche queste successioni sono espresse da una facies sismica prevalentemente trasparente con riflettori a bassa ampiezza compresa tra riflettori più continui e con ampiezza maggiore. Questa sequenza mostra un significativo aumento in spessore muovendosi dagli affioramenti a Sud verso il settore centrale del Bacino di Alessandria, dove terminano in onlap sugli alti strutturali (Fig. 5.12 e 5.14).

### **Depositi Messiniani**

Nelle linee sismiche i depositi Messiniani si rastremano progressivamente dai settori centrali del Bacino di Alessandria verso i suoi bordi settentrionali e meridionali, dove formano affioramenti lateralmente discontinui. Nella successione Messiniana sono riconoscibili due superfici significative (I-Me e L-Me).

Nelle regioni meridionali (Fig. 5.12, 5.13 e 5.15), la superficie I-Me è la base di depositi prevalentemente pelitici, perforati nel pozzo esplorativo di Novi Ligure (a Sud-Est) ed

esposti nelle aree dell'Alto Monferrato e Borbera-Grue, dove sono localmente presenti valli incise a riempimento grossolano. Nelle linee sismiche, questi depositi sono caratterizzati da riflettori caotici, in gran parte rappresentanti evaporiti (Fig. 5.12) e formano slumps/debris flow di scala chilometrica (Fig. 5.15). Questi depositi Messiniani sono interpretati come grandi masse di evaporiti primarie risedimentate da processi gravitativi in massa. Verso la parte centrale del Bacino di Alessandria, questi depositi risedimentati passano progressivamente e lateralmente a pacchi di riflettori tabulari, interpretati come gessareniti. Verso il margine di bacino, questa superficie è associata ad una discordanza angolare (Fig. 5.15).

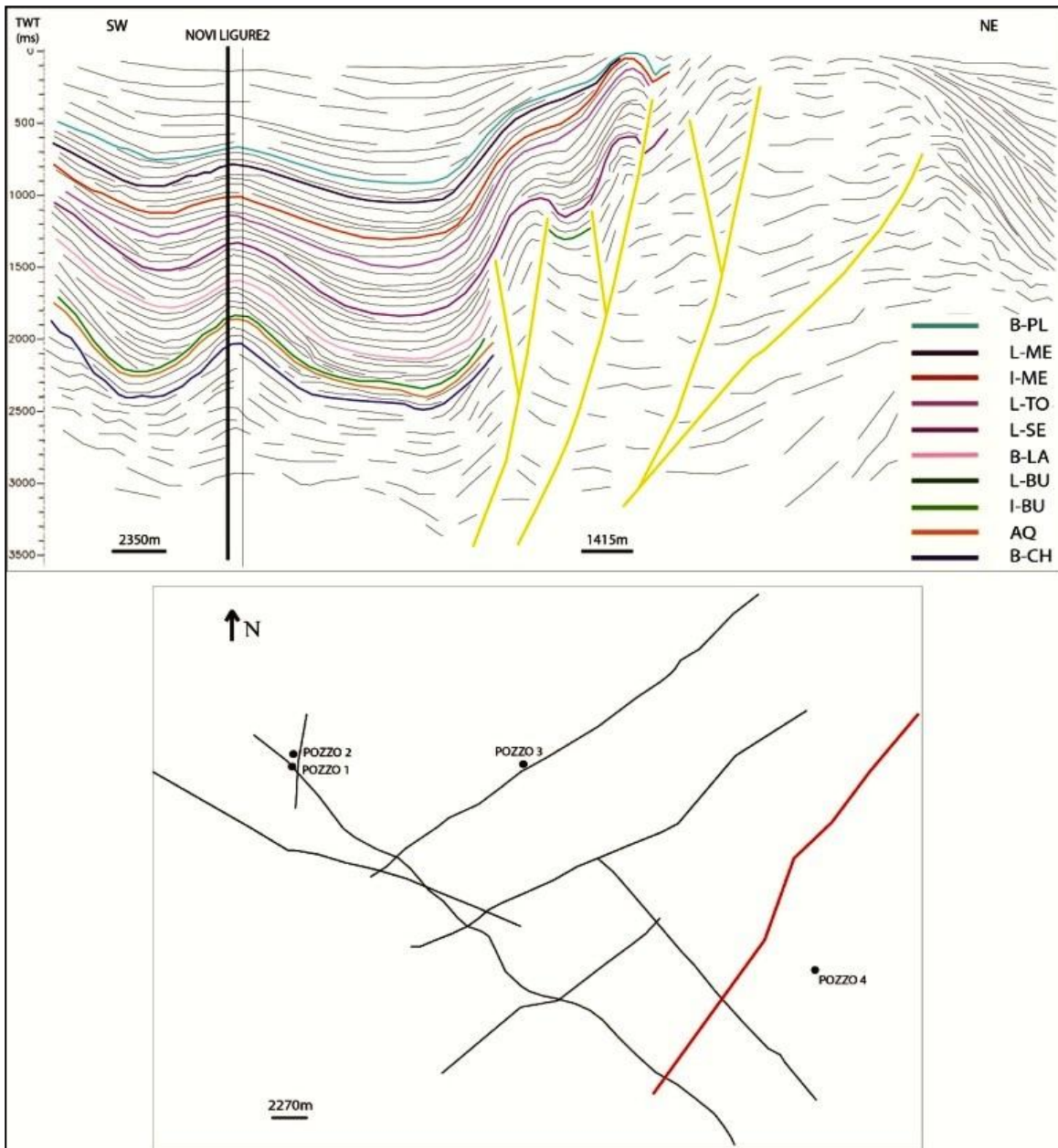
Nelle regioni meridionali, queste facies risedimentate sono ricoperte al di sopra della superficie L-Me, da successioni conglomeratico-arenacee, perforate nel pozzo esplorativo di Novi Ligure. Queste successioni mostrano locali terminazioni in onlap sui depositi sottostanti e sono correlate con i sistemi di fan delta ghiaiosi e sabbiosi affioranti al margine Sud-orientale del bacino (Fig. 5.13 e 5.15). Nella parte centrale del Bacino di Alessandria (Fig. 5.12), pacchi di riflettori lateralmente continui ad ampiezza da bassa a moderata suggeriscono torbiditi arenacee. Spostandosi verso Nord, dati provenienti dal pozzo esplorativo di Quargnento mostrano una prevalenza di depositi arenacei.

### **Depositi Pliocenici**

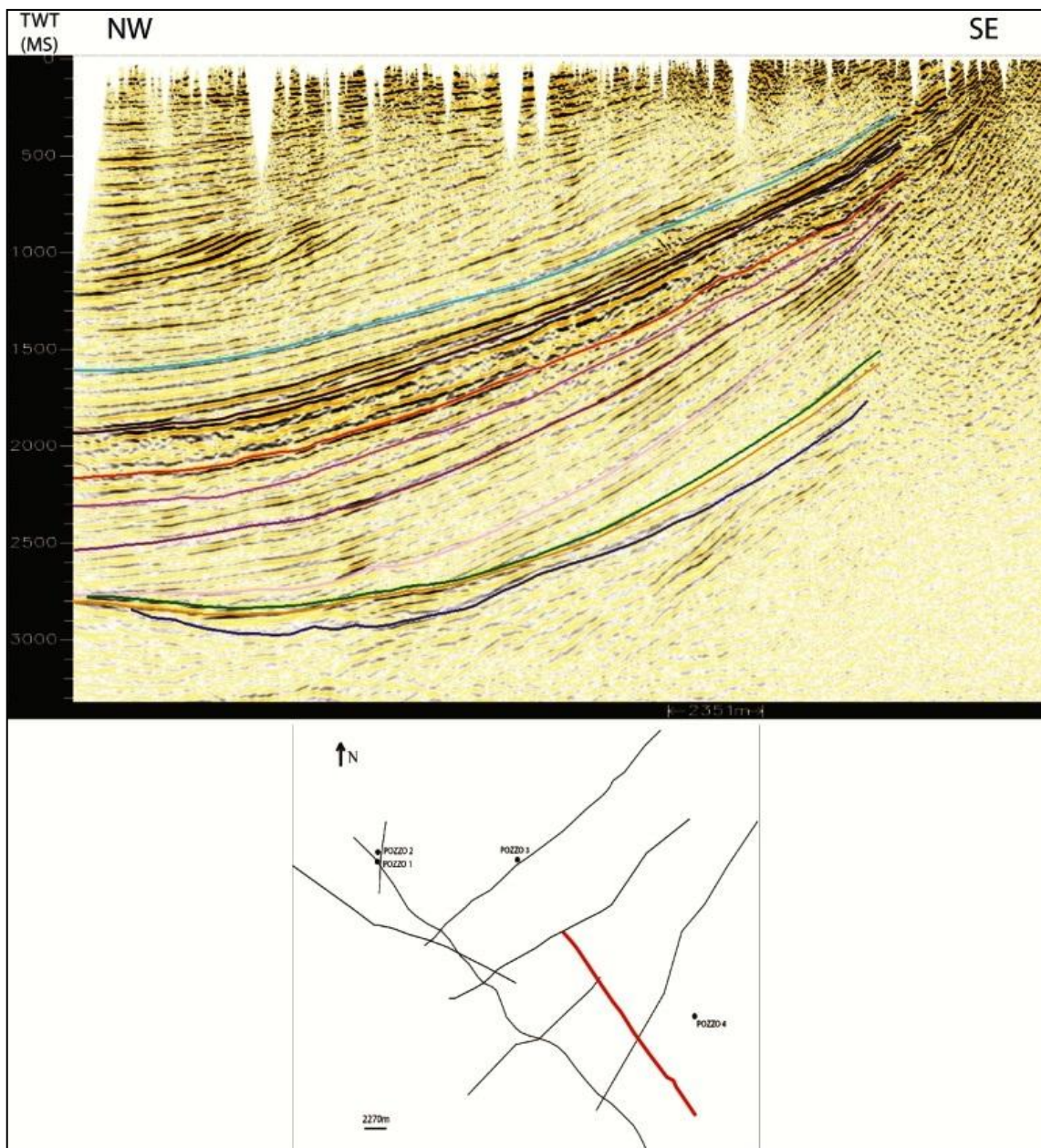
La parte basale dei depositi del Pliocene inferiore è rappresentata da una sottile litozona ( $< 0.1$  sec TWT) costituita da riflettori ad ampiezza moderata e lateralmente continui. Essi sono correlati nei pozzi esplorativi e negli affioramenti con livelli ricchi in argilla (Argille di Lugagnano e/o Argille Azzurre dalla letteratura). In alto, la maggior parte dei depositi del Pliocene inferiore è tipicamente rappresentata da clinoforni (Fig. 5.13 e 5.15), questi depositi sono interpretati come sistemi progradazionali presenti al margine meridionale del bacino e mostranti una direzione di progradazione verso Nord.

Lungo i margini meridionali del Bacino di Alessandria, i depositi del Pliocene inferiore sono tiltati verso Nord e mostrano locali terminazioni erosionali (Fig. 5.12, 5.13 e 5.15). Verso Nord-Est, questi depositi si rastremano progressivamente sotto successioni più

giovani e sono prevalentemente rappresentati da riflettori caratterizzati da terminazioni in onlap sul backlimb dei thrust Nord-vergenti (Fig. 5.12 e 5.14).

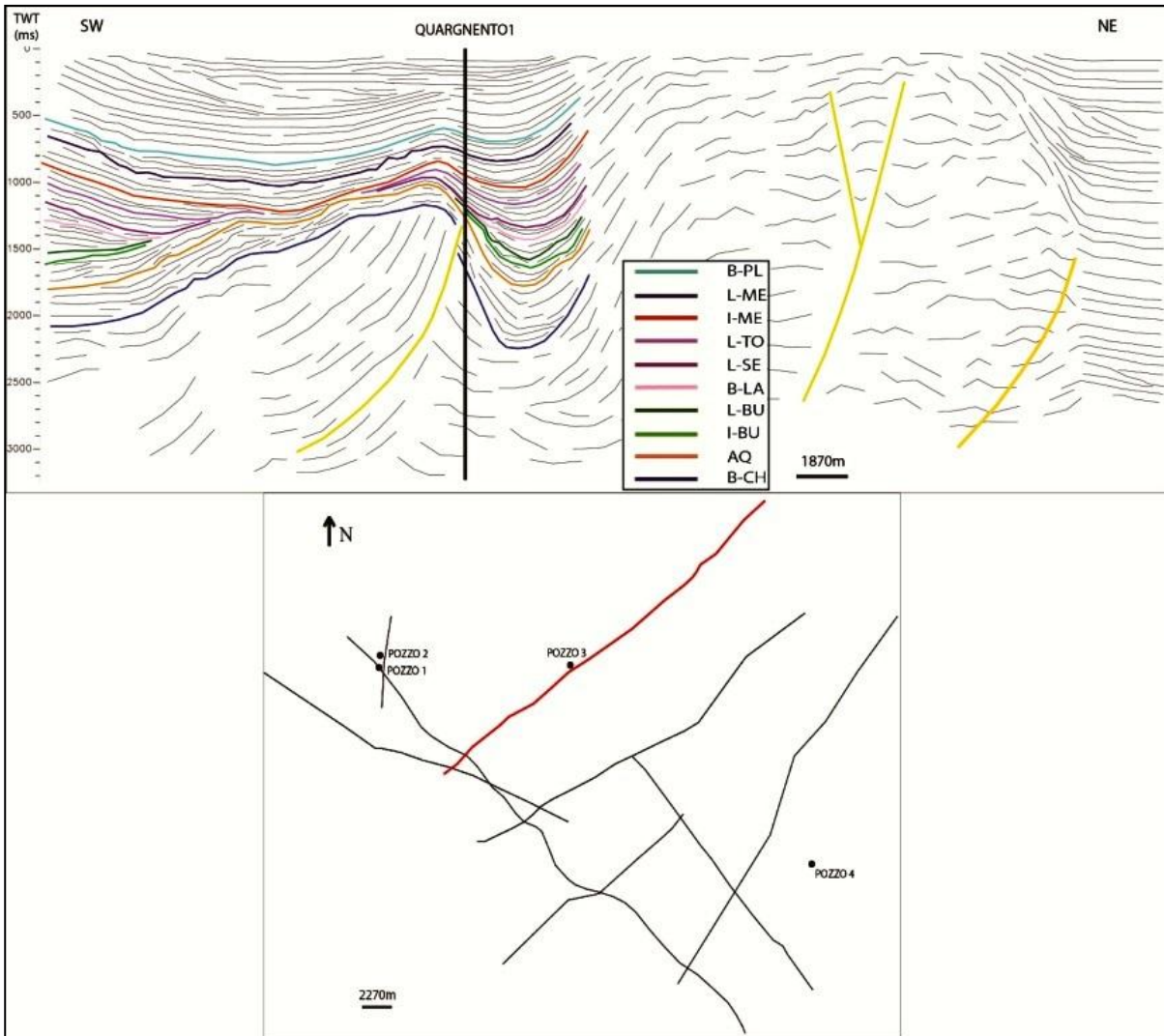


**Fig. 5.12:** Interpretazione della linea sismica orientata NE-SW attraverso il Bacino di Alessandria nella sua parte più orientale.

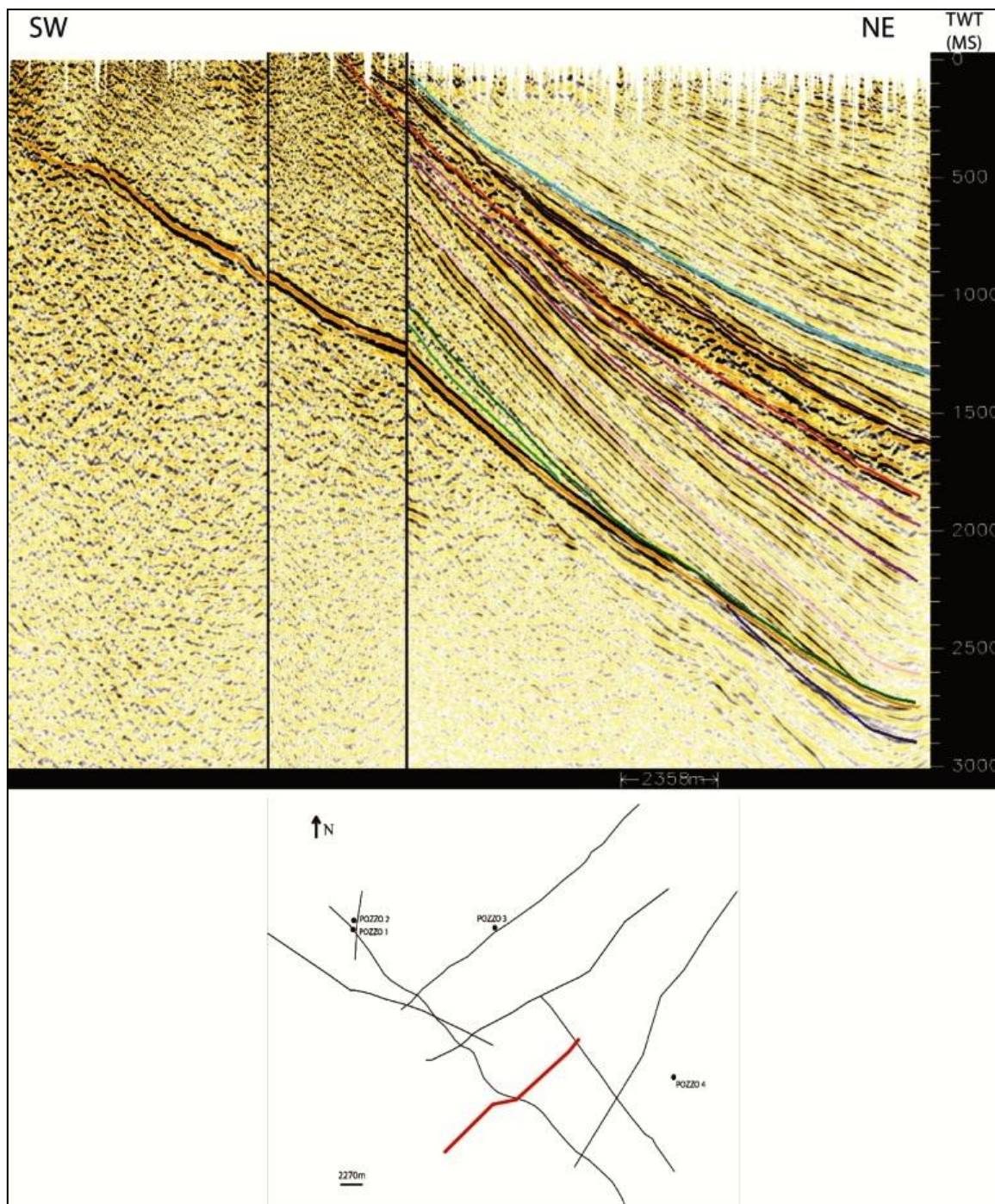


**Fig. 5.13:** Interpretazione della linea sismica orientata NW-SE attraverso il margine sud-orientale del Bacino di Alessandria. La sismica evidenzia un significativo incremento in spessore dei depositi post-tardo Serravalliani verso la parte centrale del Bacino di Alessandria e i clinoforni della successione del Pliocene inferiore.





**Fig. 5.14:** Interpretazione della linea sismica orientata NE-SW attraverso le zone occidentali del Bacino di Alessandria. Da notare l'attività del thrust nord-vergente interessato dal pozzo Quargento 1.



**Fig. 5.15:** Interpretazione della linea sismica orientata NE-SW al margine sud-orientale del Bacino di Alessandria. Sono bene evidenti in sismica i depositi caotici sopra l'unconformity intra-Messiniana.

## **Elementi strutturali principali**

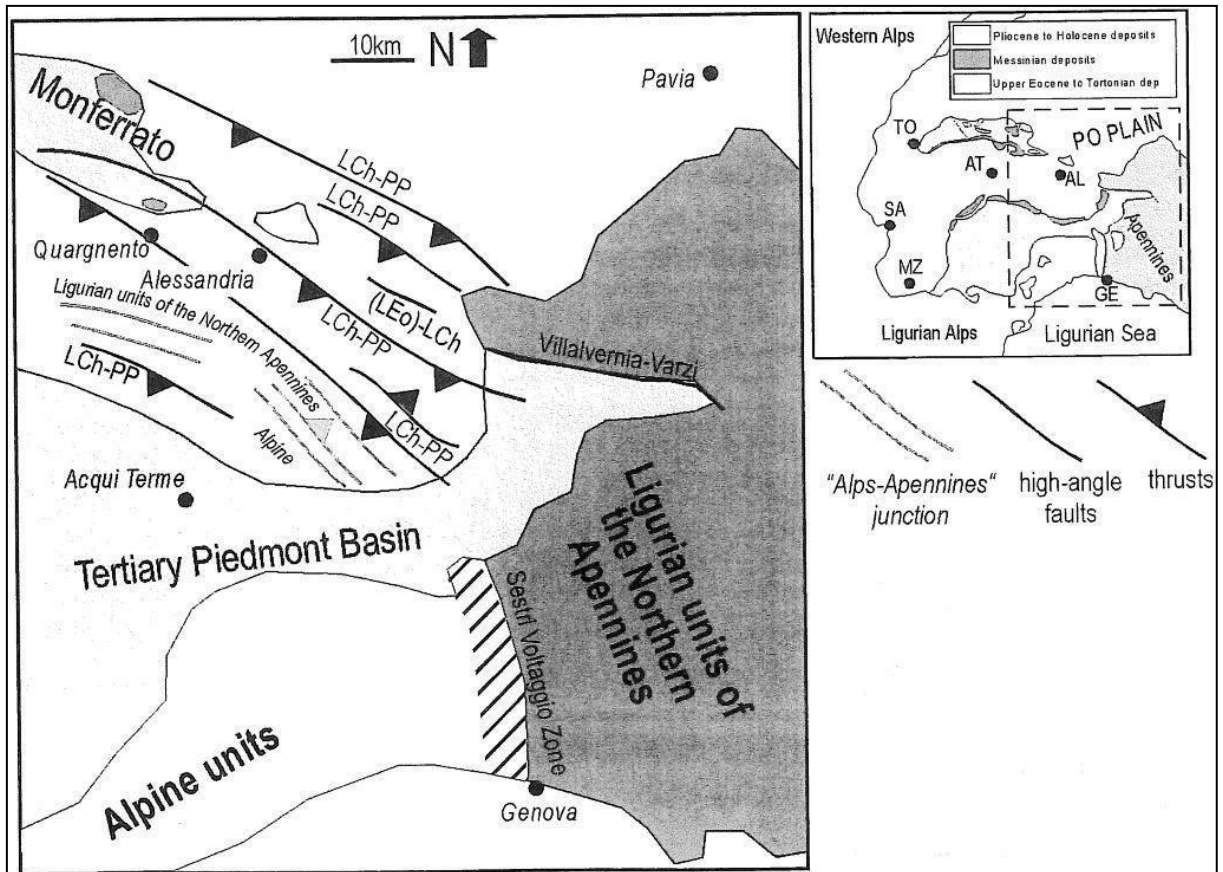
Stili ed età della maggiori strutture del Bacino di Alessandria sono mostrate nella Fig. 5.16.

