



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

DIPARTIMENTO DI FISICA E SCIENZE DELLA TERRA “M. MELLONI”

*DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA  
CICLO XXIX*

Stratigrafia fisica ed analisi di facies dei  
depositi fluviali dell'Allogruppo di Castissent  
(Eocene, Pirenei centro-meridionali,  
Spagna)

*Coordinatore: Chiar.mo Prof. Fulvio Celico*

*Tutor: Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri*

*Dottorando: Andrea Civa*

**2016**

# RIASSUNTO

Il progetto di ricerca della presente tesi di dottorato ha avuto come scopo quello di studiare i depositi fluviali eocenici inferiori dell'Allogruppo di Castissent (Mutti et al., 1988) affioranti nel Bacino di Tresp-Grans, tra le valli Noguera Ribagorçana ed Isàbena (Pirenei centro meridionali).

Il problema è stato approcciato da due punti di vista: A) alla scala dell'Allogruppo, per analizzarne l'assetto stratigrafico, fino ad oggi ancora non studiato nel dettaglio; B) alla scala della porzione basale dello stesso (Formazione di Castissent di Nijman & Nio, 1975), per indagare i processi sedimentari che hanno portato alla messa in posto dei famosi corpi fluviali che la compongono, seguendo la strada tracciata da Mutti et al. (1996).

La metodologia di lavoro, basata principalmente su attività di terreno ed in parte anche su analisi di foto aeree, ha portato alla stesura di una carta fotogeologica alla scala 1:20000 e all'elaborazione di 11 spaccati stratigrafici, rappresentativi di circa 4km di sezioni stratigrafiche misurate strato-a-strato.

La stratigrafia fisica dell'Allogruppo ha messo in evidenza l'organizzazione gerarchica della successione sedimentaria, suddivisibile in 3 sequenze deposizionali composite (CS1-A, CS1-B, CS2) delimitate da superfici che definiscono discordanze angolari con ogni probabilità legate a fasi di sollevamento dei bordi del bacino, a loro volta relazionate all'attività tettonica delle principali strutture sud-pirenaiche. Le 3 sequenze sono a loro volta composte in tutto da 39 sequenze deposizionali elementari (EDS), le cui superfici limite sono tracciabili con discreta continuità in tutta l'area studiata. Queste unità riflettono probabilmente ciclicità climatiche ad alta frequenza, che regolano attivazione e disattivazione dei sistemi fluviali. Seppur l'analisi di facies si sia concentrata principalmente sulle EDS di ambiente fluviale, la stratigrafia fisica ha permesso di valutare la transizione sottocorrente di queste verso gli ambienti deltizi.

In generale, tutte le EDS di ambiente fluviale dell'Allogruppo sono costituite da una porzione inferiore fortemente progradante costituita da un pacco di strati a base erosiva gradati normalmente, cui seguono facies più fini clinostratificate ad indicare la graduale disattivazione del sistema fluviale dominato da piene.

Lo studio dei depositi fluviali alla base dell'Allogruppo (Formazione di Castissent) ha messo in evidenza come questi siano costituiti principalmente da strati a base erosiva e gradati normalmente, a composizione arenaceo-conglomeratica, spesso amalgamati e caratterizzati dalla diffusa presenza di strutture deposizionali da trazione più decantazione. La correlazione di questi strati attraverso vari spaccati stratigrafici di dettaglio ha permesso di elaborare un modello di facies evolutivo che dimostra come i corpi fluviali studiati siano il frutto della sedimentazione di pochi eventi di piena a carattere catastrofico, ognuno dei quali ha generato uno strato. Lo schema di facies è caratterizzato da tre famiglie principali di facies, che sono: 1) orto- e paraconglomerati depositi da flussi iperconcentrati, 2) arenarie conglomeratiche con laminazioni oblique deposte da processi trattivi, 3) arenarie da grossolane a fini con strutture tipo climbing dunes deposte da processi di decantazione più trazione. Gli eventi di piena, quindi, partono come veri e propri flussi gravitativi di sedimento che si trasformano sottocorrente in flussi turbolenti carichi di sedimento, in grado di conservare la loro inerzia su distanze considerevoli (SLSF di Mutti et al., 1996). Questi dati mettono in dubbio le interpretazioni di Marzo et al. (1988, cum bibl.) che definivano questi depositi come frutto della sedimentazione di un sistema fluviale a regime normale. Il risultato pone anche in evidenza i limiti nell'applicare i classici modelli di facies fluviali attualistici (Miall, 1996) ai depositi fossili sviluppatisi in particolari contesti tettonici e climatici.

# ABSTRACT

The goal of this PhD project is studying the early Eocene fluvial deposits of the Castissent Group (Mutti et al., 1988), which crop out in the Tremp-Graus Basin, between the Noguera Ribagorçana and Isàbena valleys (south-central Pyrenees).

This matter has been approached from two different points of view: A) at a whole Group scale, in order to examine its stratigraphic succession, which has not been studied in detail before; B) at the scale of the Group basal portion (Castissent Fm. by Nijman & Nio, 1975), in order to examine the sedimentary processes responsible for the deposition of the famous fluvial bodies contained therein, in accordance with the hypothesis made by Mutti et al. (1996).

This work is mainly based on field survey and, secondly, on aerial photographs analysis. This methodology has led to the compilation of a photogeological map at a 1:20000 scale and of 11 stratigraphical panels representing about 4km of bed-to-bed stratigraphic sections.

The physical stratigraphy of the entire Group shows the hierarchical nature of the sedimentary record, which consists of 3 composite depositional sequences, here named CS1A, CS1B, CS2. Each one of these 3 sedimentary units is defined at top and base by angular unconformities related to reactivation of those south-Pyrenean structural features responsible for the uplifting of the basin margins. In their turn, these composite depositional sequences overall consist of 39 elementary depositional sequences (EDS), whose bounding surfaces are traceable with good continuity across the studied area. These elementary units probably reflect high frequency climatic cyclicity governing the activation and deactivation of fluvial systems. Although the facies analysis is mainly focused on fluvial EDS, the physical stratigraphy allowed assessment of the downcurrent transition from these deposits to deltaic environments.

In general, all the fluvial EDS of the Group consist of a strongly prograding lower portion made up by a bed-set of erosively-based normally-graded beds, followed by finer clinostratified facies indicating gradual deactivation of the flood dominated river system. The knowledge gained from this study allows better understanding of this evolution, thus bringing a possible contribution to the understanding of similar deposits developed in different environments, such as that of deep marine channel-levee complexes.

The fluvial deposits at the base of the Group (Castissent Fm.) are mainly made of erosively-based normally-graded arenaceous to conglomeratic usually amalgamated beds, characterized by the common presence of traction plus fallout depositional structures. The correlation of these beds across various detailed stratigraphic cross-sections allowed an evolutionary facies model to be developed, which demonstrates that the studied fluvial bodies are the result of the sedimentation of few catastrophic flood events, each of which generated a bed (*sensu* Campbell, 1967). The facies scheme is characterized by 3 fundamental facies types: 1) ortho- and paraconglomerates deposited by hyperconcentrated flows; 2) pebbly sandstones with cross-laminations deposited by tractive processes; 3) coarse to fine grained sandstones with climbing dunes produced by traction plus fallout processes. Therefore, floods start as sediment gravity flows that are transformed downcurrent in self-sustained highly turbulent sediment-laden flows, able to maintain their inertia over considerable distances (SLSF by Mutti et al., 1996). These data question the interpretations by Marzo et al. (1988, *cum bibl.*) that defined these deposits as a result of the sedimentation by a “normal regime” braided-to-meandering fluvial system. The results of this Ph.D. thesis also highlight the limitations of the classical actualistic fluvial facies models (Miall, 1996, *cum bibl.*) to interpret the ancient deposits developed in these specific tectonic and climatic contexts.