Le unità Alpine e le unità Liguri dell'Appennino sono giustapposte nei settori centrale e meridionale del Bacino di Alessandria. La loro zona di giunzione appare orientata WNW-ESE in sottosuolo, mentre in affioramento ruota con direzione N-S (Zona Sestri-Voltaggio). L'attività principale di questa zona di faglia si è conclusa nell'Oligocene inferiore. In aggiunta, una faglia inversa verso Ovest, fa sovrascorrere le unità Liguri sulle unità Alpine. Sperimentalmente, questa faglia inversa è stata correlata in affioramento con la Linea Sestri-Voltaggio, che rappresenta il bordo orientale della zona Sestri-Voltaggio verso le unità Liguri degli Appennini settentrionali.

Il modello strutturale del Bacino di Alessandria è dominato da thrusts Nord-vergenti che hanno portato i settori meridionali del Monferrato - Collina di Torino a sovra scorrere verso Nord sulle successioni della Pianura Padana (vedi terminazioni settentrionali delle linee sismiche nelle Fig. 5.12 e 5.14). Queste strutture si sono evolute dal tardo Oligocene in avanti (Fig. 5.12) e attualmente sono localmente sepolte sotto sedimenti recenti.

Nel settore Nord-Est del Bacino di Alessandria (Fig. 5.12), i thrusts Nord-vergenti hanno riorientato un'importante faglia ad alto angolo, attiva perlomeno dall'Oligocene inferiore. Questa faglia è stata interpretata come la continuazione nel sottosuolo della Linea Villaverla-Varzi.

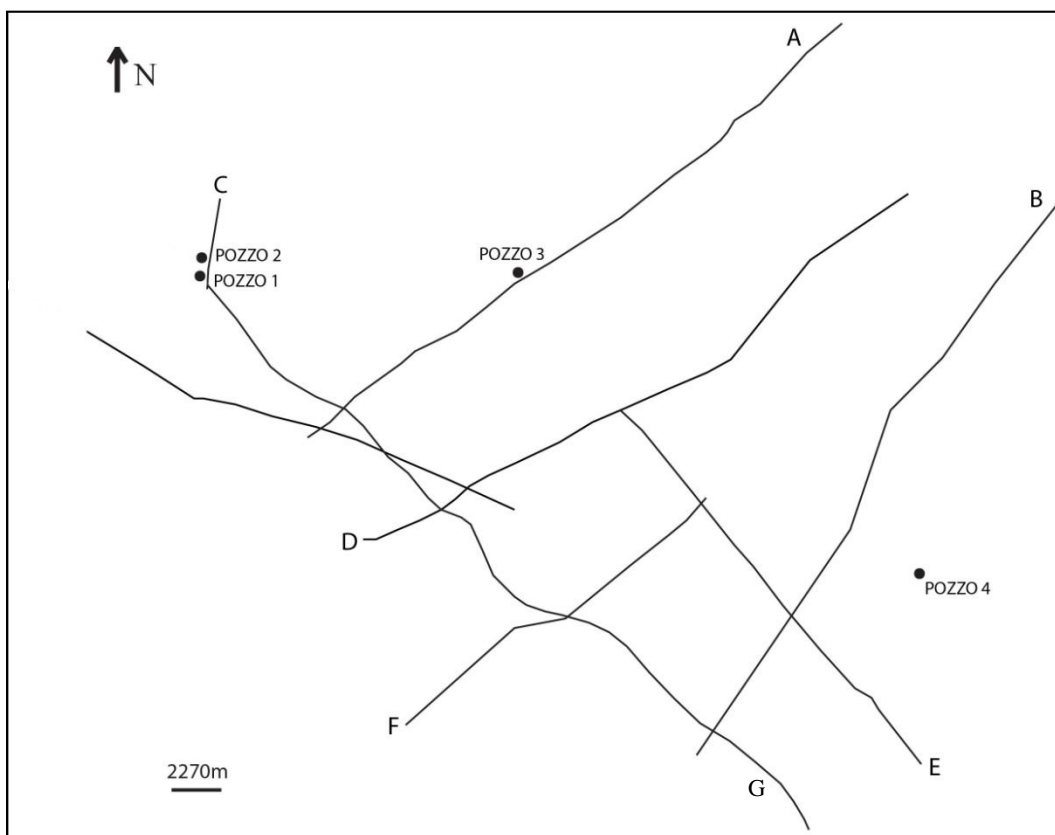
Durante il Miocene-Pliocene medio thrusts Nord-vergenti hanno portato allo sviluppo di pronunciati alti morfo-strutturali e relative anticlinali relativamente paralleli agli splay più esterni del Monferrato (Fig. 5.16), che attraversano il Bacino di Alessandria da Sud-Est (area Pozzo4 in Fig. 5.12) a Nord-Ovest (area Pozzo3 in Fig. 5.14).



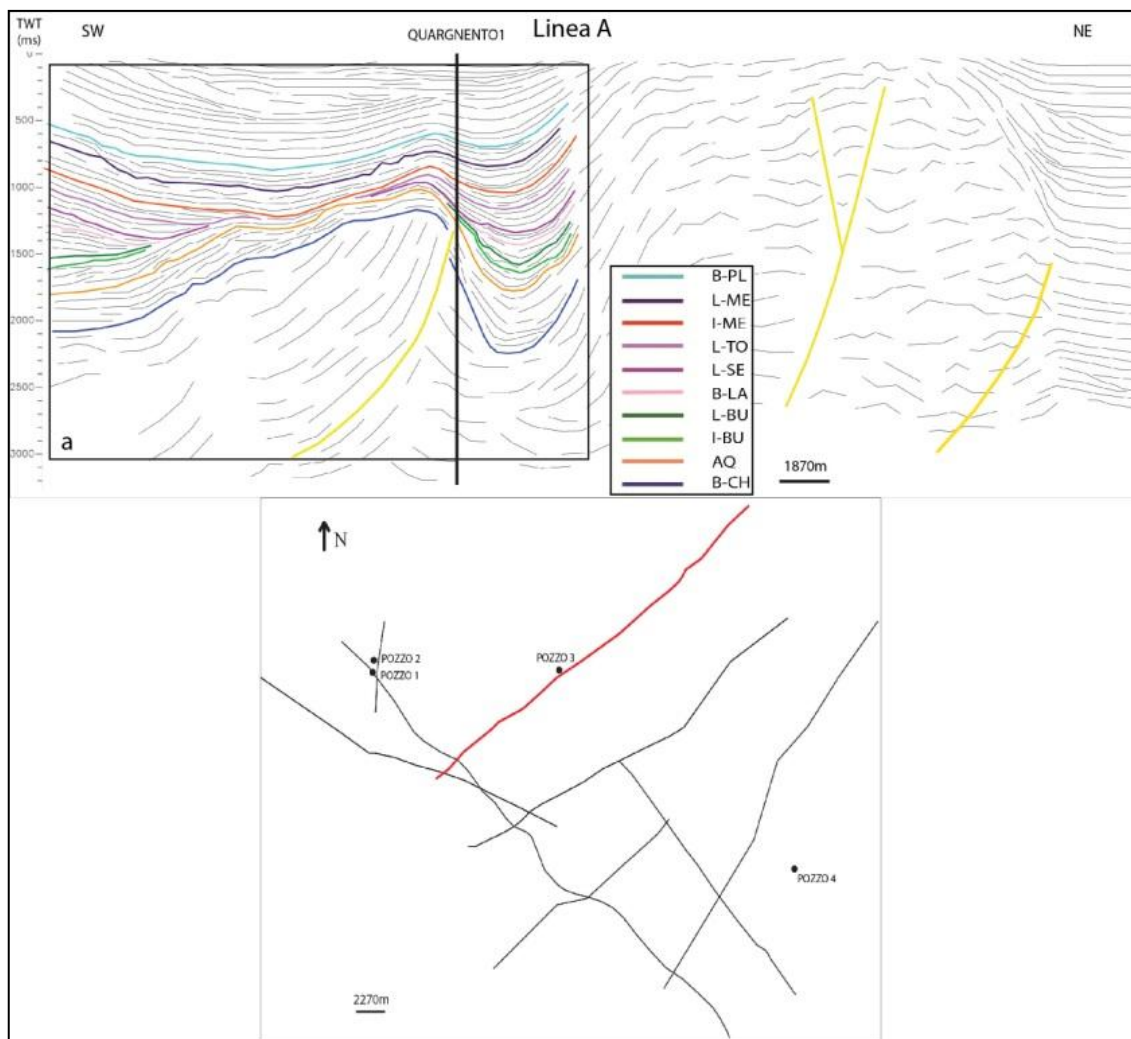
*Fig. 5.16:* Mappa strutturale del Bacino di Alessandria come si evince dalle linee sismiche. LEO, Eocene superiore; ECh, Cattiano inferiore; LCh, Cattiano superiore; LBU, Burdigaliano superiore; PP, Pliocene e Pleistocene. (da Mosca 2006)

### 6.3. TIPOLOGIA DELLE TERMINAZIONI STRATIGRAFICHE

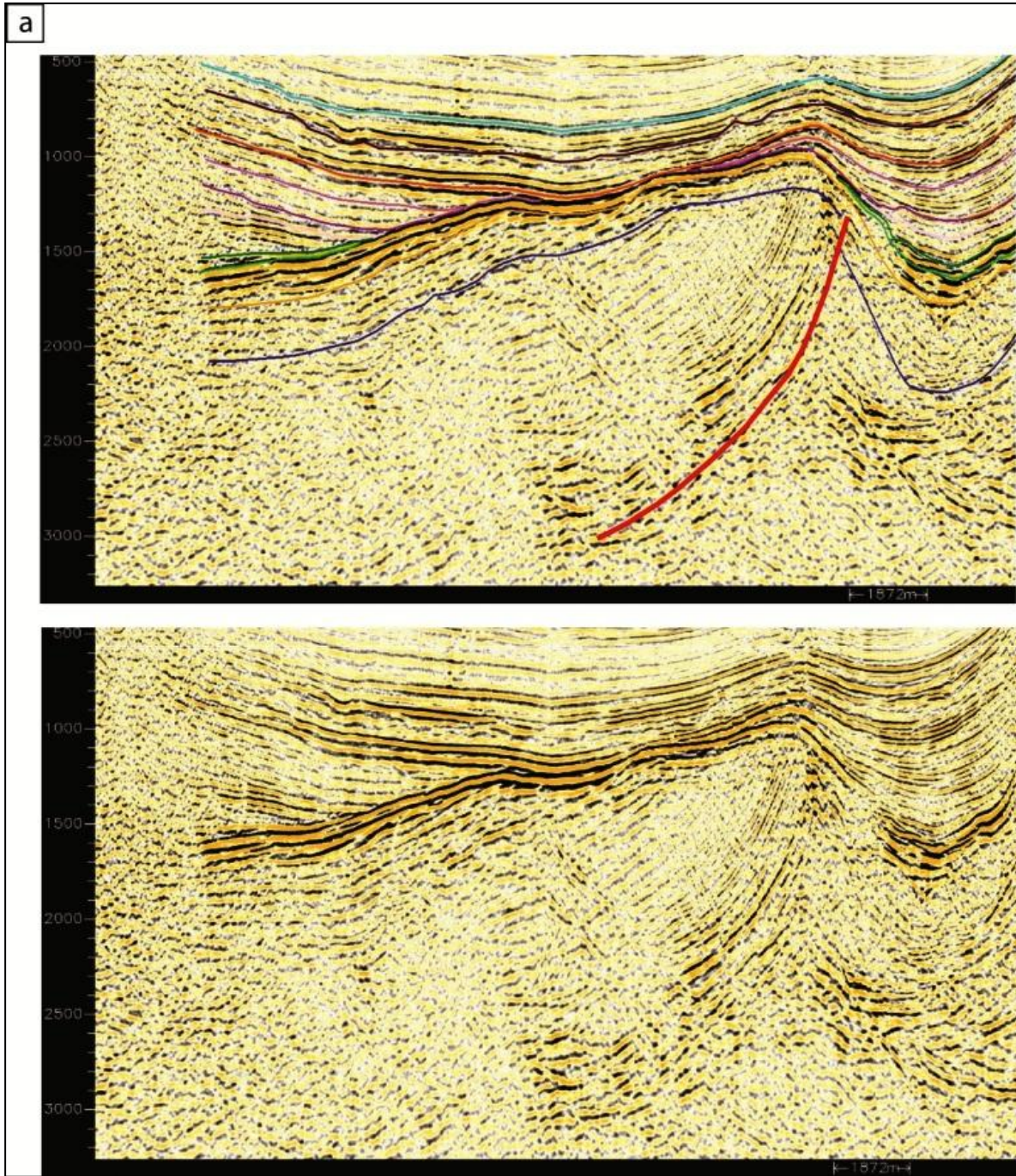
Le linee sismiche prese in considerazione in questo lavoro hanno permesso l'individuazione, nell'area di studio, di differenti terminazioni stratigrafiche. Come effettuato per l'Area 1, si è focalizzata l'attenzione sulla caratterizzazione degli onlap *marini* e *costieri* verso i margini del bacino o contro gli alti intrabacinali. Anche in questo caso è stato possibile effettuare una sorta di classificazione destinata alla discriminazione di ciascuna terminazione stratigrafica (onlap) all'interno dell'area di studio.



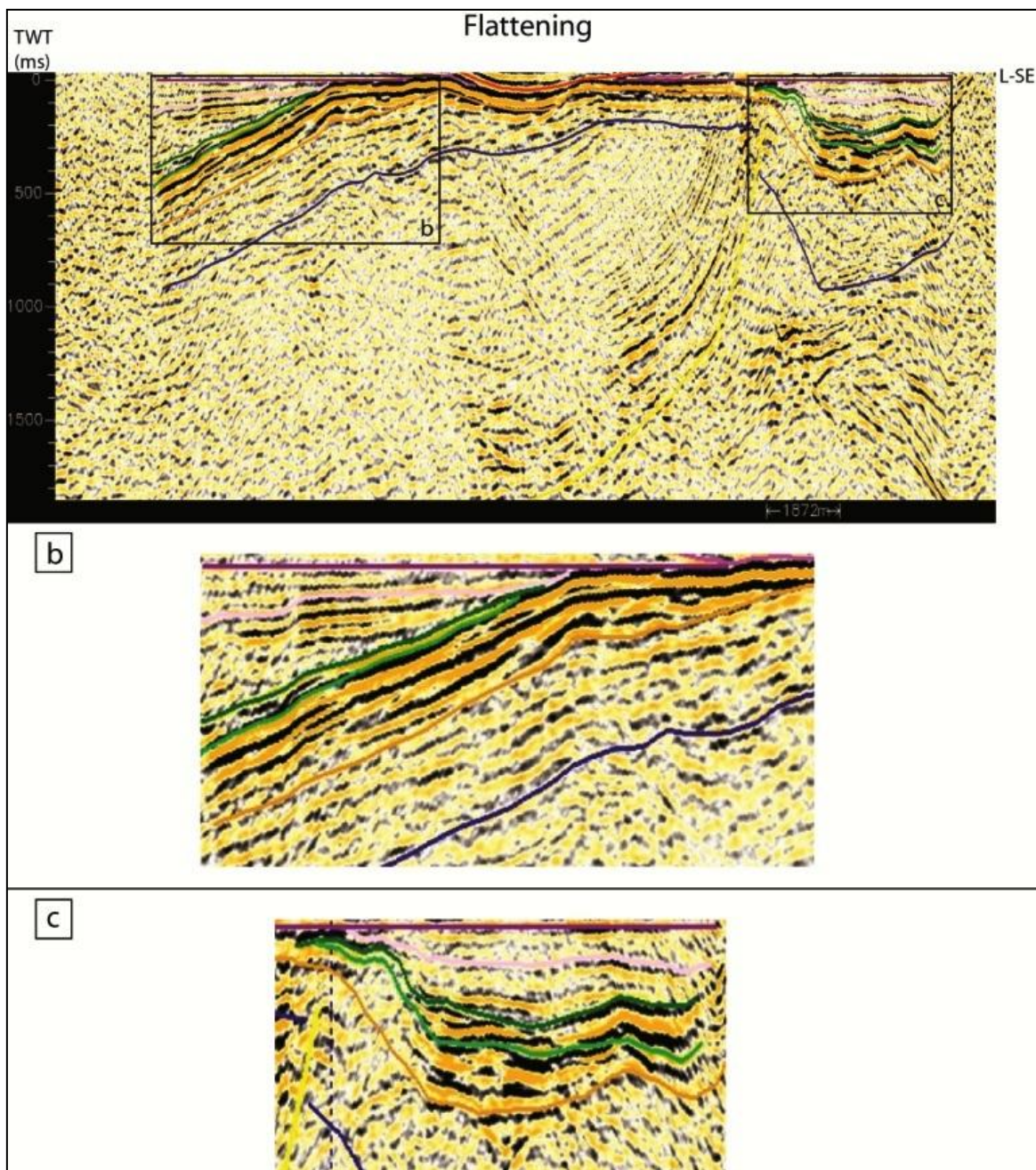
**Fig. 6.17:** mappa schematica dell'area di studio con indicati i pozzi e i nomi delle linee sismiche che meglio rappresentano le geometrie deposizionali e strutturali.



**Fig. 6.18:** linedrawing della linea sismica A (SW-NE) con ubicazione del dettaglio a.

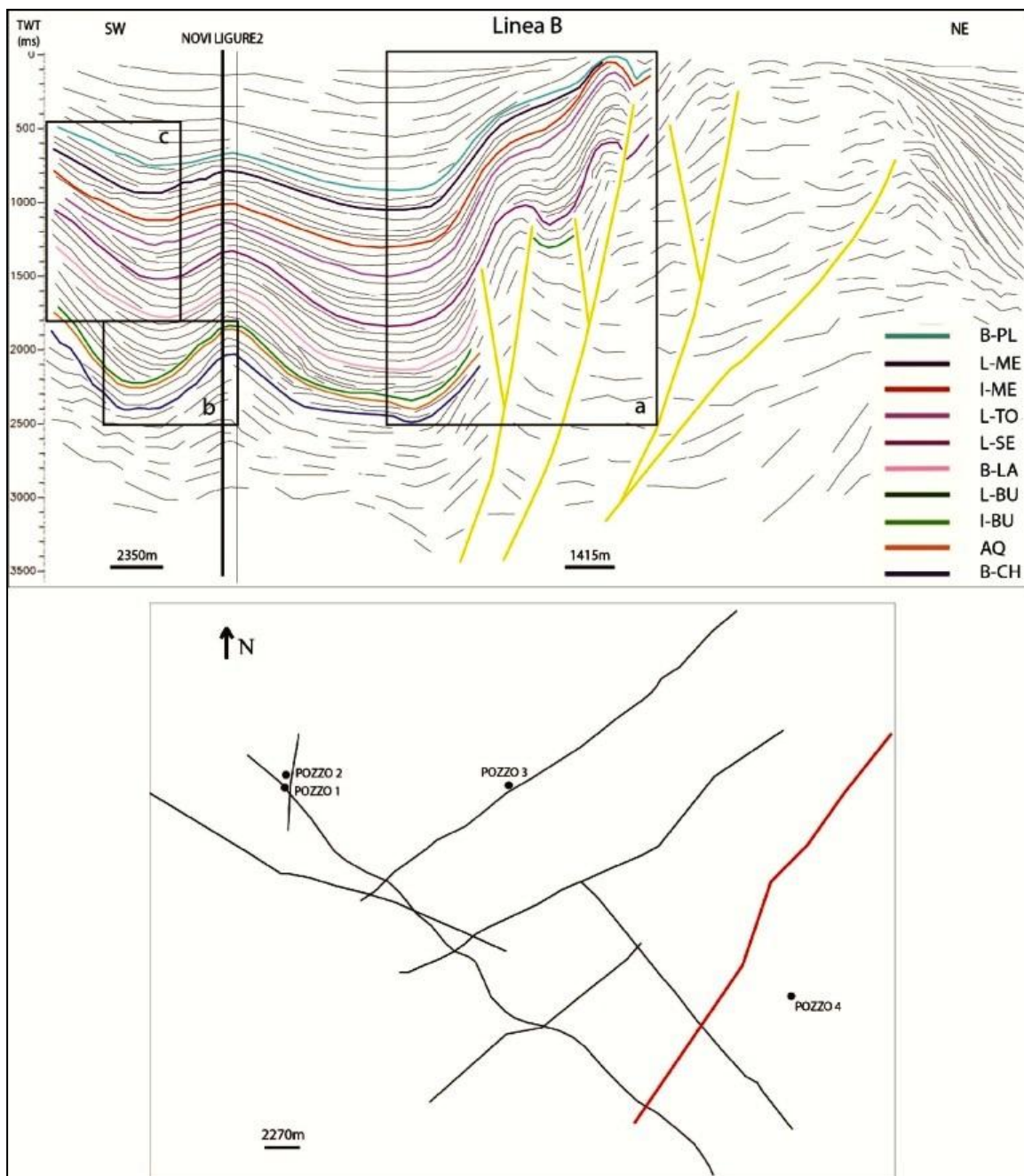


*Fig. 6.19:* dettaglio a relativo alla figura 6.18.