# INDICE

INTRODUZIONE . . . . .	p. 1
1 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO . . . . .	p. 4
1.1 ASSETTO STRUTTURALE DEI PIRENEI . . . . .	p. 4
1.2 EVOLUZIONE DELLA CATENA PIRENAICA . . . . .	p. 11
1.3 IL BACINO DI TREMP-GRAUS . . . . .	p. 21
1.3.1 Introduzione . . . . .	p. 21
1.3.2 Evoluzione . . . . .	p. 24
1.3.3 Il Delta di Montañana . . . . .	p. 31
1.3.4 Il limite occidentale: la Zona di Ainsa . . . . .	p. 33
2 – METODOLOGIA . . . . .	p. 37
2.1 INTRODUZIONE . . . . .	p. 37
2.2 LE UNITÀ STRATIGRAFICO DEPOSIZIONALI ED IL CONCETTO DI FACIES . . . . .	p. 38
2.3 ANALISI DI FACIES E CICLICITÀ SEDIMENTARIA . . . . .	p. 42
2.4 ANALISI DI FOTO AEREE . . . . .	p. 49
3 – IL SISTEMA FLUVIALE . . . . .	p. 52
3.1 LA DEFINIZIONE DI SCHUMM . . . . .	p. 52
3.2 MODELLI DI FACIES FLUVIALI . . . . .	p. 56
3.3 I DELTA . . . . .	p. 66
3.4 CONSIDERAZIONI SUI MODELLI DI FACIES . . . . .	p. 72
3.5 I SISTEMI FLUVIO-DELTIZI DOMINATI DA PIENE . . . . .	p. 75
4 – L'ALLOGRUPPO DI CASTISSENT . . . . .	p. 84
4.1 CONSIDERAZIONI GENERALI E LAVORI PRECEDENTI . . . . .	p. 84
4.2 L'ALLOGRUPPO DI CASTISSENT NELL'AREA DI STUDIO . . . . .	p. 92
4.2.1 Introduzione . . . . .	p. 92
4.2.2 I limiti dell'Allogruppo . . . . .	p. 97

4.2.3 Stratigrafia fisica dell'Allogruppo . . . . .	p. 101
4.2.4 La carta fotogeologica . . . . .	p. 112
5 – LA FORMAZIONE DI CASTISSENT . . . . .	p. 117
5.1 CONSIDERAZIONI GENERALI E LAVORI PRECEDENTI . . . . .	p. 117
5.2 LA PARTE BASALE DELL'ALLOGRUPPO DI CASTISSENT: LA FORMAZIONE DI CASTISSENT <i>SENSU STRICTO</i> COME ESEMPIO CLASSICO DI SEDIMENTAZIONE FLUVIALE . . . . .	p. 129
5.2.1 Stratigrafia . . . . .	p. 129
5.2.2 L'organizzazione interna dei corpi arenacei . . . . .	p. 139
6 – LO SCHEMA DI FACIES RELATIVO AI CORPI FLUVIALI DELLA FORMAZIONE DI CASTISSENT . . . . .	p. 146
7 – LE EDS DELL'ALLOGRUPPO DI CASTISSENT . . . . .	p. 161
7.1 INTRODUZIONE . . . . .	p. 161
7.2 LE EDS FLUVIALI . . . . .	p. 162
7.3 RAPPORTO TRA EDS FLUVIALI E DELTIZIE . . . . .	p. 167
8 – DISCUSSIONI E NOTE CONCLUSIVE . . . . .	p. 172
8.1 STRATIGRAFIA DELL'ALLOGRUPPO . . . . .	p. 172
8.2 EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA . . . . .	p. 173
8.3 CICLICITÀ SEDIMENTARIA E CONTROLLI SULLA SEDIMENTAZIONE . . . . .	p. 175
8.4 LE EDS . . . . .	p. 177
8.5 LA FORMAZIONE DI CASTISSENT . . . . .	p. 178
8.6 LO SCHEMA DI FACIES . . . . .	p. 180
8.7 POSSIBILI SVILUPPI FUTURI . . . . .	p. 181
BIBLIOGRAFIA . . . . .	p. 183

- ALLEGATO 1 – Schema cronologico dell'evoluzione della catena sud-pirenaica dal Cretacico al Miocene
- ALLEGATO 2 – Carta fotogeologica dell'Allogruppo di Castissent lungo la val Noguera Ribagorçana
- ALLEGATO 3 – Spaccato stratigrafico generale relativo all'Allogruppo di Castissent
- ALLEGATO 4 – Spaccato stratigrafico parallelo all'asse del bacino relativo alle sequenze CS1-A e CS1-B & Spaccati stratigrafici trasversali all'asse del bacino
- ALLEGATO 5 – Spaccato stratigrafico dell'Allogruppo di Castissent nei dintorni di Mas de Faro
- ALLEGATO 6 – Spaccati stratigrafici relativi alla Formazione di Castissent
- ALLEGATO 7 – Spaccati stratigrafici del corpo principale della Formazione di Castissent nella zona di Mas de Faro
- ALLEGATO 8 – Allogruppo di Castissent: esempio di EDS fluviale

# INTRODUZIONE

Gli argomenti della presente tesi si inquadrano nel contesto del lavoro di ricerca sugli ambienti sedimentari continentali e marino marginali dei Pirenei centro-meridionali, iniziati negli anni '70 da Mutti e collaboratori dell'Università degli Studi di Parma (1987, 1988, 1994, 1996, 2000, 2003) e proseguiti negli anni sino ad oggi (Tinterri, 2007, 2011; Mutti e Tinterri, 2015).

Con il progetto di questa tesi si è voluto riprendere in considerazione i depositi alluvionali della successione regressiva eocenica del Bacino di Tresp-Graus, storicamente ed universalmente riconosciuti come affioramenti ideali per studi di tipo stratigrafico e sedimentologico, e ogni anno meta per numerosi geologi da tutto il mondo.

Principalmente con lavoro di terreno, ma anche con analisi di foto aeree, la successione sedimentaria è stata studiata con un dettaglio tale da permetterne una caratterizzazione a differenti scale, da quella delle singole geometrie deposizionali osservabili in uno strato o in un pacco di strati, a quella dei rapporti tra tettonica e sedimentazione osservabili da spaccati stratigrafici che coprono l'intera successione sedimentaria. Il lavoro, quindi, si è incentrato sul corretto riconoscimento gerarchico delle varie unità stratigrafico deposizionali introdotte da Bosellini et al. (1989), legate tra loro da una ben precisa logica deposizionale basata sul corretto riconoscimento degli ambienti deposizionali e dei meccanismi di sedimentazione.

A differenza di quanto già fatto per i depositi alluvionali degli allogruppi di Castigaleu (Davoli, 1996) e Santa Liestra (Crumeyrole, 1987), per quelli dell'Allogruppo di Castissent paradossalmente ancora mancava uno studio stratigrafico moderno e dettagliato, che riveste sicuramente un'importanza cruciale nella comprensione dell'evoluzione tettono-sedimentaria del bacino.

Da questo punto di vista, il lavoro qui presentato ha permesso in primis di colmare il gap esistente nello studio della successione sedimentaria, grazie all'elaborazione di una stratigrafia fisica e una cartografia di dettagliate. Da questi dati è stato possibile trarre considerazioni non solo riguardo l'evoluzione tettonica e la ciclicità sedimentaria della successione, ma anche riguardo la transizione nel tempo e nello spazio da depositi fluviali a depositi deltizi. I dati raccolti vogliono inoltre essere la base per possibili sviluppi futuri di maggior dettaglio, riguardanti anche discipline differenti dalla classica analisi di facies.

Secondariamente, le ottime condizioni di affioramento dei depositi fluviali che si rinvengono alla base dell'Allogruppo di Castissent, facenti parte della Formazione di Castissent in senso stretto di Nijman & Nio (1975), permettono di studiarne nel particolare le caratteristiche sedimentologiche, così da poter dedurre i processi fisici che hanno portato alla loro messa in posto. Storicamente interpretati da un punto di vista attualistico (Miall, 1978, 1981, 1985, 1992, 1996), questi depositi sono stati visti come frutto della deposizione da parte di un sistema fluviale in regime essenzialmente normale caratterizzato da canali intrecciati (Nijman & Nio, 1975; Nijman & Puigdefàbregas, 1978, Marzo et al., 1988). L'approccio di studio basato su un'interpretazione il più possibile oggettiva del record sedimentario, volto al riconoscimento delle facies (Mutti in Ricci Lucchi, 1980; Mutti in Bosellini et al., 1989), ha portato Mutti et al. (1996, 2000, 2003) a proporre un'interpretazione alternativa che vede la deposizione di questi corpi fluviali legata ad eventi gravitativi innescati da piene fluviali catastrofiche. Con questa tesi si è voluto riprendere la strada tracciata da Mutti e collaboratori per approfondire la conoscenza dei depositi fluviali dominati da piene catastrofiche e per arrivare a proporre uno schema di facies specifico.