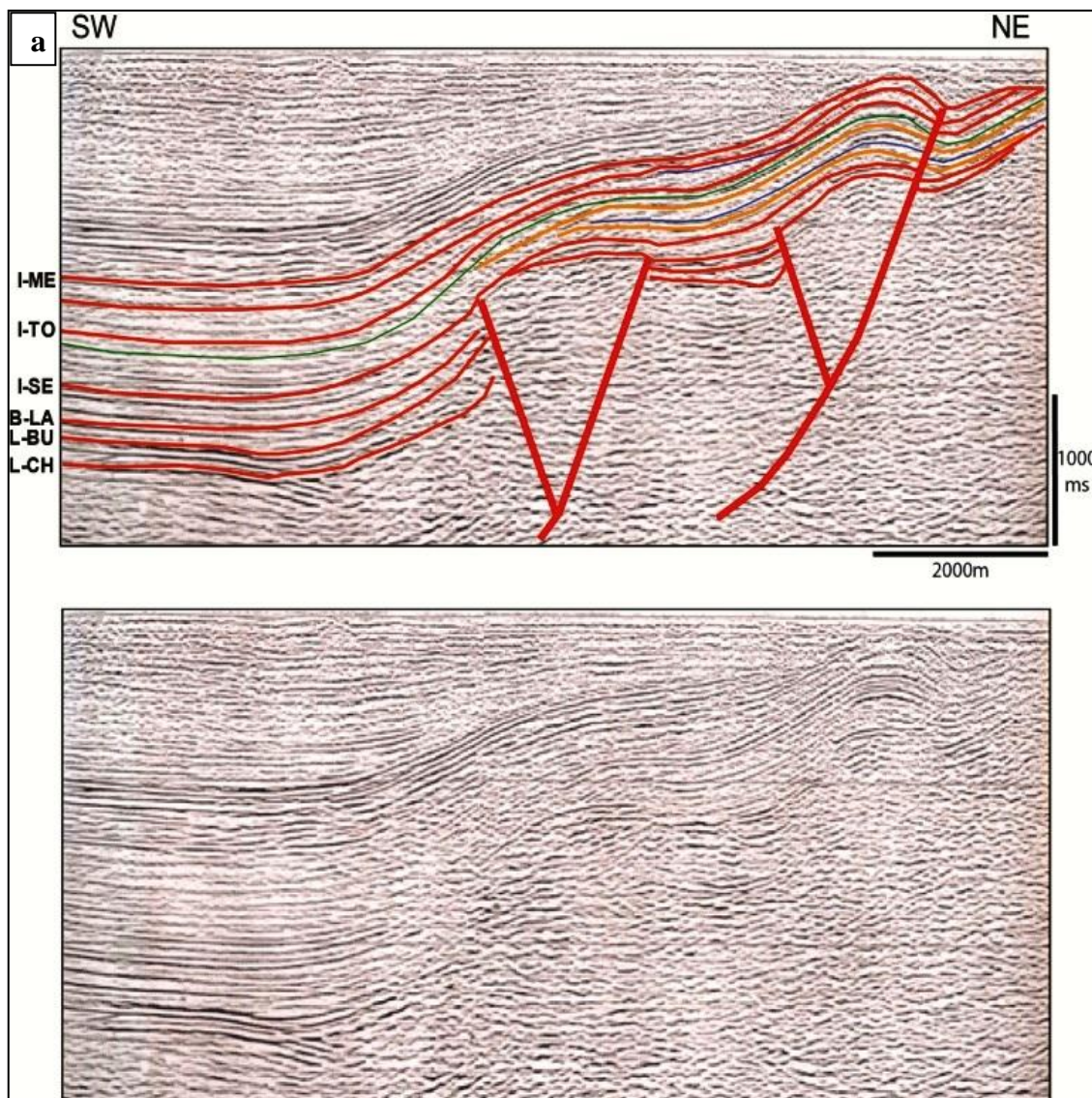


**Fig. 6.20:** *flattening* delle due porzioni **b** e **c** relativi al dettaglio **a** della figura 6.19

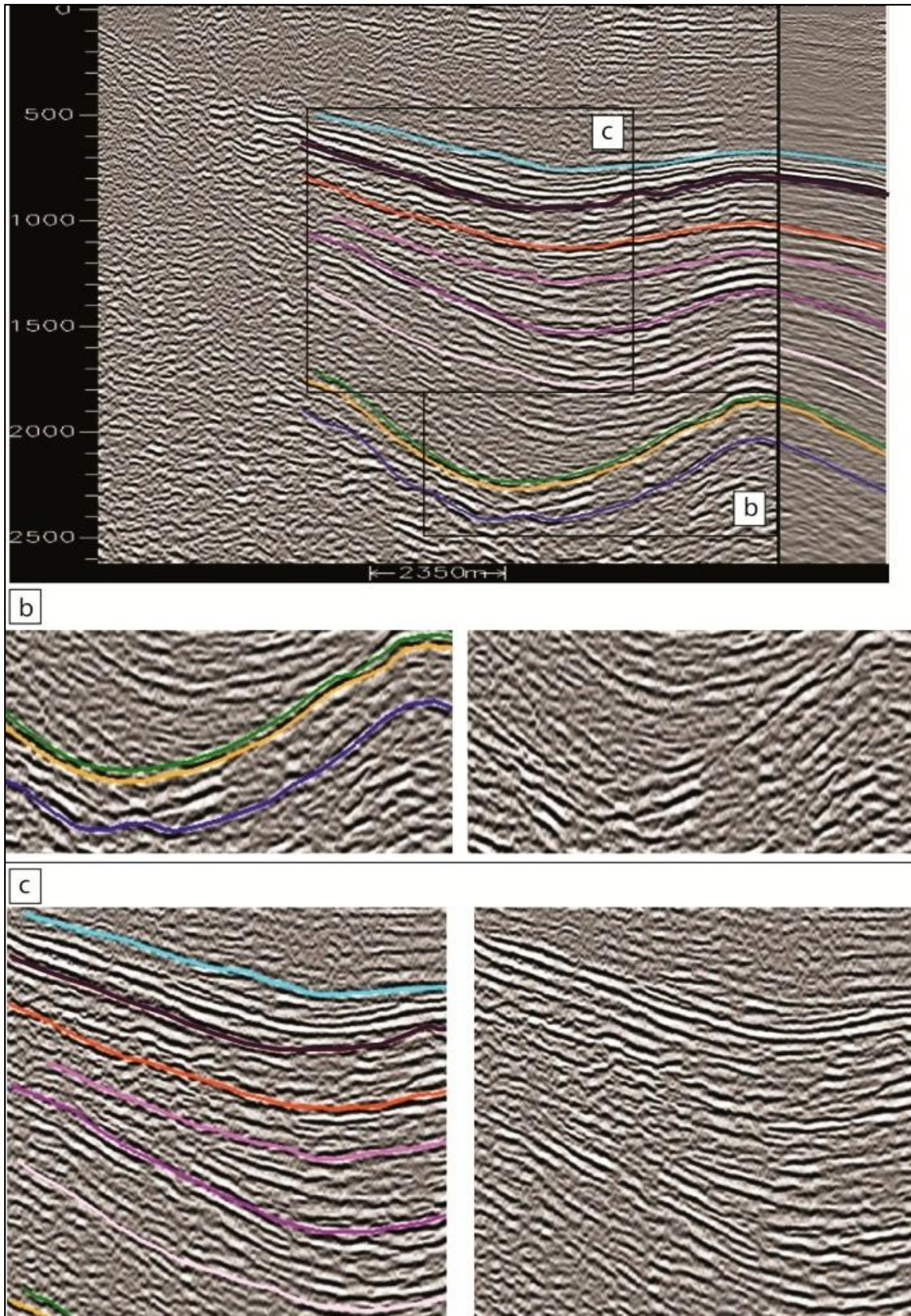




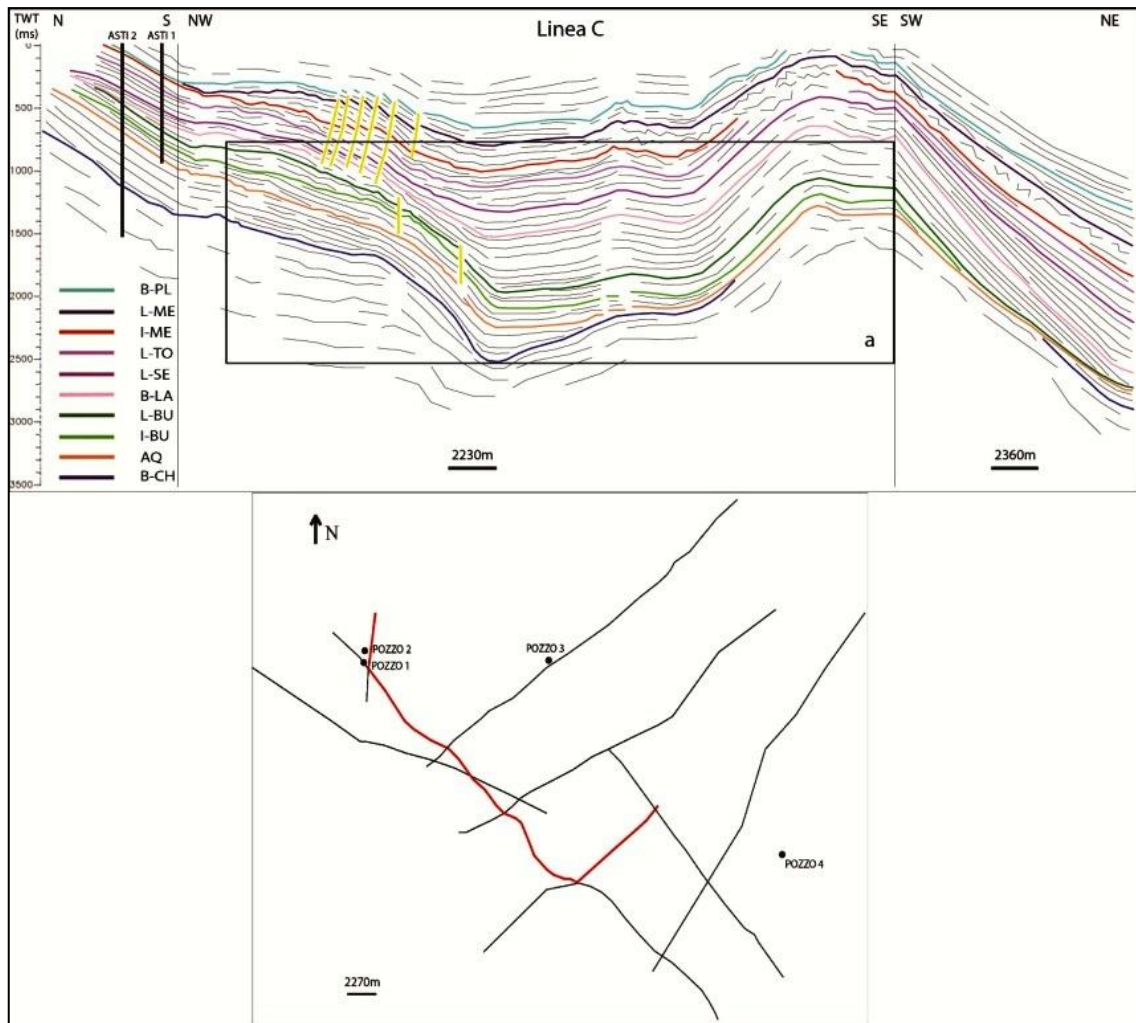
**Fig. 6.21** : linedrawing della linea sismica B (SW-NE) rappresentata in carta con ubicazione dei tre dettagli **a,b** e **c**.



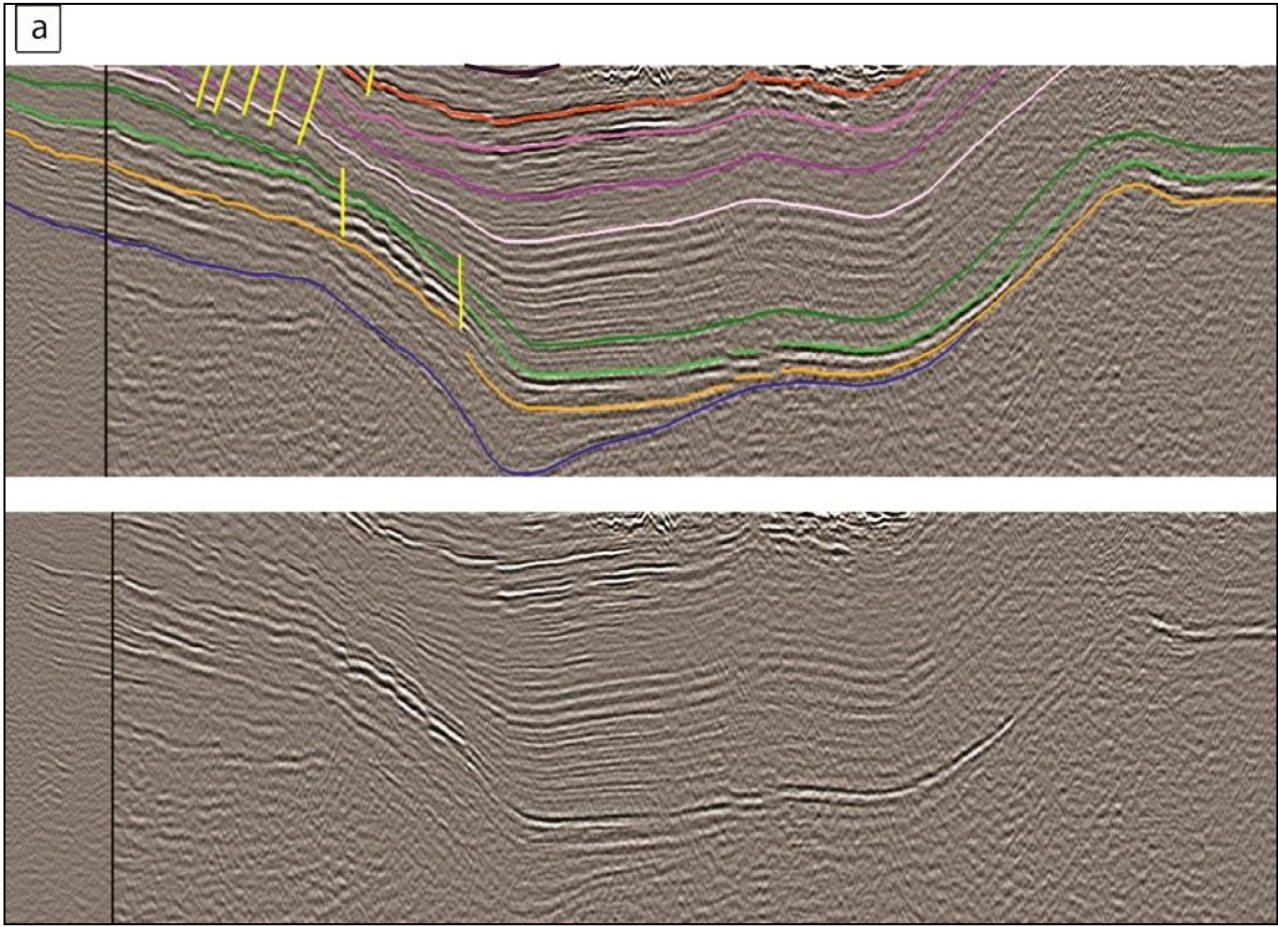
*Fig. 6.22:* dettaglio **a** relativo alla figura 6.21. La scala verticale è stata ridotta di un terzo rispetto all'originale.



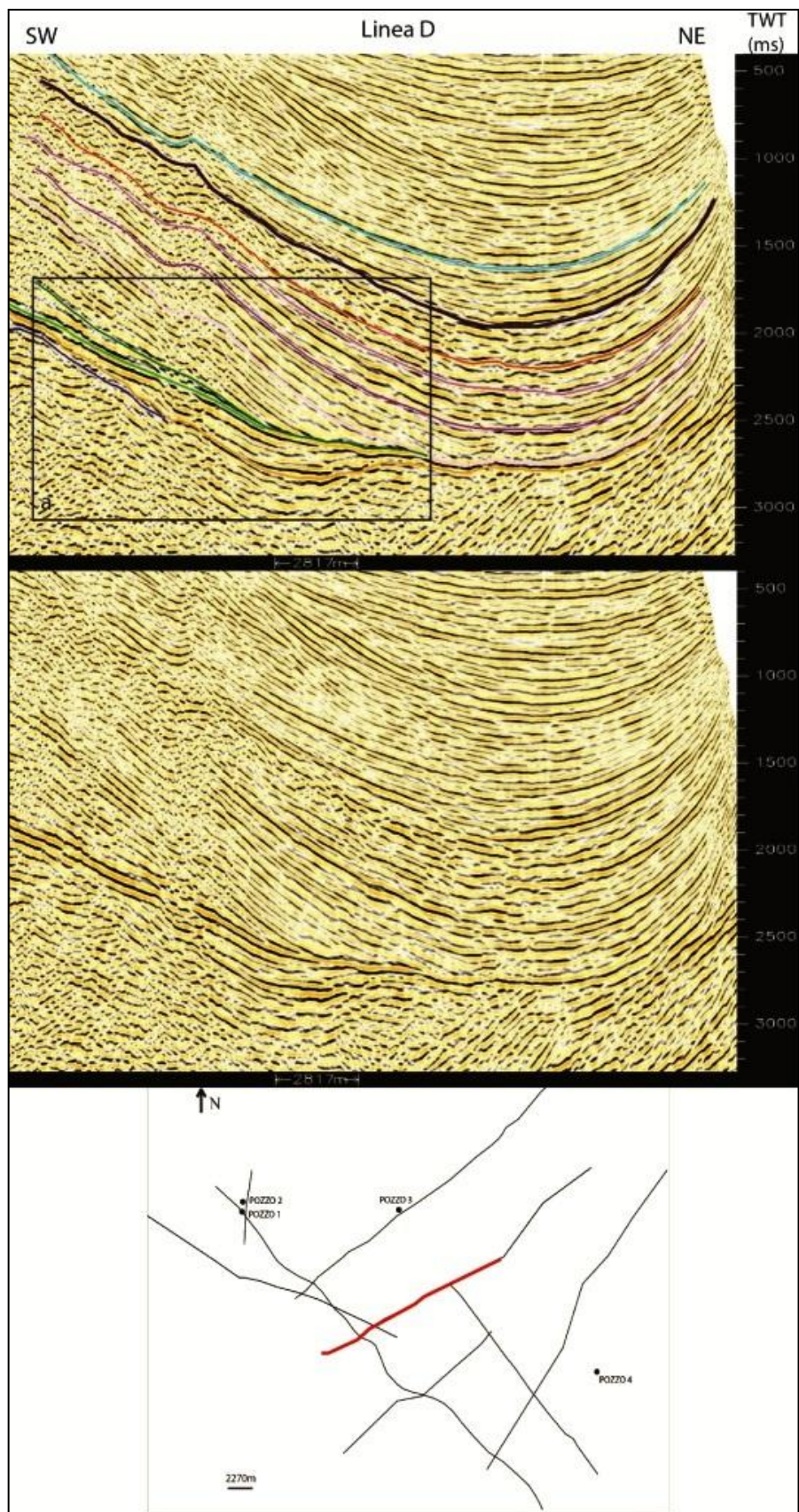
**Fig. 6.23:** dettagli **b** e **c** relativi alla figura 6.21. La scala verticale è stata ridotta di un terzo rispetto all'originale.



**Fig. 6.24:** linedrawing della linea sismica C (NW-SE) rappresentata in carta con ubicazione del dettaglio a.



*Fig. 6.25:* dettaglio **a** relativo alla figura 6.24.