Si è giunti quindi ad elaborare uno schema di facies genetico evolutivo per i depositi fluviali studiati, basato sui processi fisici agenti sulla sedimentazione.

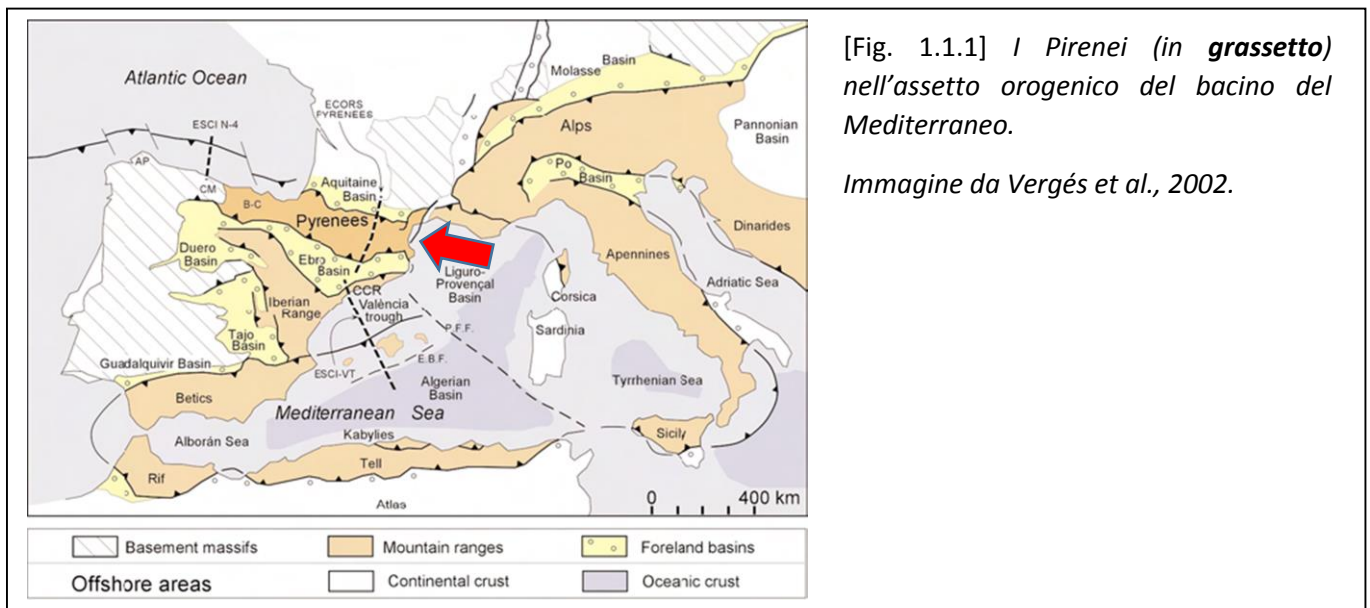
Il modello di facies ha quindi messo in evidenza le effettive problematiche che si riscontrano nell'applicare i classici modelli di facies fluviali di stampo attualistico al record fossile, in particolare per depositi sviluppatasi in particolari contesti tettonici e climatici, come lo è quello dell'Eocene inferiore del Bacino di Tresp-Graus.

I dati raccolti hanno permesso, infine, di elaborare un modello paleogeografico del bacino al tempo della deposizione del principale corpo fluviale della successione.

# 1 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO

## 1.1 – ASSETTO STRUTTURALE DEI PIRENEI

I Pirenei sono una catena montuosa (limite geografico tra penisola iberica e Francia) che si estende per circa 450Km, tra il Golfo di Biscaglia e quello del Leone (Gasperi, 1995), posta in continuità con la Catena Basco-Cantabrica, più ad Ovest, e con la Provenza, più a Est, dove il sistema pirenaico-provenzale interseca le strutture alpine [Fig. 1.1.1]. L'estensione complessiva del sistema orogenico raggiunge quindi i 1500km ed un'ampiezza media di 200km (Puigdefabregas et al., 1989). Si tratta di un orogene di età alpina, ma le cui strutture non sono in continuità con quelle della catena Alpino-Mediterranea (Puigdefabregas et al., 1989).