**Fig. 6.26:** linea sismica D con orientazione SW-NE rappresentata in carta e relativo dettaglio **a**.

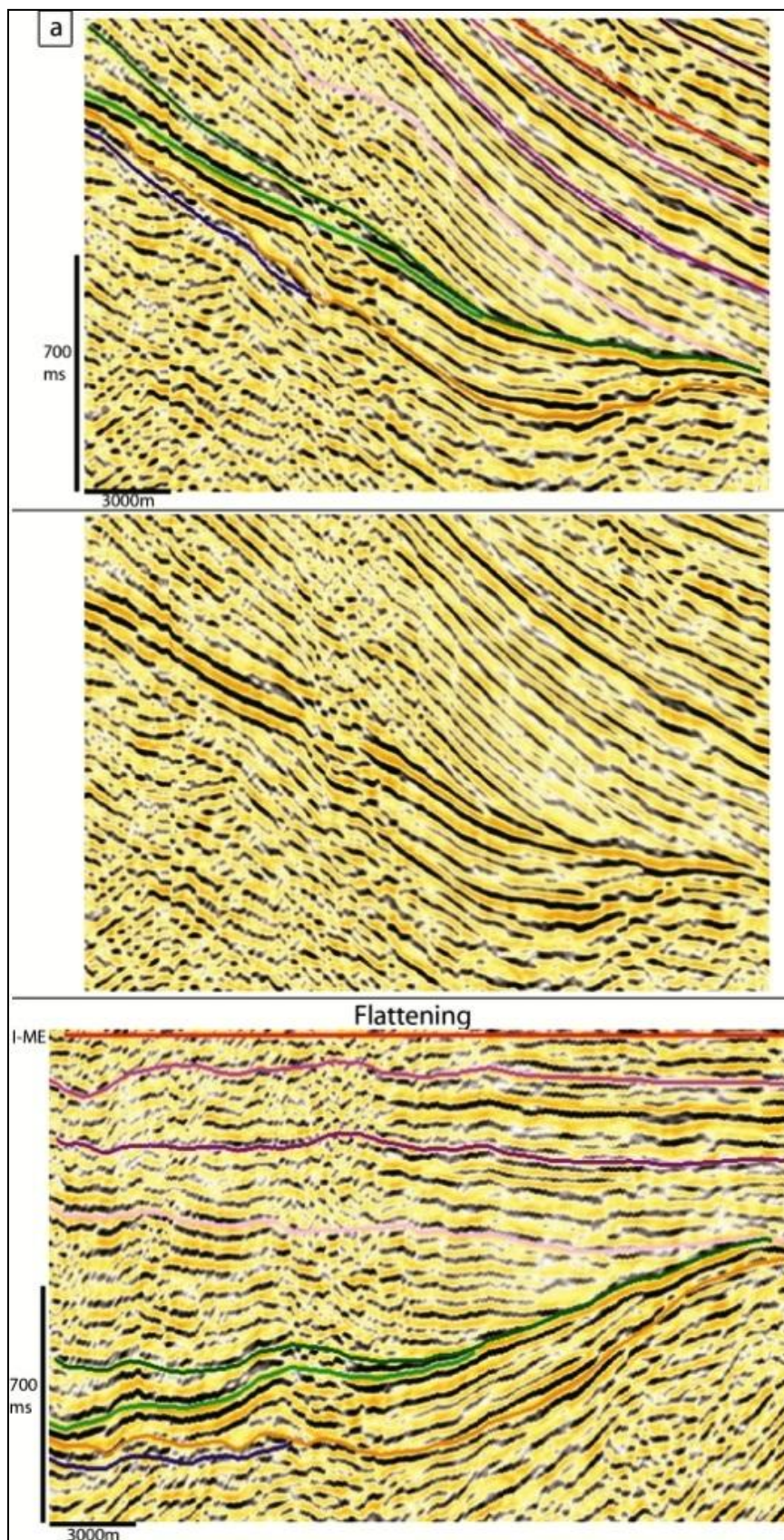
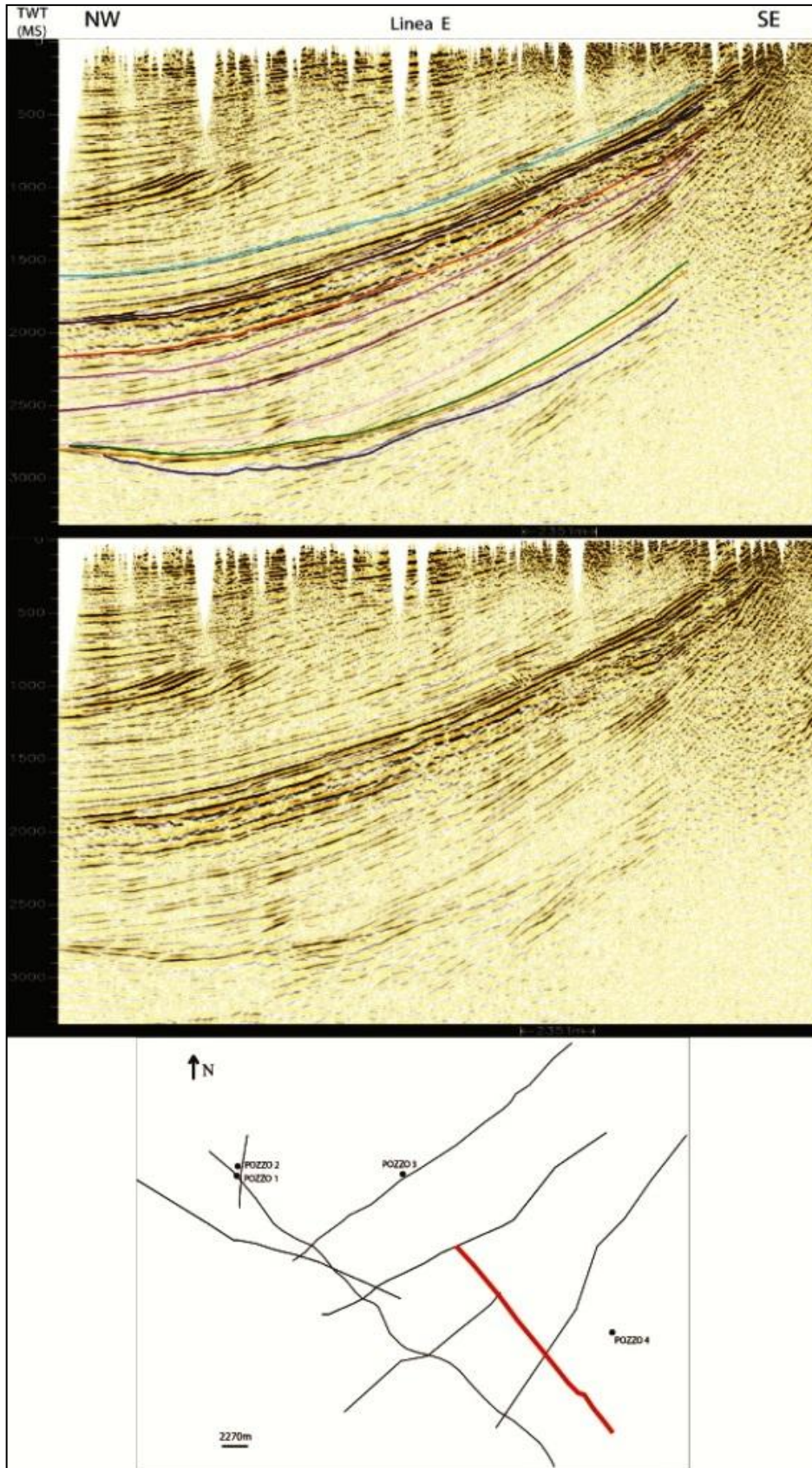
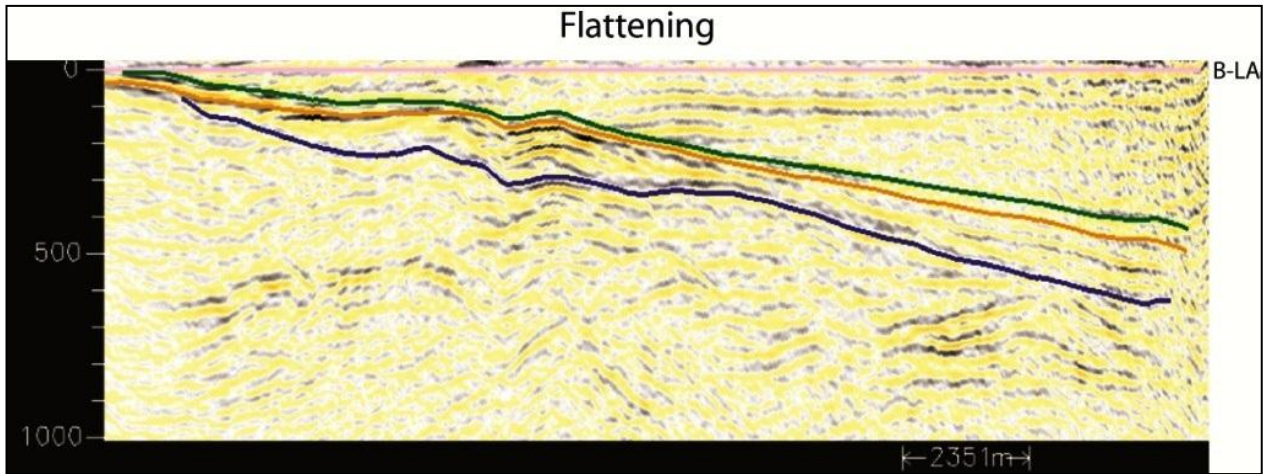


Fig. 6.27: dettaglio a relativo alla figura 6.26 con *flattening*.

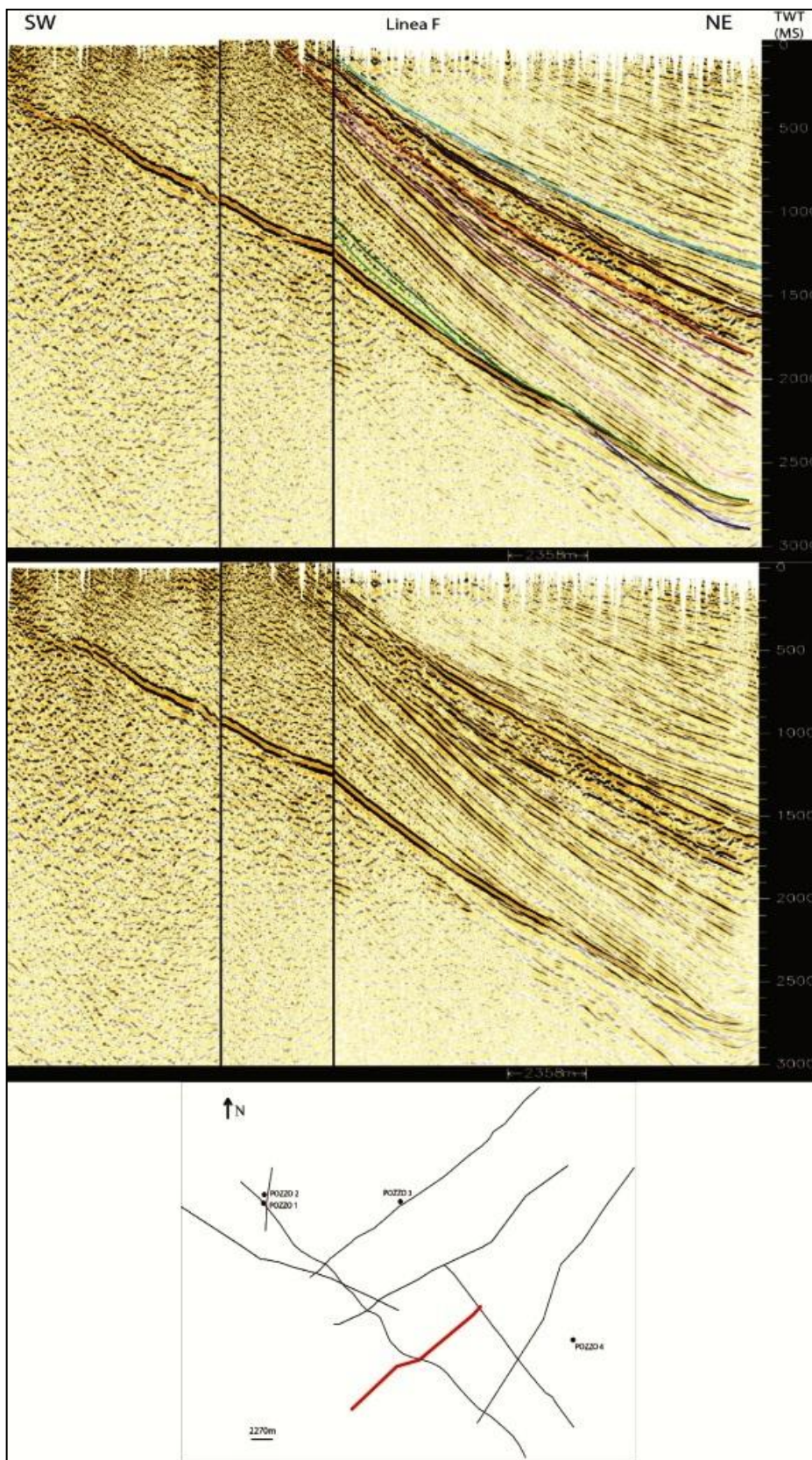


*Fig. 6.28:* linea sismica E con orientazione NW-SE rappresentata in carta.

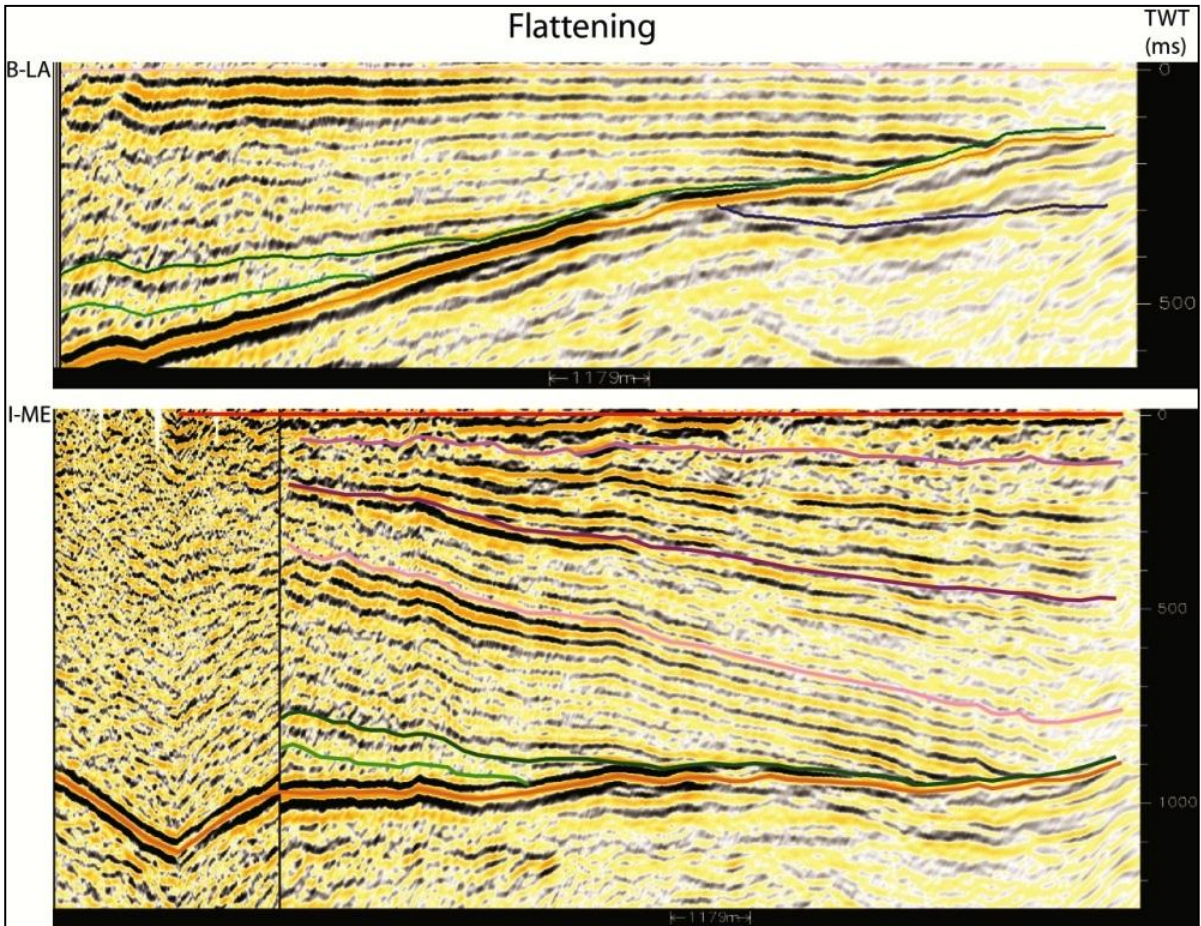




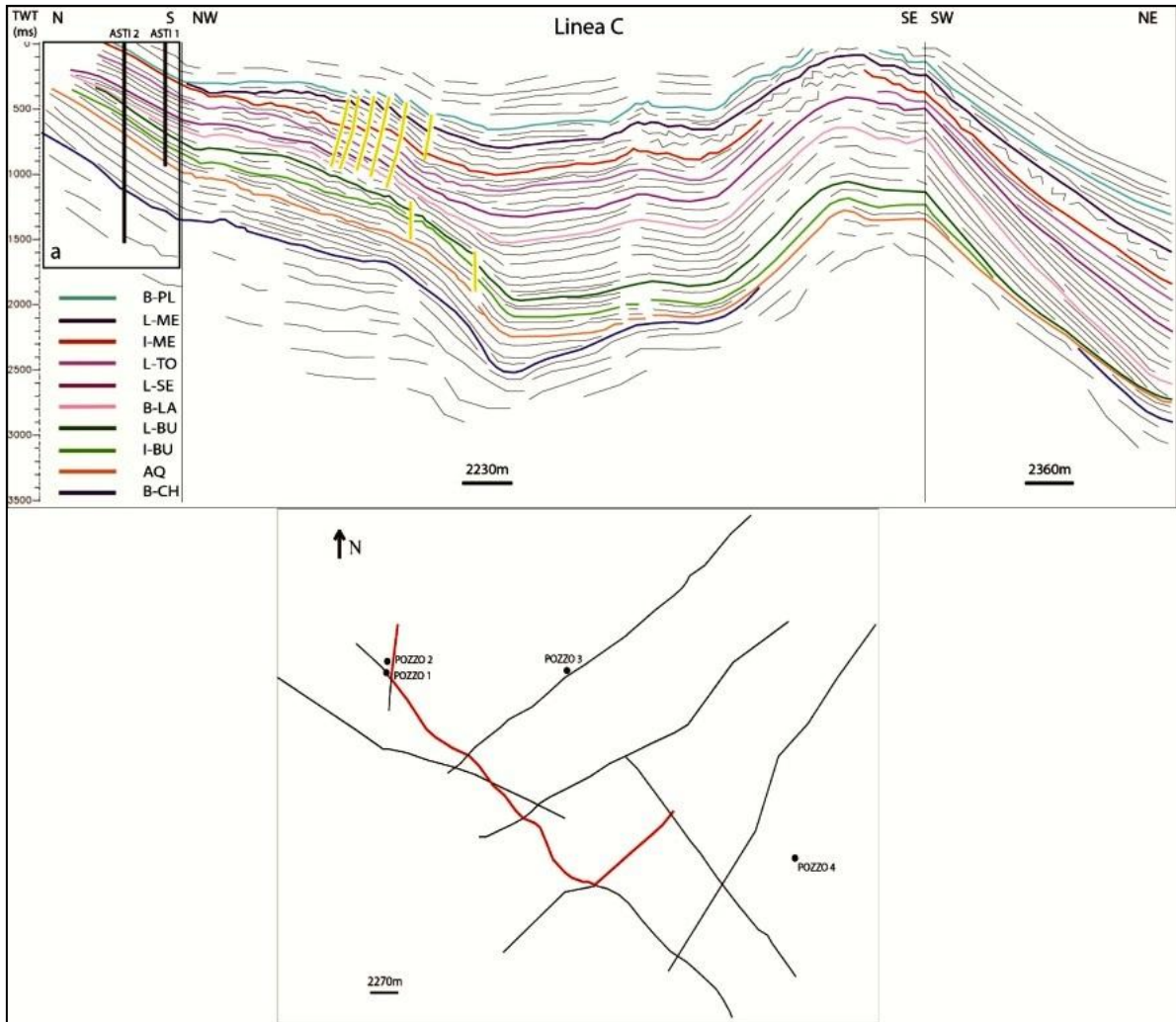
*Fig. 6.29: flattening* relativo alla linea sismica E di figura 6.28.



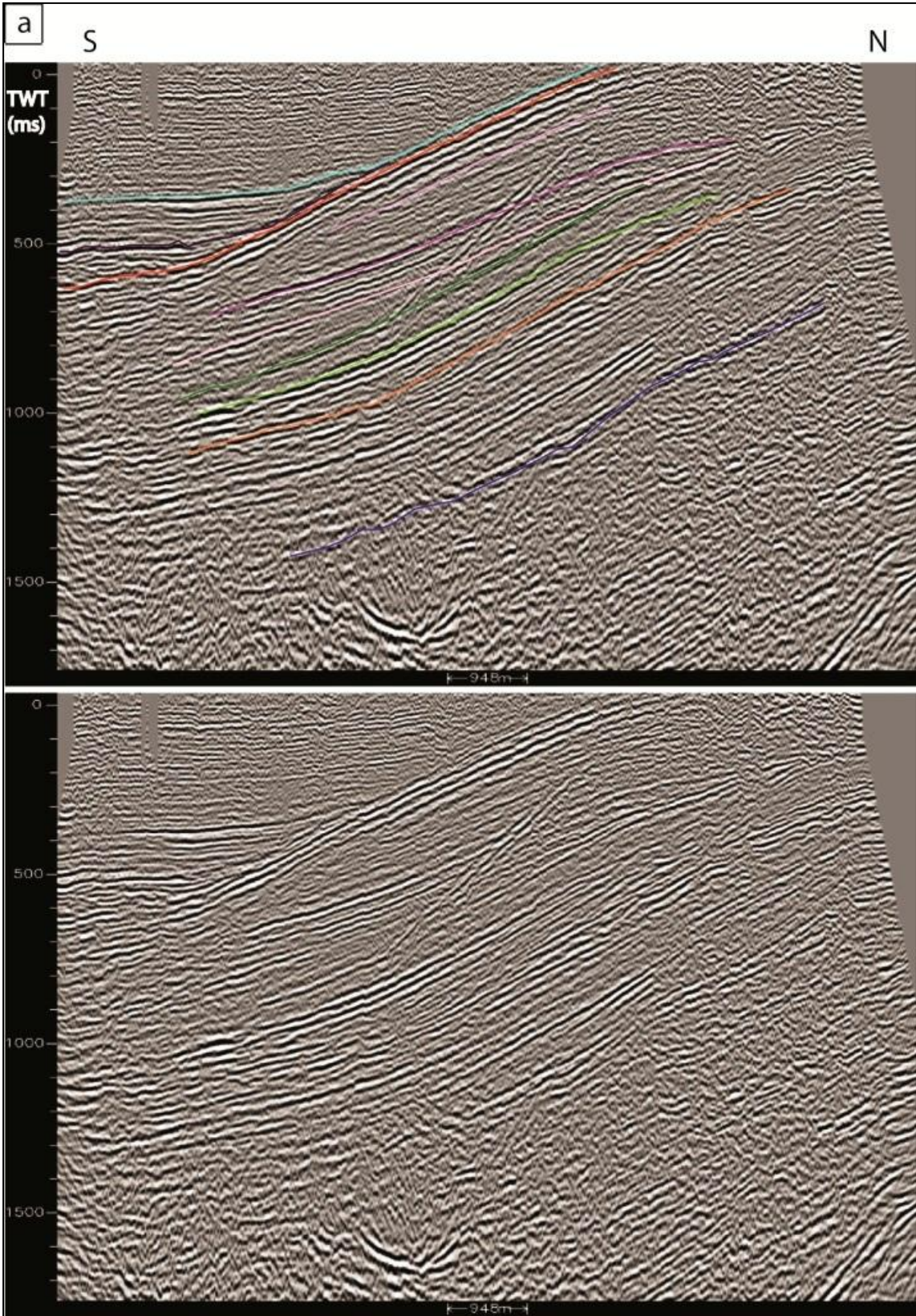
**Fig. 6.30:** linea sismica F con orientazione SW-NE rappresentata in carta.



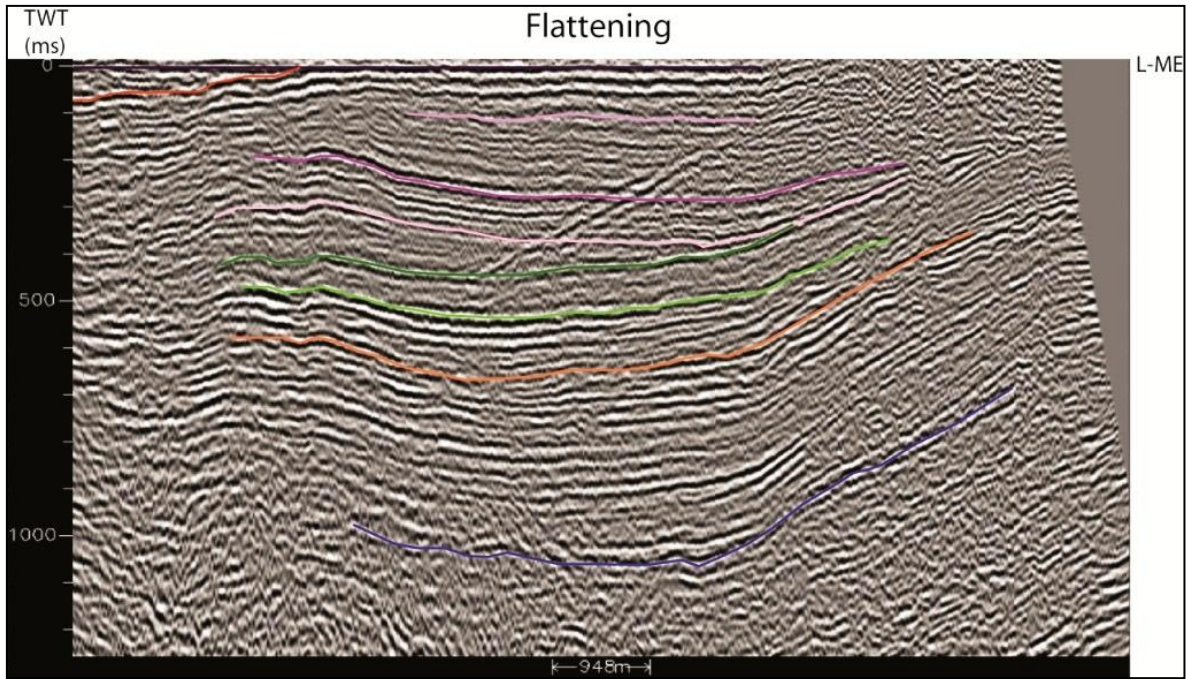
*Fig.6.31: flattening* relativi alla linea sismica F di figura 6.30.



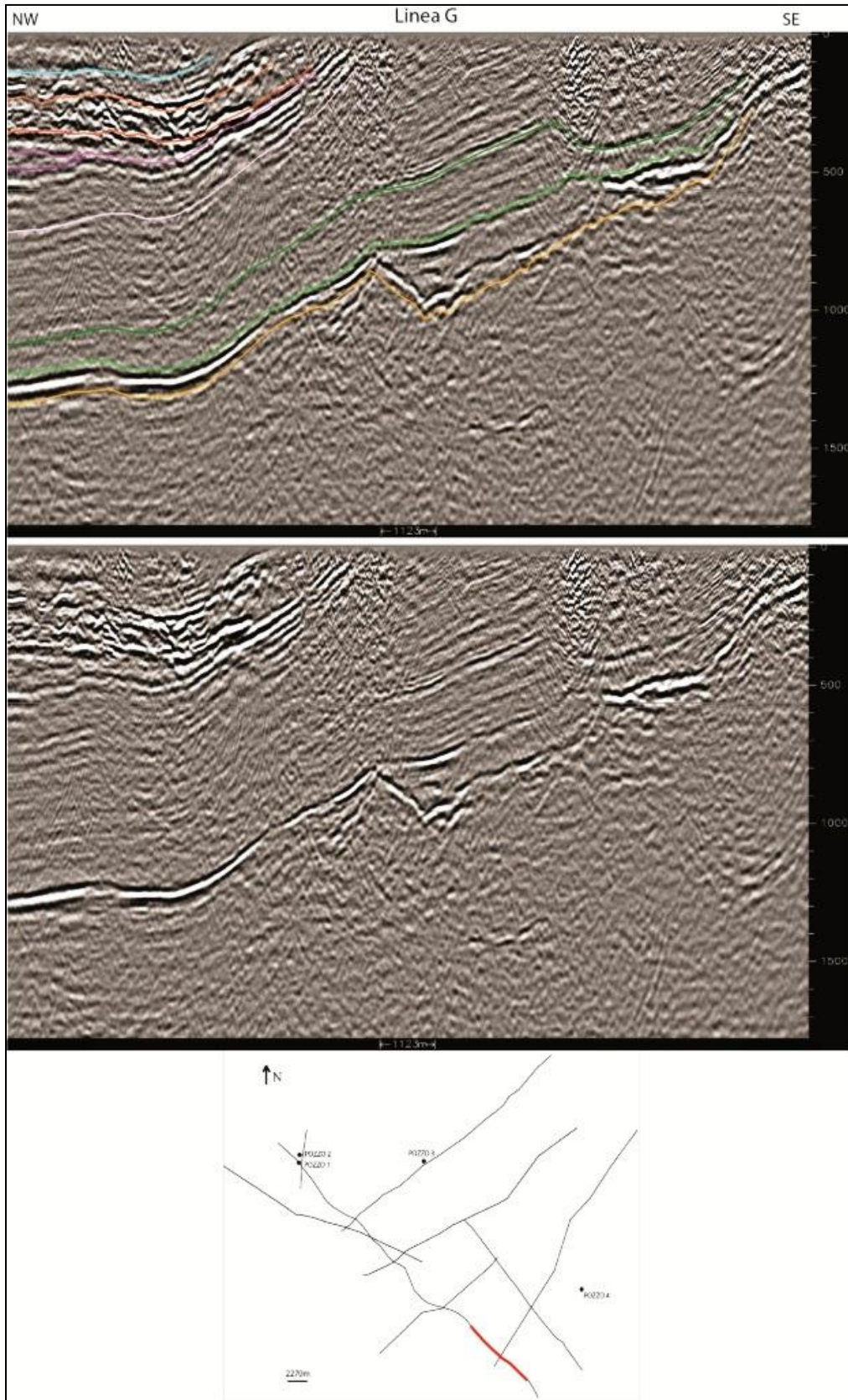
**Fig. 6.32:** linedrawing della linea sismica C (NW-SE) rappresentata in carta con ubicazione del dettaglio a.



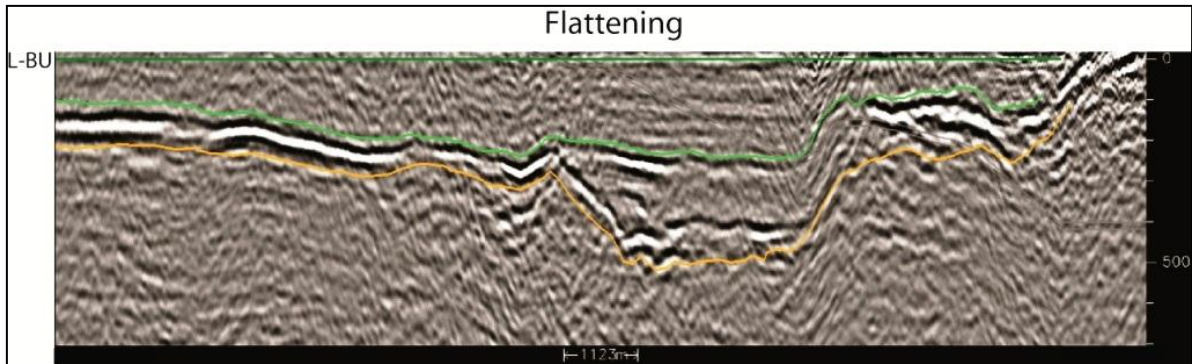
*Fig. 6.33: dettaglio a relativo alla figura 6.32.*



**Fig. 6.34:** *flattening* relativo al dettaglio **a** della figura 6.32



**Fig. 6.35:** linea sismica G orientata NW-SE rappresentata in carta.



*Fig. 6.36: flattening della sezione sismica G di figura 6.35.*

### **6.3.1. Onlap marini verso i margini del bacino**

Sono le terminazioni stratigrafiche che riguardano gli onlap marini che poggiano sui margini del bacino. Sono presenti nelle figure 6.22 a-c, 6.25 a, 6.26-27, 6.28-29, 6.30-31, 6.33-34a.

### **6.3.2. Onlap marini contro gli alti intrabacinali**

Sono le terminazioni stratigrafiche che riguardano gli onlap marini che poggiano sugli alti intrabacinali. Sono presenti nelle figure 6.19-20 a-b, 6.22 b.

### **6.3.3. Onlap costieri verso i margini del bacino**

Sono le terminazioni stratigrafiche che riguardano gli onlap costieri che poggiano sui margini del bacino. Sono presenti nelle figure 6.22 a-c, 6.25 a, 6.26-27, 6.28-29, 6.30-31, 6.33-34a.

### **6.3.4. Onlap costieri contro gli alti intrabacinali**

Sono le terminazioni stratigrafiche che riguardano gli onlap costieri che poggiano sugli alti intrabacinali. Sono presenti nelle figure 6.19-20 a-b.





## 7. DISCUSSIONE

L'integrazione tra i dati di natura sismica e l'analisi dettagliata dei diversi log di pozzo ha permesso di caratterizzare, unitamente alla cartografia geologica disponibile, le terminazioni stratigrafiche presenti all'interno delle aree di studio della Rampa Mantovana (Area 1) e del Bacino di Alessandria (Area 2).

### 7.1. AREA 1 – Rampa Mantovana (RM)

Nell'area di studio comprendente la Rampa Mantovana sono state riconosciute diverse tipologie di terminazioni stratigrafiche, avente ognuna differenti caratteristiche dovute alla natura e alla posizione all'interno del contesto tettono-sedimentario.

#### Onlap costieri controllati da strutture distensive mesozoiche (rift) (1)

In figura 5.28 sono riportati i dettagli relativi alla linea sismica A orientata SW-NE (Fig. 5.27) nella quale sono visibili gli onlap costieri relativi alla fase distensiva mesozoica, principalmente generati in relazione all'espansione stratigrafica che si registra negli half graben al di sopra dell'unconformity intra Carnica.

Il dettaglio **a** mostra la parte più nord-orientale della linea sismica A interessata da una faglia normale mesozoica poi dislocata da un successivo thrust appenninico. Dal flattening relativo al dettaglio, nel quale si è azzerato il tempo relativo alla superficie verde Top Maiolica, si può notare la presenza di strati che tendono ad andare in onlap sulla superficie rosa dell'Unconformity intra Carnica. La geometria di queste terminazioni tende a rispettare un'inclinazione sub-orizzontale o in leggera risalita verso la direzione dell'onlap stesso che però, in seguito all'uplift relativo del settore NE, ha subito successivamente un tilting in direzione opposta. Ad ogni modo essi non risultano eccessivamente deformati.

Il dettaglio **b** rappresenta la parte centrale della linea sismica A, quindi più verso sud-ovest. Si osserva una serie di faglie normali, risultato della fase di rifting, che mostrano un tipico contesto a gradinata. Tale gradinata è stata interessata da riflettori che tendono ad andare in onlap contro l'unconformity intra Carnica, spesso contro le creste dei blocchi tiltati. Negli hangingwall invece chiudono direttamente contro faglia.

Il dettaglio **c**, invece, rappresenta la parte più sud-occidentale della linea sismica A, quindi rappresenta la transizione al bacino Lombardo. In questo punto sono visibili

prevalentemente chiusure contro faglia. Verso SW si notano alcune chiusure in onlap sull'unconformity intra Carnica, mentre le successive verso NE sono rappresentate da chiusure contro faglia. Al di sopra di queste ultime terminazioni la stratificazione si imposta più regolare e continua.

*Onlap marini controllati da strutture distensive cenozoiche (tilting flessurale dell'avampaese) (2)*

In figura 5.29 sono riportati i dettagli relativi alla linea sismica A orientata SW-NE nella quale sono visibili gli onlap marini controllati dalle strutture distensive cenozoiche; tali onlap sono compresi nell'intervallo stratigrafico compreso tra il Top Maiolica e il Messiniano post-evaporitico.

Il dettaglio **a** di figura 5.29 mostra le terminazioni stratigrafiche presenti nella zona centrale della linea sismica A la cui formazione è dovuta al contesto nel quale si sono generate. In questo caso, il tilting flessurale dell'avampaese della catena appenninica, espresso dalla Rampa Mantovana, è stato il fattore principale che ha portato alla generazione di questi onlap marini. Le terminazioni stratigrafiche in questione sono rappresentate da onlap marini che interessano l'intervallo stratigrafico compreso tra il Top Maiolica e la superficie ME4. In dettaglio si notano sia delle terminazioni che chiudono in onlap sulla superficie corrispondente all'unconformity Mesoalpina che chiusure direttamente contro le faglie normali. Il flattening effettuato per la superficie ME4 chiarisce ancor di più questo aspetto; da notare infatti, nell'intervallo compreso tra la superficie ME3 e ME4, come siano presenti entrambe le chiusure appena descritte.

Il dettaglio **b** di figura 5.29 mostra delle terminazioni stratigrafiche analoghe alle precedenti trattate nel dettaglio **a**, con la sostanziale differenza che queste ultime risultano essere meno evidenti e riconoscibili. Infatti la successiva impostazione di un importante thrust appenninico è andata a modificare sostanzialmente le geometrie altrimenti ben riconoscibili. Ad ogni modo è possibile intuire come il pacco di strati compreso tra il Top Maiolica e la superficie ME3 tenda a rastremarsi in direzione NE, comprendendo quindi delle terminazioni stratigrafiche identificabili come onlap marini. Un esempio è fornito dagli onlap marini che poggiano sulla superficie dell'unconformity Mesoalpina.

### Onlap marini controllati da strutture compressive (3)

In figura 5.30 è riportato il dettaglio della linea sismica C orientata SW-NE posizionata esattamente in prossimità del maggiore thrust appenninico impostatosi nell'area durante l'orogenesi appenninica.

Il dettaglio **a** in figura 5.30 mostra delle terminazioni stratigrafiche rappresentate dagli onlap marini originatisi in corrispondenza della fase compressiva appenninica. L'intervallo stratigrafico nel quale sono ben visibili queste terminazioni è quello posto al di sopra del principale limite di sequenza intra Pliocenico.

In questo intervallo si nota come le terminazioni stratigrafiche siano rappresentate da onlap che poggino sul fianco della principale struttura compressiva. Tali terminazioni visibili in sismica sono controllate dalla "thrust propagation fold" sviluppatesi in conseguenza della messa in posto del thrust appenninico, perciò sono da porre in relazione a tettonica sinsedimentaria. Si può affermare di essere in un contesto sinsedimentario osservando la convergenza e gli onlap dei riflettori verso il culmine della struttura. Queste terminazioni indicano pertanto che la faglia, in quel momento, è ancora attiva ed è possibile rendersi conto di quando la faglia cessa (anche solo momentaneamente) la sua attività osservando quali strati riescono ad esser seguiti con continuità da una parte all'altra della struttura (vedi parte superiore del dettaglio **a** in figura 5.30).

Il dettaglio **b** in figura 5.31 relativo alla linea sismica A orientata SW-NE mostra la presenza di terminazioni stratigrafiche anch'esse controllate da strutture compressive che cadono nell'intervallo stratigrafico soprastante la superficie intra Pliocenica. In questo dettaglio sono ben visibili pacchetti di strati che vanno a rastremarsi in direzione della "thrust propagation fold", tali pacchetti sono a volte associati anche a convergenza nella medesima direzione in relazione alla tettonica sin sedimentaria. Da notare inoltre la presenza di strati che attraversano indisturbati e con continuità la struttura; l'alternanza non periodica di pacchetti di strati rastremati e di altri tabulari e continui indica che il thrust appenninico non ha avuto un'azione continua nel tempo ma bensì intervallata da momenti di inattività tettonica.

### Onlap marini interessati da deformazione successiva (4)

Con la figura 5.32, rappresentante la linea sismica A orientata SW-NE, si vanno ad analizzare quelle terminazioni stratigrafiche che non sono la diretta conseguenza

dello specifico contesto tettono-sedimentario visibile nelle linee sismiche, ma sono la conseguenza dell'interazione di due successive e diverse fasi tettoniche.

Due sono i casi visibili in sismica dai dettagli **a** e **b** con relativi flattening:

- *Onlap marini su rampa traslati da successivo movimento compressivo. (4a)*

Il dettaglio **a** in figura 5.32 mostra degli originari onlap marini su rampa formati prima dell'attività compressiva esercitata dal thrust appenninico. Questi onlap, come si può ben notare dai flattening **a** di figura 5.33, presentano un'iniziale inclinazione sub-orizzontale o debolmente immergente verso SW; tale inclinazione subisce successivamente un notevole incremento, dovuto alla traslazione provocata dal movimento della struttura compressiva. Il piano di scollamento di tale struttura coincide più o meno con l'originaria superficie di onlap e/o sfrangiamento (Casnedi et al. 2006). Questi onlap marini sono presenti all'interno dell'intervallo stratigrafico compreso tra la superfici ME1 ed ME4 comprendendo quindi anche la ME3.

- *Onlap marini da struttura distensiva ripresi da successiva compressione. (4b)*

Il dettaglio **b** di figura 5.32 mostra gli onlap marini formati durante il periodo di distensione mesozoica, caratterizzati da un assetto originariamente sub orizzontale o in leggera risalita verso la direzione dell'onlap stesso. Successivamente, nel Terziario la faglia normale è stata riattivata durante la fase compressiva dell'orogenesi appenninica e, a causa di un uplift relativo del settore NE, ne ha provocato il basculamento verso SW. Tale basculamento è il responsabile della generazione di ciò che viene definito "apparent downlap", ovvero di un'originaria configurazione di onlap che in seguito a tilting assume la configurazione di downlap. Per capire e discriminare i veri e propri downlap dai downlap apparenti è necessario eseguire l'operazione di flattening, con la quale si può notare, come in questo caso, che la loro inclinazione cambia effettivamente direzione in seguito all'attività compressiva. Quindi mettendo a confronto il dettaglio **b** con il relativo flattening si è riusciti a determinare la vera natura di queste terminazioni stratigrafiche. Queste terminazioni sono presenti all'interno dell'intervallo compreso tra unconformity intra Carnica e Top Maiolica.

### Onlap marini su rampa (5)

In figura 5.34 sono riportati i dettagli relativi linea sismica A orientata SW-NE nella quale sono visibili gli onlap marini su rampa, ovvero le terminazioni stratigrafiche che terminano contro depositi di scarpata immediatamente precedenti. Queste terminazioni sono diffuse e visibili in diverse linee sismiche.

Il dettaglio **a** di figura 5.34 mostra questi onlap marini su rampa, presenti nell'intervallo stratigrafico al di sopra della superficie intra Pliocenica. In questo dettaglio si nota come esistano terminazioni stratigrafiche che poggiano direttamente sulla superficie suddetta, mentre altri riflettori, appena sopra, tendono a sfrangiare. Sia le chiusure più nette che gli sfrangiamenti mettono in evidenza una rastremazione dei corpi arenacei verso NE.

Terminazioni stratigrafiche di uguale natura sono presenti nel dettaglio **d** di figura 5.36 rappresentante la linea sismica D con orientazione NW-SE. Siamo in presenza dei medesimi onlap marini su rampa, all'interno dello stesso intervallo stratigrafico, che presentano però una minore inclinazione, questo è dovuto al fatto che essi sono stati intersecati da una linea sismica avente una orientazione obliqua rispetto alla pendenza effettiva della rampa.

Il dettaglio **b** di figura 5.34 evidenzia molto bene la presenza di onlap marini su rampa all'interno dell'intervallo stratigrafico compreso tra la superficie ME3 e la superficie ME4. Si nota come gli strati vadano in onlap sulla superficie ME3. Con l'aiuto del flattening, effettuato sulla superficie ME4, si vede che originariamente gli onlap avevano un'inclinazione sub orizzontale modificata ed invertita, anche in questo caso, dalla fase compressiva appenninica.

Il dettaglio **c**, invece, è relativo alla linea sismica B con direzione W-E e rappresenta le terminazioni stratigrafiche anch'esse catalogabili come onlap marini su rampa. L'esempio più significativo è quello legato alle evidenti terminazioni presenti sia sopra il Top Maiolica che sopra la base delle calcareniti del Miocene inferiore. Esse rappresentano onlap prevalentemente marini su una rampa avente un'elevata inclinazione. Osservando il flattening della superficie ME3 si nota come l'inclinazione degli strati sia già, in quel tempo, elevata. Inoltre, tra le superfici Base Calc.Mio.inf. e ME1 si nota l'apertura di un cuneo sedimentario caratterizzato da una possibile clinostratificazione che presenta, nella parte superiore alcune terminazioni stratigrafiche

che poggiano sulla base delle calcareniti Mioceniche in corrispondenza della chiusura del cuneo. In questo caso, queste ultime terminazioni potrebbero essere localmente associate a onlap costieri.

#### *Onlap marini al margine di canyon sottomarini (6)*

La figura 5.37 che rappresenta la linea sismica A con direzione SW-NE denota la presenza di particolari geometrie visibili nel dettaglio **a**. Esse presentano una tipica forma a mezzaluna dovuta probabilmente all'azione combinata di nicchie di distacco e erosione da parte di correnti marine che, localmente hanno portato alla formazione di veri e propri canyon sottomarini associati a fasi di incisione subacquea. All'interno di questi canyon si nota la presenza di onlap marini. Tali terminazioni stratigrafiche giacciono sui limiti di sequenza. In corrispondenza della zona interessata dai maggiori effetti del tilting flessurale della rampa di avanpaese si sono impostati questi canyon sottomarini che interessano l'intervallo stratigrafico del Miocene medio-superiore. Cronologicamente troviamo, dal basso, il canyon delimitato dalla superficie Top Maiolica, sulla quale, dando luogo a una rilevante lacuna stratigrafica, vanno direttamente in onlap i sedimenti del riempimento del canyon. Altre situazioni analoghe sono presenti sulle superfici ME1 ed ME3 sulle quali poggiano in onlap i sedimenti sempre di riempimento. Gli onlap marini all'interno dei canyon riguardanti le superfici ME1 ed ME3 possono localmente dar luogo a apparent downlap in quanto essi sono stati direttamente interessati dagli effetti del thrust appenninico presente in quella posizione; anche in questo caso i flattening delle superfici ME3 ed ME4 aiutano a riconoscere e a discriminare questi onlap dovuti al riempimento dei canyon.

#### *Onlap costieri (7)*

La linea sismica A con direzione SW-NE in figura 5.38 mostra, tramite il suo dettaglio **a**, la presenza di onlap costieri. Queste terminazioni stratigrafiche hanno la caratteristica di dovere la propria origine ad una fase di trasgressione, se poggiano su una superficie di ravinement, o ad una fase regressiva se invece poggiano su un limite di sequenza. Il dettaglio **a** aiuta ad identificare gli onlap costieri ed è possibile riconoscere entrambi i tipi di terminazioni dovuti a differenti contesti dal punto di vista stratigrafico sequenziale.

L'onlap costiero che poggia sulla superficie ME4, nell'intervallo compreso tra questa superficie e la superficie MRS (Maximum Regressive Surface), si può considerare una terminazione stratigrafica sviluppatasi in un contesto regressivo poiché è associata a una caduta del livello relativo di base che poi evolverà in regressione forzata (vedi figg. 5.39 e 5.41).

Salendo stratigraficamente all'intervallo compreso tra le superfici denominate P11 e Intra Plio.inf MFS (Maximum Flooding Surface) troviamo delle nuove terminazioni che sono conseguenza di un innalzamento del livello relativo del mare. Questi onlap costieri infatti poggiano sulla superficie P11 che ha significato di MRS e sono il risultato della fase trasgressiva del Pliocene inferiore.

Entrambe le classi discusse sono presenti in sismica con valori d'inclinazione medi, che sicuramente sono stati accentuati dal successivo tilting della rampa in relazione alle fasi più recenti di strutturazione dell'Appennino settentrionale.

#### *Onlap all'interno di regressioni forzate (8)*

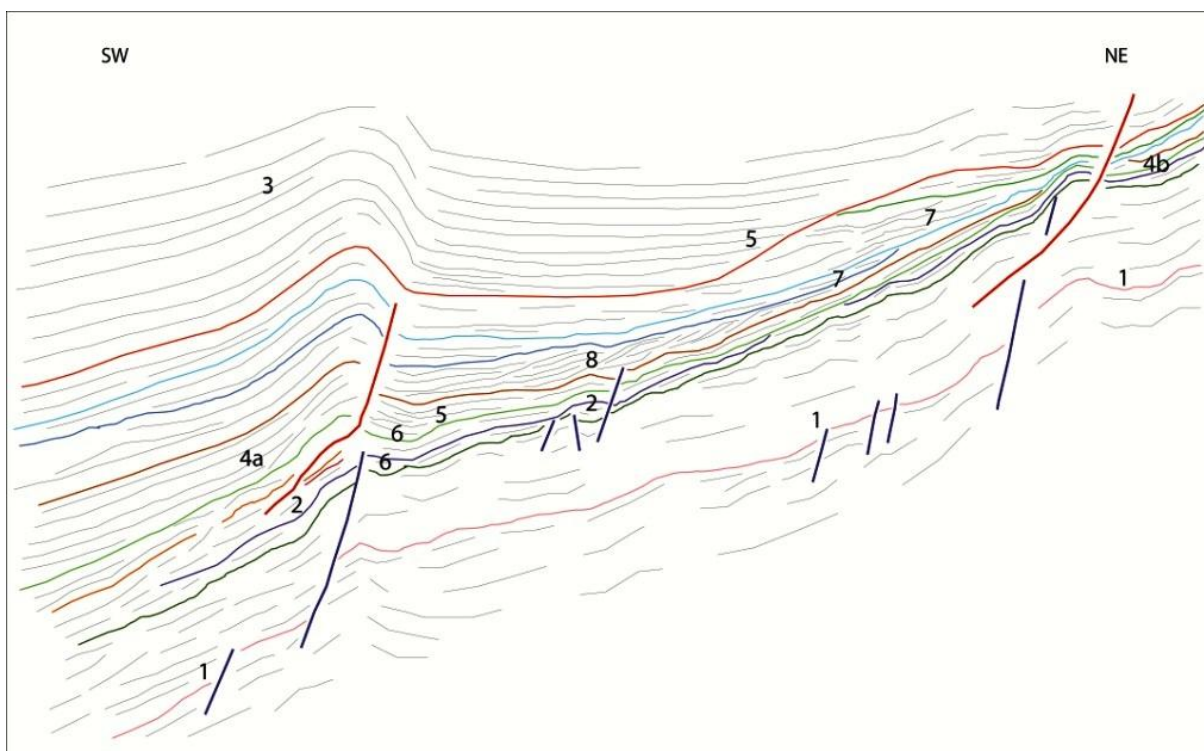
La figura 5.39 mostra la linea sismica E orientata SSW-NNE nella quale è presente la regressione che caratterizza l'intervallo stratigrafico compreso tra le superfici ME4 e MRS/P11.

Il dettaglio **a** di figura 5.40 infatti ha lo scopo di mettere in evidenza le geometrie prodotte dalla regressione. Si nota come il progressivo abbassamento del livello relativo di base abbia portato alla formazione di prismi caratterizzati da clinostratificazione i cui strati, al top del prisma, presentano le caratteristiche terminazioni di tipo toplap. Queste terminazioni sono prodotte durante le fasi di regressione forzata e si generano in seguito al continuo bypassing dell'apporto sedimentario, che in questa fase è abbondante. Il dettaglio **b** in figura 5.41 della linea sismica D orientata NW-SE pone l'attenzione sulla regressione forzata. In questo caso essa non risulta rappresentata secondo la principale direzione di progradazione, però questa visualizzazione permette di notare come la superficie costituita dalla serie di toplap in realtà non può essere considerata una superficie tempo, in quanto questa apparente superficie è in realtà costituita dal succedersi di una serie di eventi di caduta che portano ognuno alla formazione di un prisma costiero progradante.

Al termine della rassegna sono state individuate, dunque, otto tipologie di terminazioni stratigrafiche presenti nell'area di studio. In figura 7.1 è rappresentato uno



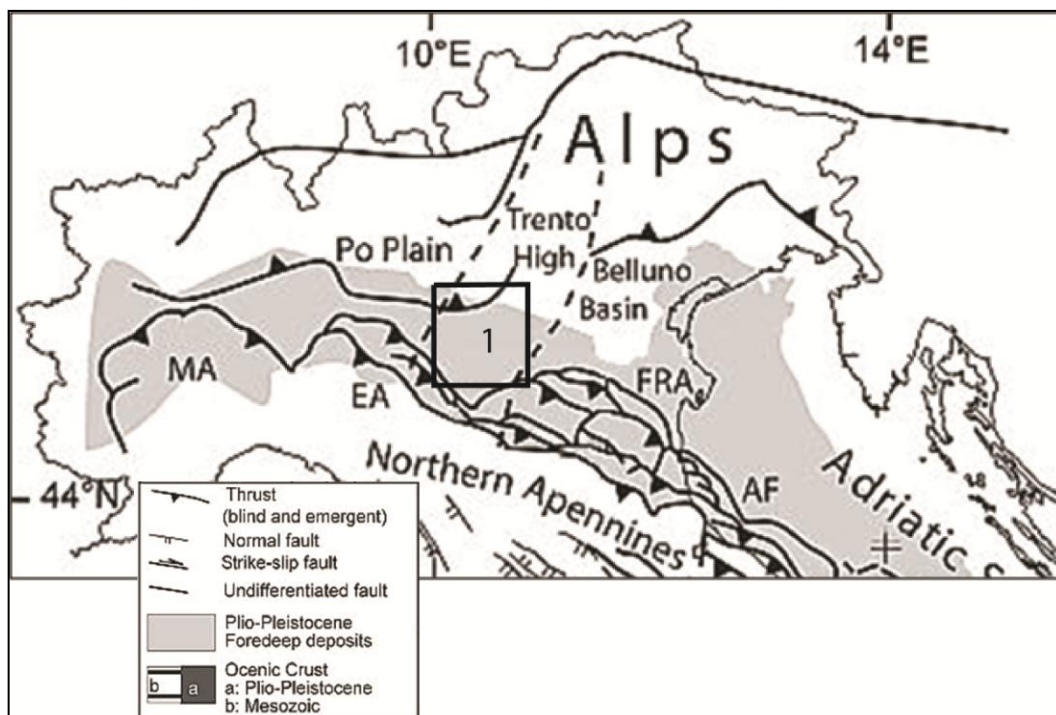
schema rappresentante il contesto generale con raffigurate le diverse tipologie di terminazione individuate.



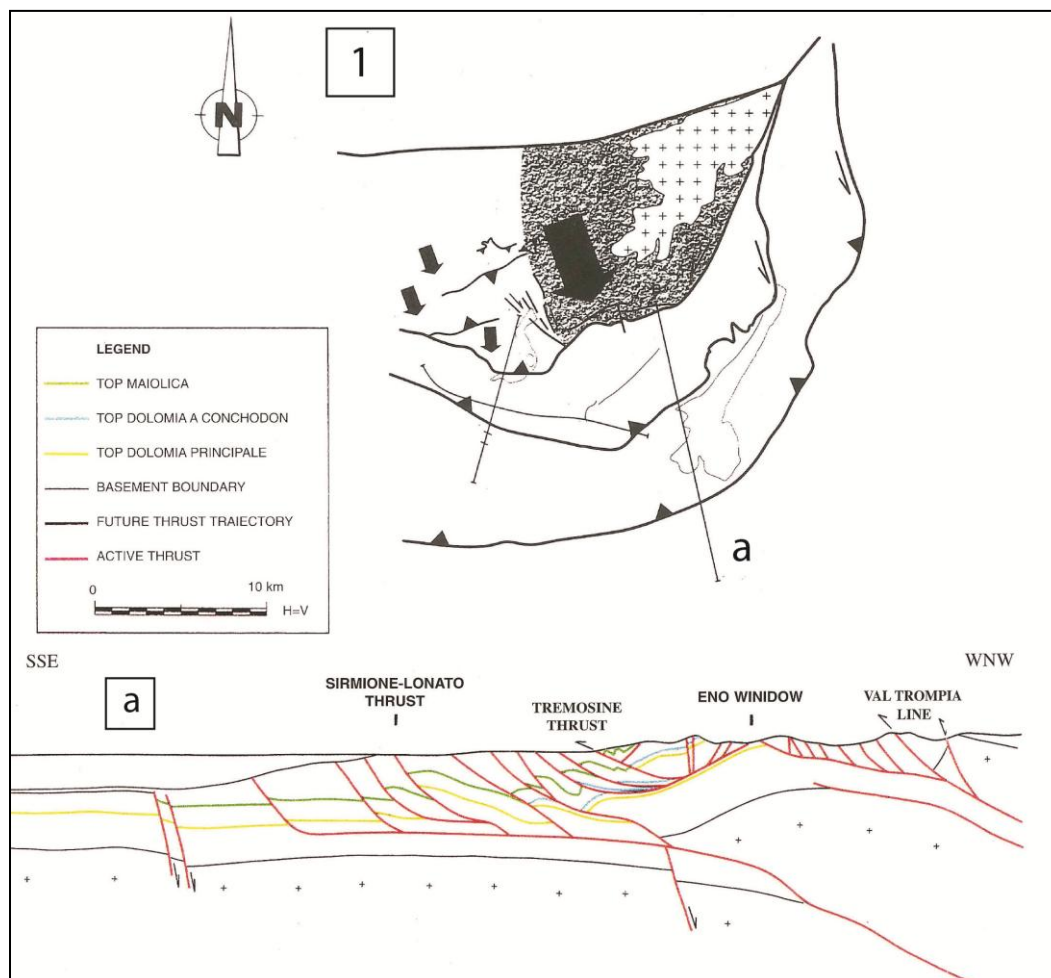
**Fig. 7.1:** schema generale del contesto tettono-sedimentario dell'area di studio, con rappresentate le principali terminazioni stratigrafiche. Ogni numero corrisponde ad una tipologia di onlap descritta nel capitolo 6.1 che fa riferimento alle figure del capitolo 5.3.

### Lineamento Ballino-Garda

Dal transetto B in figura 5.22 con orientazione circa W-E è possibile notare la presenza di due differenti stili tettonici, l'uno impostato sopra all'altro. Osservando la parte più occidentale del transetto B, quindi il dettaglio **a** di figura 5.23, si nota la presenza di una faglia normale sopra la quale si imposta, successivamente, una faglia inversa. Questa faglia inversa risulta essere differente, però, dalle altre faglie inverse presenti nel resto dell'area; la sostanziale differenza consiste nel fatto che, in questo punto dell'area di studio, è stato intercettato un thrust alpino, che presenta una vergenza verso SE circa opposta quindi (Fig. 7.2) alla vergenza dei thrust appenninici (con vergenza NNW) presenti in tutte le altre linee sismiche. (Carminati 2009). Il thrust alpino in questione risulta, pertanto, essere uno dei thrust frontali impostatosi nel retroforeland della Catena Alpina nella zona del Lago di Garda meridionale (Figg. 7.3 e 7.4).



*Fig. 7.2:* Mappa strutturale semplificata d'Italia (Carminati 2009).

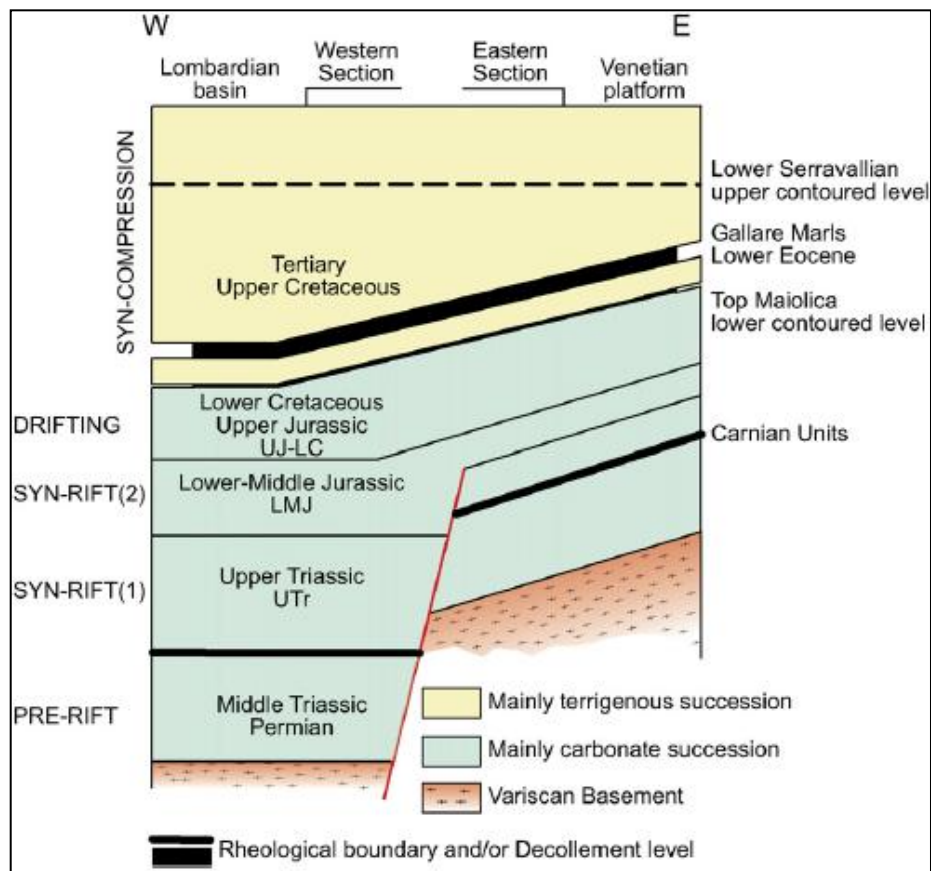


**Fig. 7.3:** dettaglio 1 della figura 7.2 con relativo profilo a. (modificato da Picotti et al. 1997)

La figura 7.3 mostra, in carta e in profilo, il treno di thrust S-SE vergenti sudalpini. Osservando il profilo a di Fig. 7.3 si nota come il thrust frontale alpino arrivi praticamente ad interagire con il sistema di faglie normali presente appena più a SSE. Probabilmente, quindi, nel dettaglio a di Fig. 5.23 è presente un thrust frontale, magari di minore importanza.

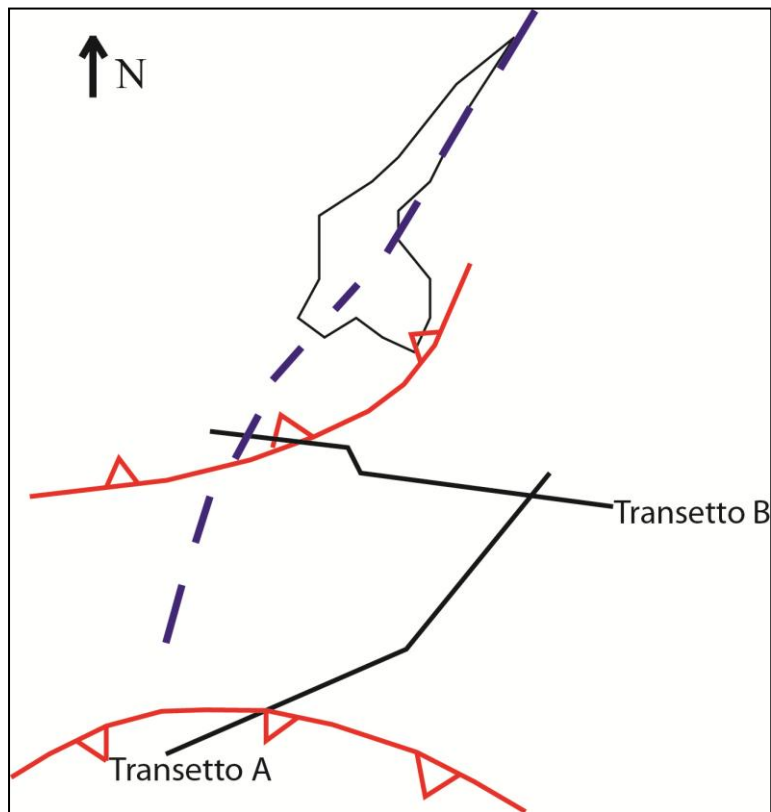
Questo thrust alpino si è impostato obliquamente sul margine occidentale della Rampa Mantovana la quale, ad Ovest, è bordata da una serie di faglie normali isorientate che dislocano l'intervallo mesozoico della successione (Fig. 7.3), probabilmente appartenenti al lineamento Ballino-Garda. I dettagli a e b del transetto B (Figg. 5.23 e 5.24) mostrano infatti un contesto di gradinata che scende verso WNW. Queste faglie normali che presentano trend NNE-SSW e immersione WNW (Fig. 6.5) possono essere considerate come parte del lineamento Ballino-Garda. In Fig. 7.4 e 7.5

esso è riportato schematicamente, ma in realtà è costituito da un fascio di faglie normali con trend NNE-SSW e immersione generale circa WNW.



**Fig. 7.4:** Sequenze reologiche semplificate lungo strike del bacino della Pianura Padana. E' indicata la posizione approssimativa delle sezioni. Le principali fasi tettoniche sono indicate a sinistra, i livelli di scollamento e i limiti reologici sono indicati in nero. (da Ravaglia et al. 2006)

In figura 7.5 infine è riprodotto uno schema con rappresentati i principali lineamenti tettonici che, in tempi diversi e con diverso stile strutturale, hanno impresso un'importante impronta dal punto di vista strutturale alla zona di studio.



**Fig. 7.5:** schema concettuale con rappresentato il lineamento Ballino-Garda (tratteggiato blu), i thrust alpini a Nord e gli appenninici a Sud e i Transetti A e B del capitolo 5.2.

## 7.2. AREA 2 – Bacino di Alessandria

Nell'area di studio comprendente il Bacino di Alessandria sono state riconosciute diverse tipologie di terminazioni stratigrafiche, avente ognuna differenti caratteristiche dovute alla natura e alla posizione all'interno del contesto tettono-sedimentario del bacino.

Per quest'area la principale distinzione è stata fatta tra gli onlap *marini* e *costieri* verso i margini del bacino o contro gli alti intrabacinali.

In figura 6.18 è rappresentata la linea sismica A con direzione SW-NE, sulla quale (dettaglio **a**, in figura 6.19), è possibile notare un alto strutturale la cui elevazione è dovuta ad un thrust NE vergente e sul quale si è impostata una rampa carbonatica messa in evidenza da riflettori ad alta ampiezza prevalentemente clinostratificati. Questa piattaforma carbonatica presenta clinostratificazioni moderatamente inclinate verso SW, mentre verso NE il raccordo alle aree bacinali denota gradienti molto più elevati a causa della presenza dell'elemento morfostrutturale generato dal thrust. In figura 6.20, tramite il flattening della superficie L-SE è possibile confrontarne i gradienti osservando i dettagli **b** e **c**.

Il dettaglio **b** rappresenta la parte sud-occidentale della piattaforma in prossimità della quale, nell'intervallo stratigrafico compreso e compreso tra le superfici AQ e L-SE, si nota la presenza di onlap costieri che poggiano sulla superficie AQ. Salendo stratigraficamente e spostandosi verso SW, quindi verso bacino, troviamo delle terminazioni stratigrafiche che rappresentano carbonati risedimentati al piede della piattaforma. Essi sono onlap marini che interessano l'intervallo stratigrafico compreso tra le superfici L-BU e L-SE.

Altre terminazioni nella successione torbiditica silicoclastica che inizia dal tardo Burdigaliano sono sempre visibili nel backlimb della struttura, poi tiltate in direzione opposta a causa del sollevamento del margine meridionale del bacino avvenuto a partire dal Langhiano.

Il dettaglio **c** permette di osservare gli onlap marini presenti nell'intervallo stratigrafico compreso tra le superfici L-BU e L-SE che vengono poi tiltati, ma in questo caso il tilting provoca solamente l'aumento dell'inclinazione di queste terminazioni. In questo dettaglio inoltre è possibile notare la presenza di carbonati risedimentati in seguito al sollevamento provocato dal thrust appenninico NE-vergente;

è presente un vero e proprio scalino provocato dalla tettonica compressiva che ha agito anche successivamente alla piattaforma carbonatica.

In figura 6.21 è presente la linea sismica B con direzione SW-NE che praticamente rappresenta una sezione quasi totale del bacino in analisi; questa linea presenta tre dettagli **a**, **b** e **c**.

Il dettaglio **a**, in figura 6.22, rappresenta il contesto compressivo che caratterizza il margine Nord-orientale del bacino interessato dai thrust frontali appenninici. In prossimità degli splay frontali troviamo terminazioni stratigrafiche che poggiano verso il margine del bacino: si tratta sia di onlap marini che di onlap costieri. Verso bacino rispetto alle strutture compressive, nell'intervallo stratigrafico compreso tra le superfici L-CH e B-LA, sono presenti riflettori che terminano in onlap marino poggiando sulla superficie L-CH e altri sulla superficie L-BU. Al di sopra delle strutture compressive, invece, troviamo dei corpi sedimentari progradanti; questi prismi probabilmente sono stati alimentati da apporti sedimentari provenienti dalla terminazione verso W delle Pieghe Emiliane a E del bacino di Alessandria. Dunque in questa porzione sono presenti anche terminazioni stratigrafiche con caratteristiche di onlap costiero.

Il dettaglio **b** di figura 6.23 mostra invece, nella parte centrale della linea sismica B, delle terminazioni che interessano l'intervallo stratigrafico compreso tra le superfici I-BU e B-LA. Queste terminazioni sono definibili come onlap marini contro un alto intrabacinale; probabilmente si tratta di una porzione in cui il thrust aveva in quel momento un'elevazione strutturale minore, provocando effetti minori rispetto allo stesso alto descritto in precedenza. L'assetto di questi riflettori è ben definito, tendendo a immergere paralleli dal margine meridionale con un'inclinazione abbastanza elevata per poi risalire onlappando in contropendenza sull'alto intrabacinale.

Nel dettaglio **c**, rappresentante la parte immediatamente superiore rispetto al dettaglio **b**, è possibile distinguere, tra le superfici L-SE e L-TO, degli onlap marini rappresentati da terminazioni stratigrafiche che poggiano verso il margine del bacino. Sulla superficie sottostante B-LA vanno in onlap invece alcuni riflettori che appaiono in sismica come apparent downlap, anche questi sono in realtà degli onlap marini.

La parte centrale della linea sismica C, orientata generalmente NW-SE in figura 6.24, evidenzia le strutture presenti all'interno del bacino di Alessandria. Il dettaglio **a** in figura 6.24 seleziona infatti questo tratto di linea sismica. E' possibile notare

immediatamente la presenza di faglie normali di piccola rigetto in corrispondenza del margine orientale/Nord-orientale del bacino, rappresentato dall'alto d'Asti. Contro questo margine si osservano diverse terminazioni stratigrafiche. Questi onlap marini infatti poggiano sulla superficie L-BU e, salendo stratigraficamente, anche sulla superficie B-LA. Si tratta di terminazioni stratigrafiche che fanno parte di pacchi di strati che tendono a rastremarsi contro il margine fagliato dell'alto di Asti.

La figura 6.26, dove è rappresentata la linea sismica D (orientata anch'essa SW-NE), mostra degli "apparent downlap" compresi nell'intervallo stratigrafico che va dalla superficie L-BU alla superficie B-LA. Osservando però il dettaglio **a** con il relativo flattening della superficie I-ME (Fig. 6.27) è possibile invece affermare che tali downlap in realtà sono degli onlap marini che poggiano verso il margine del bacino, in questo caso il margine è quello Nord-orientale che denota una progressiva "migrazione" dei depocentri verso NE.

La linea sismica E (figura 6.28) è orientata NW-SE e presenta lo stesso tipo di terminazioni appena discusse per la linea sismica D. La sostanziale differenza sta nel fatto che, in questo caso, risulta rappresentato il margine Sud-orientale del bacino, quindi gli "apparent downlap" tendono a chiudersi scendendo in bacino verso NW. Il dettaglio **a** in figura 6.29 mostra la vera geometria degli onlap marini. In questo caso è anche particolarmente evidente l'inversione che interessa questo margine a partire dal Langhiano.

La linea sismica F (Figura 6.30) risulta essere molto simile nelle caratteristiche ad una parte della linea sismica B, infatti l'orientazione è la stessa (SW-NE). In questa linea sismica sono visibili gli ormai noti "apparent downlap" compresi tra le superfici L-BU e B-LA (vedi flattening della superficie B-LA in Fig. 6.31). Osservando il flattening della superficie I-ME si nota come, sulla superficie L-SE vadano in onlap gli strati della parte inferiore dell'intervallo stratigrafico compreso appunto tra le superfici L-SE e L-TO. Anch'essi sono degli onlap marini ma la direzione di onlap risulta essere opposta rispetto a quella degli onlap marini sottostanti descritti in precedenza.

Il dettaglio **a** della figura 6.33 riguardante la linea sismica C interessa quella parte di linea orientata N-S in prossimità dei Pozzi 1 e 2. Il dettaglio **a** di figura 6.33 mostra il margine Nord-occidentale del Bacino di Alessandria, ovvero il margine del Monferrato. Questo margine è il risultato dell'orogenesi appenninica, la quale ha portato al



sollevamento del Monferrato tramite i suoi thrust frontali. Osservando il dettaglio **a** si nota la presenza di onlap marini all'interno dell'intervallo stratigrafico compreso tra le superfici AQ e L-SE. Sulla superficie AQ e sulla soprastante superficie I-BU si notano delle terminazioni in downlap, mentre, sulle soprastanti superfici L-BU e B-LA si notano invece delle terminazioni in onlap, che vanno a poggiare sul margine. Nel flattening di figura 6.34 è stata azzerata la superficie L-ME.

Osservando infine la parte più meridionale del dettaglio (Fig. 6.33) è possibile notare la presenza di onlap costieri nell'intervallo stratigrafico compreso tra le superfici I-ME e B-PL, e onlap marini sopra la B-PL; questi ultimi sono il risultato della trasgressione del Pliocene basale.

In figura 6.35 è rappresentata la linea sismica G orientata NW-SE; essa presenta una particolare dettaglio al suo interno raffigurante una situazione non di facile interpretazione e spiegazione. E' presente, nell'intervallo stratigrafico compreso tra le superfici AQ e I-BU, un corpo costituito da riflettori concordanti con quelli soprastanti e bordato a tetto e a letto da riflettori ad alta ampiezza. La base letto di questo corpo forma, verso SW uno scalino morfologico abbastanza accentuato, sul quale vanno a chiudersi gli strati del corpo in questione. Una spiegazione univoca è difficile da dare, ma potrebbe trattarsi di una depressione strutturale o erosionale riempita dal materiale sedimentario proveniente probabilmente da SE.

Al termine di questa disamina, riassumendo, sono stati identificati quattro classi di terminazioni stratigrafiche, inserite ognuna in uno specifico contesto tettono-sedimentario (figura 7.6):

#### *Onlap marini verso i margini del bacino (1)*

Questa tipologia di terminazione stratigrafica, che riguarda gli onlap marini che poggiano sui margini del bacino, la ritroviamo in diverse linee sismiche, quindi di conseguenza in diversi punti dell'area in esame, in particolare in quelle zone che rappresentano e/o rappresentavano il margine del Bacino di Alessandria.

#### *Onlap marini contro gli alti intrabacinali (2)*

Questa tipologia di terminazione stratigrafica, che riguarda gli onlap marini che poggiano sugli alti intrabacinali, la troviamo solamente in due punti del bacino in

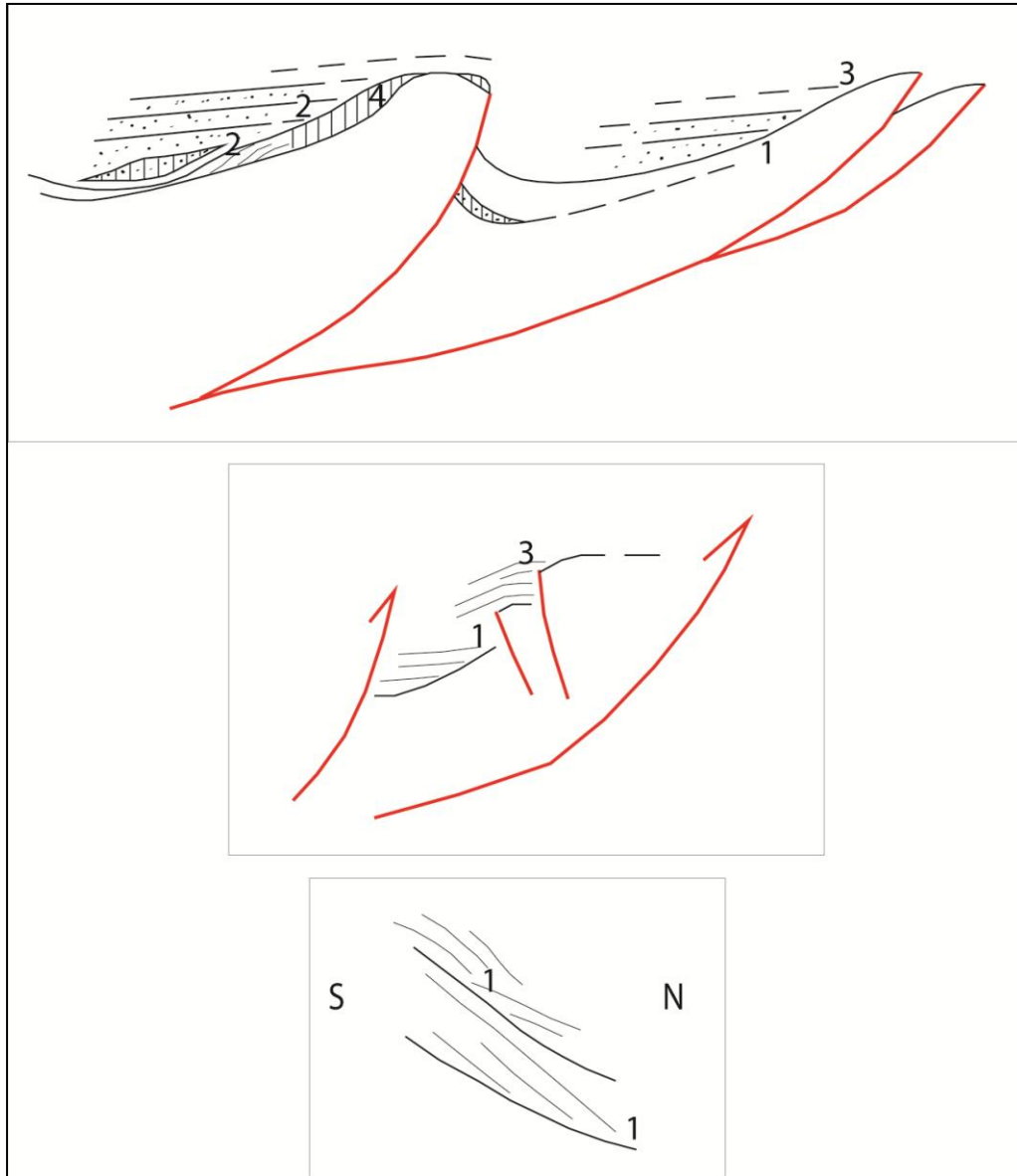
questione, ovvero nella parte centrale di esso, dove è presente un alto strutturale generato da un thrust a vergenza appenninica.

*Onlap costieri verso i margini di bacino (3)*

Questa tipologia di terminazione stratigrafica, che riguarda gli onlap costieri che poggiano sui margini del bacino, la troviamo ben documentata in corrispondenza del margine Nord-orientale del Bacino di Alessandria.

*Onlap costieri contro gli alti intrabacinali (4)*

Questa tipologia di terminazione stratigrafica, che riguarda gli onlap costieri che poggiano sugli alti intrabacinali, la troviamo solamente in un punto del bacino, ovvero nella parte centrale in corrispondenza della piattaforma carbonatica impostata sull'alto sollevato dal thrust appenninico.



**Fig. 7.6:** rappresentazione schematica delle situazioni tettono-sedimentarie presenti all'interno del Bacino d'Alessandria.

### 7.3. APPLICAZIONI IN GEOLOGIA DEL PETROLIO

Lo studio è stato effettuato, per le due aree in questione, con lo scopo di individuare le terminazioni stratigrafiche caratterizzate da onlap. Individuando e caratterizzando queste terminazioni si va quindi ad individuare quali e quante possono essere le potenziali trappole stratigrafiche.

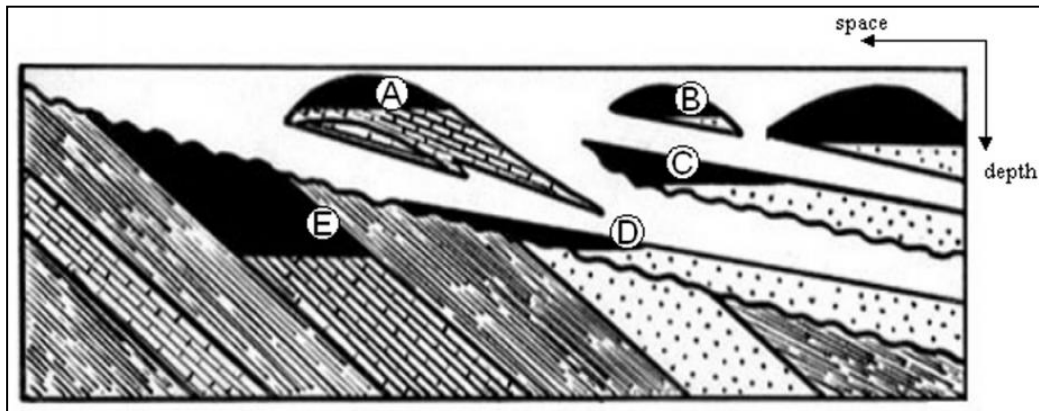
Infatti alcune di queste terminazioni possono rappresentare potenziali trappole stratigrafiche o comunque fornire modelli di riferimento per situazioni analoghe. Il concetto di trappola stratigrafica parte dal presupposto sostanziale che terminazioni stratigrafiche e variazioni laterali di facies possono dar luogo ad accumulo di idrocarburi.

Nell'ambito della geologia del petrolio, le trappole strutturali sono le strutture più facili da individuare con indagini geofisiche, motivo per cui la grande maggioranza dei giacimenti mondiali è contenuta in strutture di questo tipo. Le trappole stratigrafiche sono invece dovute a cause sedimentarie, dove variano repentinamente le caratteristiche di permeabilità e porosità della roccia, in tutti gli ambienti sedimentari principali, da quelli fluviali a quelli marini poco profondi fino ai sistemi torbidity in contesti sia di intra-slope che bacinali.

Includono sia trappole non associate ad unconformities (es. canali, barre e reef) che trappole associate ad unconformities come terminazioni in onlap e per troncatura (Fig. 7.7). Le trappole stratigrafiche, pur essendo molto numerose, contengono soltanto il 15% dei giacimenti mondiali, non tanto perché siano meno efficaci delle trappole strutturali, quanto perché la loro individuazione con metodi di indagine geofisica è molto più difficile. Pertanto risulta molto utile effettuare degli studi di dettaglio in modo tale da fornire dei modelli di riferimento che possono essere successivamente utilizzati per situazioni analoghe.

Perché gli idrocarburi possano rimanere confinati all'interno di una roccia serbatoio, è necessario che questa sia circondata da rocce che impediscano agli idrocarburi di allontanarsi. Le rocce di copertura devono quindi possedere caratteristiche diametralmente opposte a quelle che fanno di una roccia un buon serbatoio: devono infatti essere il più possibile impermeabili. In genere sono costituite da rocce sedimentarie a grana fine (come argille, marne, calcari argillosi) o da rocce

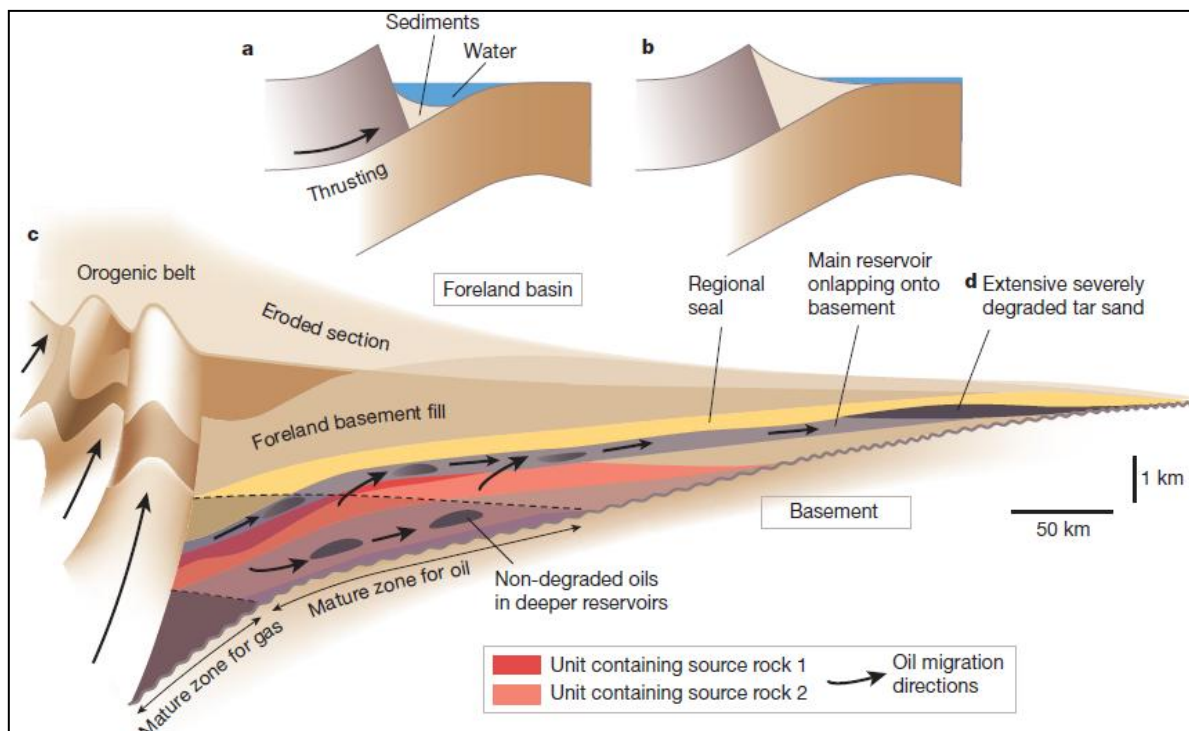
evaporitiche (come gessi e salgemma) e devono essere poco fratturate. Il 95% delle rocce di copertura dei principali giacimenti mondiali è costituito da argille o evaporiti.



**Fig. 7.7:** Esempi di trappole stratigrafiche: A reef; B barra sabbiosa; C canale sabbioso; D pinchout di un onlap sabbioso; E troncamento. (da Selley 1983)

Entrambe le aree presentano delle successioni stratigrafiche principalmente caratterizzate dalla presenza di sedimenti torbiditici. Questo tipo di sedimenti ha l'importante caratteristica di essere costituito da una quasi sempre presente alternanza di materiale sabbioso e materiale pelitico. Tale alternanza risulta essere molto interessante nell'ambito della geologia del petrolio, in quanto trappole stratigrafiche in sedimenti torbiditici sono molto diffuse (Rizzini & Angeleri 1987). Un'ulteriore importanza è data dal fatto che queste alternanze possono essere interessate (nei livelli pelitici) dalla presenza di materia organica. Questo aspetto ricopre un'ulteriore rilevante importanza poiché questi livelli pelitici possono anche diventare una potenziale source rock, nel caso in cui essi arrivino ad essere interessati da temperature elevate che permettono alla roccia di iniziare a produrre e poi espellere olio (finestra d'olio 90-100°/140-150° C) (Fig. 7.8).

Gli onlap marini e costieri identificati e caratterizzati all'interno delle due aree di studio rappresentano quindi degli elementi importanti che possono risultare utili al fine di individuare una trappola stratigrafica e a caratterizzarla in termini di "rischio" esplorativo.



**Fig. 7.8:** Sistema petrolifero idealizzato di un bacino di foreland con una source rock data dai sedimenti di piattaforma, un reservoir composto da arenarie aventi estensione regionale e un seal ugualmente esteso. (Head et al. 2003)

In figura 7.8 è raffigurato un sistema petrolifero idealizzato in un bacino di foreland, dove l'olio maturo prodotto dalla source rock presente nel depocentro del bacino va a caricare le trappole presenti verso il bulge. Il bacino di foreland si forma durante il periodo di deformazione attiva e, successivamente, seppellisce le source rocks presenti nel bacino di preforeland del margine passivo e tutte le source rocks formate nel bacino di foreland stesso fino a portarle in condizione di "oil window". L'olio comincia a migrare verso i fianchi più superficiali del bacino coprendo, nei casi più favorevoli, anche distanze di oltre 100 chilometri e andando a riempire le trappole che incontra.

Le terminazioni che in entrambe le aree risultano essere le più adatte ad essere considerate potenziali trappole stratigrafiche, sono gli onlap marini e costieri che, a prescindere dalla loro origine, rappresentano un'attuale terminazione stratigrafica la cui chiusura si trova updip. In tal modo, in presenza di una terminazione sabbiosa, essa può essere caricata ad olio e/o a gas e rappresentare una trappola stratigrafica. In caso contrario, ad esempio in presenza di un "apparent downlap" non può essere considerata

tale poiché la terminazione è rivolta verso il basso, quindi l'idrocarburo non è generalmente in grado di migrare al suo interno.

Differente è la questione se si considerano come source rock le facies pelitiche eventualmente associate ad alcuni tipi di terminazioni stratigrafiche. In questo caso risultano essere più efficaci quelle terminazioni tipo “apparent downlap” poiché, portate a profondità maggiore in seguito a fasi di tilting, se hanno le caratteristiche fondamentali delle source rock e iniziano a generare, facilitano la migrazione secondaria dell'idrocarburo; perché si abbia accumulo è poi necessaria la presenza di un seal e una geometria adatta ad intrappolare l'idrocarburo. Anche le faglie devono essere caratterizzate per capire se costituiscono una via di fuga o un elemento impermeabile (faglie seal). Nel primo caso devono essere aperte durante la fase di migrazione (per esempio se legate a una fase di carsificazione e/o dissoluzione in piattaforme carbonatiche), nell'altro caso sono invece sigillate da fluidi cementanti o da clay smearing, quest'ultimo tipicamente presente quando interessano alternanze arenaceo pelitiche.

## 8. CONCLUSIONI

Il presente lavoro di tesi si è focalizzato sullo studio tettono-sedimentario delle successioni comprese tra l'Oligocene superiore e il Pliocene inferiore delle aree della Rampa Mantovana e del Bacino di Alessandria, effettuato attraverso i moderni metodi di investigazione del sottosuolo. L'integrazione tra i dati di natura sismica e l'analisi dettagliata dei diversi log di pozzo ha permesso di caratterizzare, unitamente alla cartografia geologica disponibile, le terminazioni stratigrafiche dei corpi porosi presenti all'interno delle due aree di studio. Il lavoro è stato svolto durante uno stage formativo effettuato presso Eni nell'ambito del Consorzio Interuniversitario Ferrara, Padova e Trieste.

I risultati ottenuti possono essere così riassunti:

1. Nelle aree di studio sono state riconosciute diverse tipologie di terminazioni stratigrafiche, aventi ognuna differenti caratteristiche dovute alla natura e alla posizione all'interno del contesto tettono-sedimentario.
2. Nell'Area 1 della Rampa Mantovana sono presenti otto tipologie di terminazioni stratigrafiche, principalmente distinte in onlap marini e onlap costieri. Queste terminazioni sono state messe in relazione ai due diversi stili strutturali che hanno interessato l'area durante la sua evoluzione geologica, principalmente distensivo durante il Mesozoico e principalmente compressivo durante il Cenozoico. Durante la fase di rift, sono presenti onlap costieri nella parte inferiore della successione mesozoica. Nel Cenozoico, si registrano onlap marini originati in contesti controllati da strutture distensive al margine dell'avanpaese, mentre successivamente alla propagazione della deformazione Appennica sono presenti onlap marini nei settori meridionali dell'area di studio e onlap costieri, talora associati a regressioni forzate, al margine settentrionale del bacino.
3. E' stato rilevato, inoltre, un importante aspetto strutturale presente in sismica nel settore Nord-occidentale dell'Area 1, in cui è presente un thrust alpino impostato obliquamente sul margine occidentale della Rampa Mantovana la



quale, ad Ovest, è bordata da una serie di faglie normali isorientate che dislocano l'intervallo mesozoico della successione, probabilmente appartenenti al lineamento Ballino-Garda. Queste faglie normali, visibili in sismica, presentano trend NNE-SSW, immersione WNW e possono essere considerate come parte del lineamento Ballino-Garda.

4. Nell'Area 2 del Bacino di Alessandria, le tipologie di terminazione sono meno numerose ma frequentemente riscontrabili sui profili sismici analizzati. Oltre alla principale distinzione tra onlap costieri e onlap marini, è stato possibile discriminare tra onlap marini e/o costieri verso i margini di bacino e onlap marini e/o costieri contro gli alti intrabacinali. In questo caso il contesto tettonico è quello di un bacino di thrust-top, principalmente controllato da un regime compressivo, talora localmente interessato da una deformazione transtensivo-transpressiva (Faglia Villalvernia-Varzi). Sono anche emerse situazioni peculiari la cui analisi ha permesso di testimoniare la presenza di fasi di inversione associate ad uplift e tilting, con conseguente inversione delle direzioni principali delle chiusure stratigrafiche.
  
5. Alcune delle terminazioni stratigrafiche caratterizzate possono rappresentare potenziali trappole stratigrafiche o comunque fornire modelli di riferimento per situazioni analoghe. Infatti, in entrambe le aree, sono presenti successioni stratigrafiche principalmente caratterizzate dalla presenza di sedimenti torbiditici, che hanno l'importante caratteristica di essere costituiti da una periodica alternanza di facies grossolane, porose e permeabili, e di facies pelitiche impermeabili. Tale alternanza è molto interessante nell'ambito della geologia del petrolio, in quanto queste condizioni permettono più facilmente la formazione, sia ai margini del bacino che attorno ad alti intrabacinali, di trappole stratigrafiche caratterizzate da buone proprietà petrofisiche delle rocce serbatoio e da seal sommitali e laterali efficienti.

## **RINGRAZIAMENTI**

Desidero ringraziare innanzitutto i miei genitori Dario e Maria Grazia che mi hanno sempre sostenuto e incoraggiato durante tutto il percorso di studi e soprattutto durante il lungo e duro periodo di tesi.

Per la realizzazione del presente lavoro ringrazio il Dott. Massimo Rossi per avermi seguito durante il periodo di stage ed esser stato sempre disponibile nei miei confronti e il Prof. Dario Zampieri per la collaborazione. Inoltre un sentito ringraziamento va a Massimiliano Zattin, Massimiliano Ghinassi, Manuel Rigo e Valeria che si sono sorbiti mesi e mesi di aneddoti e situazioni più o meno divertenti e mi hanno dato un'importante mano sia dal punto di vista pratico che, soprattutto, da quello morale. Un grazie va ad Alfredo e ai "ragazzi della pausa caffè" che hanno allietato le giornate estive all'interno di eni, ad Angelo in particolare che con il suo romanticismo alpinistico mi ha fatto sognare.

Per il periodo milanese ringrazio Francesco, con il quale ho condiviso la vita d'ufficio e la vita metropolitana, con le varie Via d'Aggrate Via Cassano d'Addà, gli aperitivi e le cene romantiche in studentato, i ragazzi conosciuti nello studentato Ripamonti e la Palestra d'arrampicata. Un sentito ringraziamento va tutti i miei amici d'infanzia che mi hanno sopportato, la mitica compagnia di geologi (in particolare quelli storici!!) con la quale ho condiviso tutte le giornate in dipartimento tra pause caffè, mense, spritz ed uscite varie, l'amicizia instaurata con loro spero rimanga integra nei prossimi anni. Ringrazio inoltre alcune persone, in particolare una, che han reso significativo e felice l'ultimo periodo cruciale di tesi, tra i quali non posso fare a meno di nominare i miei compagni di squadra (tdc) e il mister. Ovviamente un ringraziamento va ai simpatici bibliotecari, ai dottorandi, assegnisti, ricercatori, tecnici, al mitico terzo piano, alla macchinetta del caffè.

Molte componenti hanno reso significativo il periodo di tesi, ora la vita da studente è volta al termine e mi affaccio dunque a quella lavorativa, che affronterò con entusiasmo, correttezza e semplicità, valori che sono riuscito a rafforzare durante la vita universitaria e durante la scoperta della montagna, che reputo la più grande maestra di vita. Un pensiero va a chi non è più tra noi che comunque, da lassù, sento che continua a volermi bene e a starmi vicino.

**GRAZIE DI CUORE A TUTTI!!**



## **BIBLIOGRAFIA:**

- Bally A.W., Catalano R. & Oldow J. (1985) – Elementi di tettonica regionale. Pitagora Editrice Bologna, pp. 276.
- Boni A. & Casnedi R. (1970) – Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:100000, fogli 70, 71, 82. Servizio geologico d'Italia.
- Catuneanu O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35 (1): 1-43.
- Compagnoni B. & Galluzzo F. (2005) – Carta Geologica d'Italia 1: 250000 – Servizio Geologico d'Italia, Firenze.
- Head I. M., Martin Jones D. & Larter S. R. (2003) - Biological activity in the deep subsurface and the origin of heavy oil. *Nature*, 426: 344-352.
- Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) – Tyrrhenian Basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45: 425-451.
- Rizzini A., Angelieri G.P. (1987) - Stratigraphic traps in turbiditic sediments, a model from a small confined basin, the Crema basin, Northern Italy. *Proceedings of 12° World Petroleum Congress*, p.16.
- Selley R.C. (1983). *Petroleum Geology for Geophysicists and Engineers*. Vii, pp. 88. Dordrecht, Boston, Lancaster: Reidel.

### Area 1

- Bally A.W. & Pieri M. (1983) - Seismic expression of structural styles – A picture and work atlas. *AAPG studies in geology series; #15 - vol.3*.

- Bertotti G., Picotti V., Bernoulli D. & Castellarin A. (1993) - From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sedimentary Geology*, 86: 53-76.
- Carminati E., Scrocca D. & Doglioni C. (2009) – Compaction-induced stress variations with depth in an active anticline: Northern Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research*, 115, pp. 17.
- Casnedi R., Ghielmi M., Rossi M., Cazzola L. & Serafini G. (2006) – Geometrical analysis and seismic modelling of fan outer foredeep margin in the lower Messinian Laga turbidite complex (Central Apennines, Abruzzo, Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 125: 203-220.
- Castellarin A. & Picotti V. (1990) - Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin. *Eclogae geol. Helv.* 83/3: 683-700.
- Fantoni R., Massari F., Minervini M., Rogledi S. & Rossi M. (2001) – Il messiniano del margine Sudalpino-Padano: relazioni tra contesto strutturale e stratigrafico-deposizionale. *Geol. Insubr* 6/1: 95-108.
- Fantoni R. & Franciosi R. (2010) – Tectono-sedimentary of the Po Plain and Adriatic foreland. *Rend. Fis. Acc. Lincei* (2010) 21 (Suppl 1): S197-S209.
- Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M., Vignolo A. (2010) – Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messiniana to Middle Pleistocene (Italy). *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 21 (Suppl 1): S131-S166.
- Picotti V & Cobianchi M. (1996) – Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps). The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform. *Mem. Sci. Geol.* 48: 171-219.
- Picotti V., Casolari E., Castellarin A., Mosconi A., Cairo E., Pessina C., Sella M. (1997) – Structural evolution of the eastern Lombardian Prealps: Alpine inversion of a

Mesozoic rifted margin. Agip S.p.a., Università di Bologna, Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, pp. 6-15/ 93-100.

Ravaglia A., Seno S., Toscani G. & Fantoni R. (2006) - Mesozoic extension controlling the Southern Alps thrust front geometry under the Po Plain, Italy: Insights from sandbox models. *Journal of Structural Geology*. 28: 2084-2096.

## Area 2

Clari P. & Ghibaudo G. (1985) - Carta geologica dei depositi miocenici del margine SE del Bacino terziario ligure-piemontese. *Boll. Soc. Geol. It.* 104: 349-397.

Irace A., Clemente P., Piana F., De Luca D.A., Polino R., Violanti D., Mosca P., Trenkwalder S., Natalicchio M., Ossella L., Governa M. & Petricig M. (2010) - Hydrostratigraphy of the late Messinian-Quaternary basins in southern Piedmont (northwestern Italy). *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*: 133-152.

Malusà M.G., Polino, R. & Zattin, M., (2009). Strain partitioning in the axial NW Alps since the Oligocene. *Tectonics*, 28, pp 26.

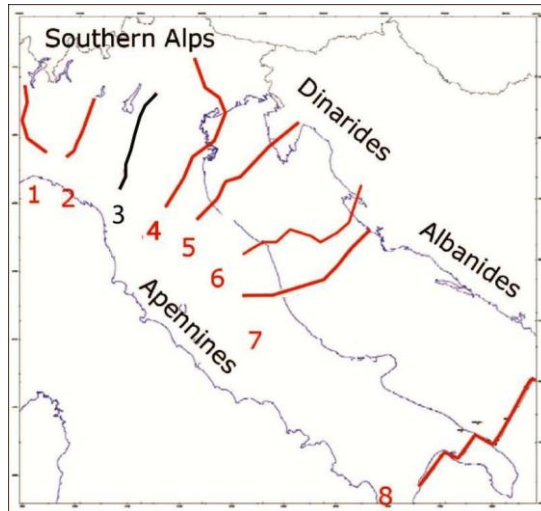
Mosca P., Polino R., Rogledi S. & Rossi M. (2009) \_ New data for the kinematic interpretation of the Alps-Apennines junction (Northwestern Italy). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 99: 833-849.

Mosca P (2006) Neogene basin evolution in the Western Po Plain (NW Italy). Insights from seismic interpretation, subsidence analysis and low temperature (U-Th)/He thermochronology. [Ph.D. Thesis] Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands, pp. 190.

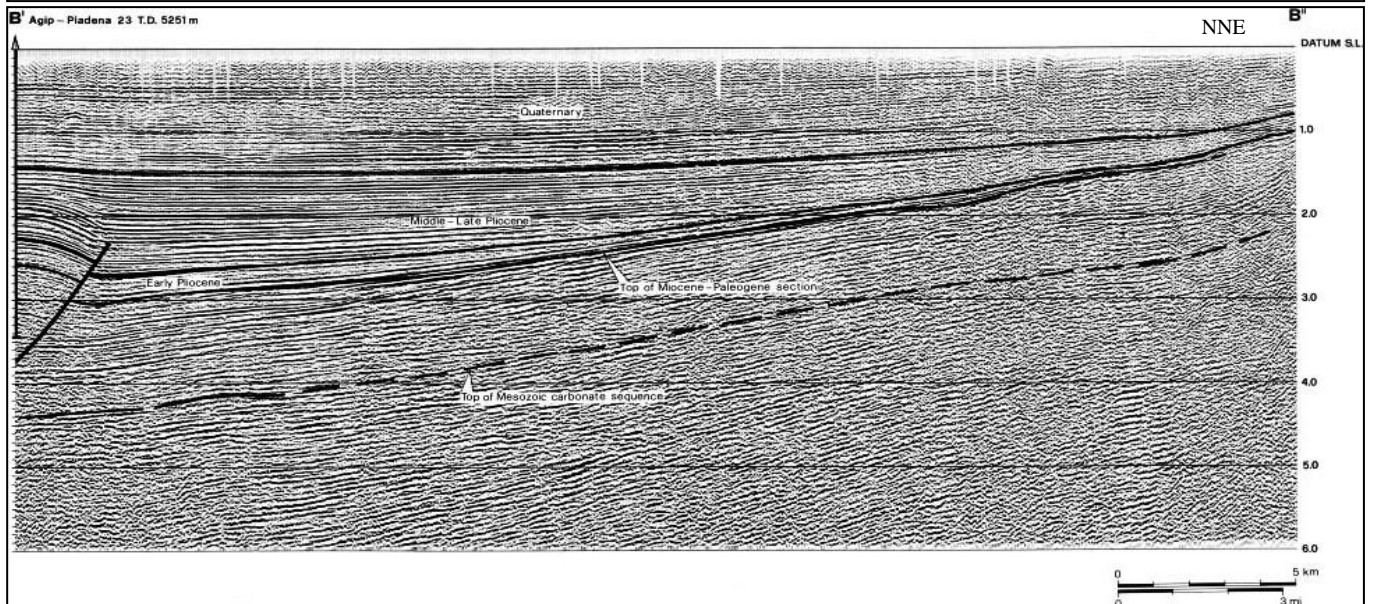
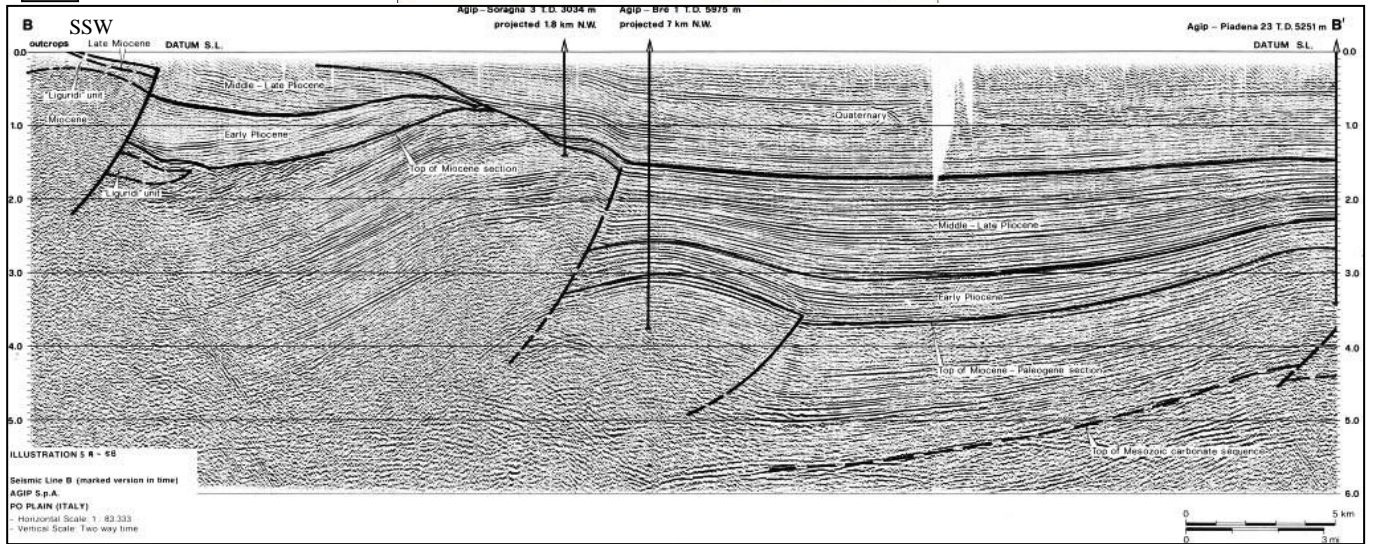
Rossi M., Mosca P., Polino R., Rogledi S & Biffi U. (2009) – New outcrop and subsurface data in the Tertiary Piedmont Basin (NW-Italy): unconformity-bounded stratigraphic units and their relationships with basin-modification phases. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 115(3): 305-335.



# APPENDICE 1



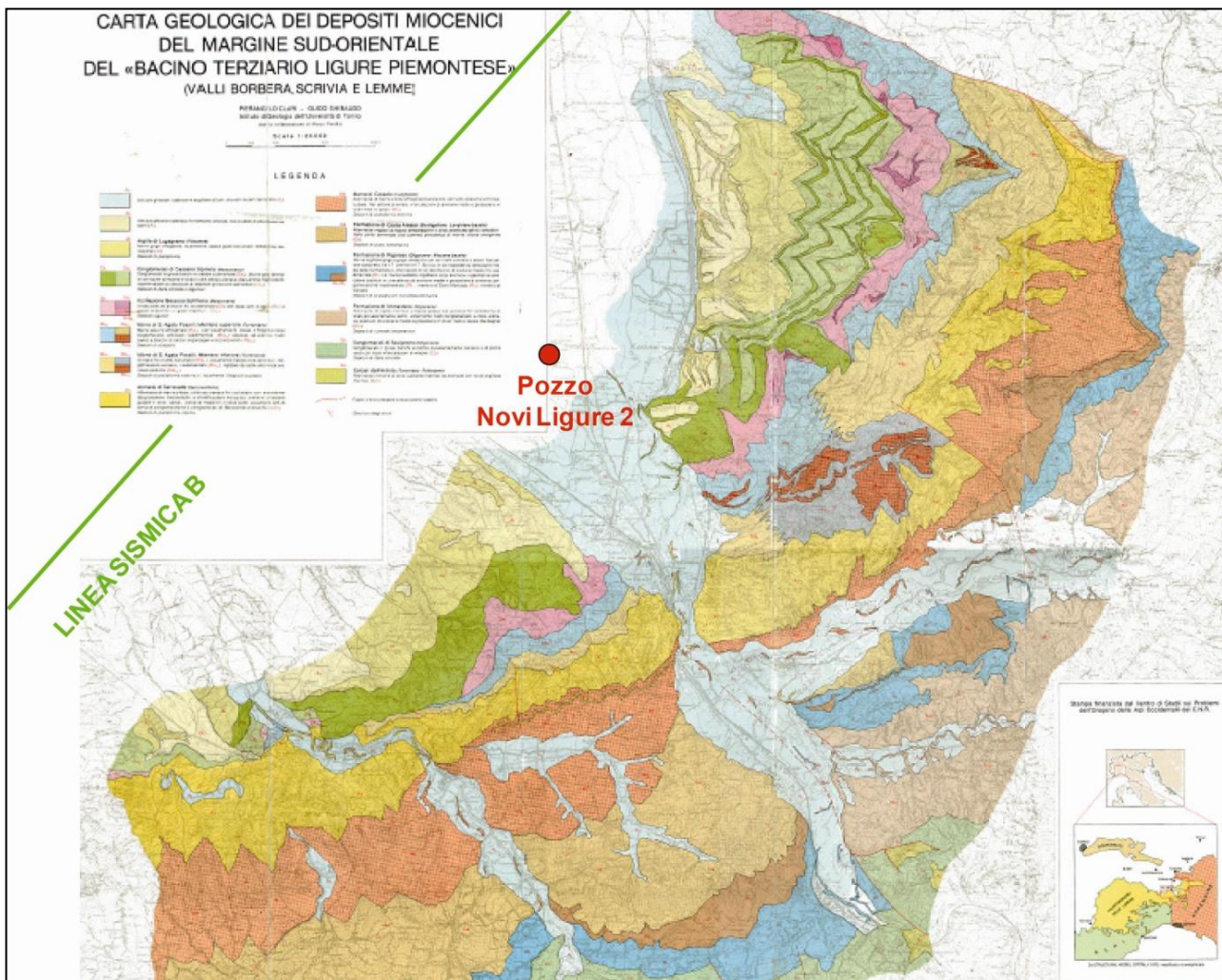
3



A.W. Bally; M. Pieri (1983)



## APPENDICE 2



Carta geologica dei depositi Miocenici del margine Sud-orientale del Bacino terziario Ligure Piemontese. (Clari & Ghibaudò 1985)