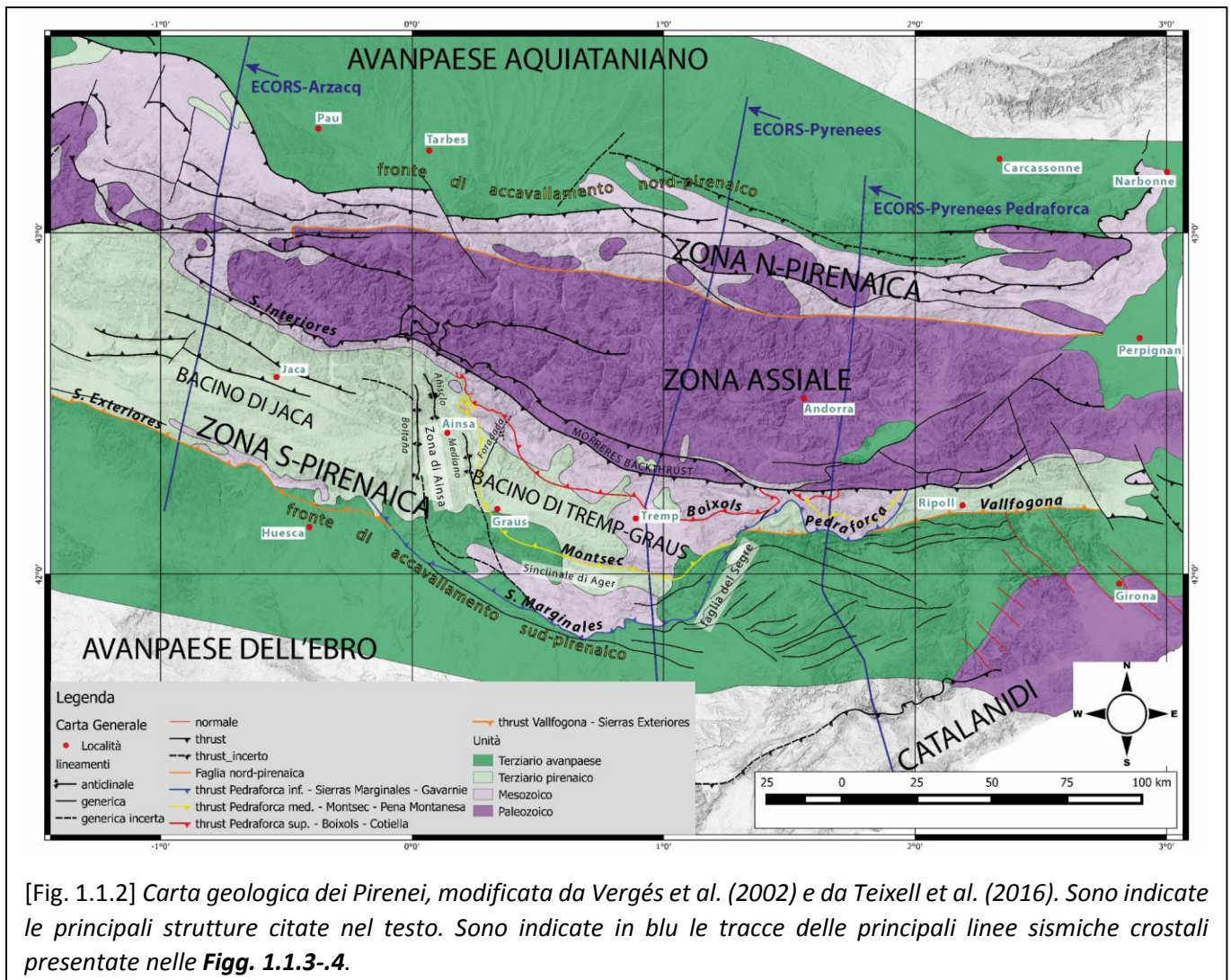
[Fig. 1.1.1] I Pirenei (in **grassetto**) nell'assetto orogenico del bacino del Mediterraneo.

Immagine da Vergés et al., 2002.

I Pirenei rappresentano una catena a pieghe e thrust a doppia vergenza che, perpendicolarmente al proprio asse, mostra una geometria simmetrica. Da un punto di vista strutturale, invece, la catena pirenaica presenta dei raccordi differenziali tra la zona settentrionale (francese) e quella meridionale (spagnola) che

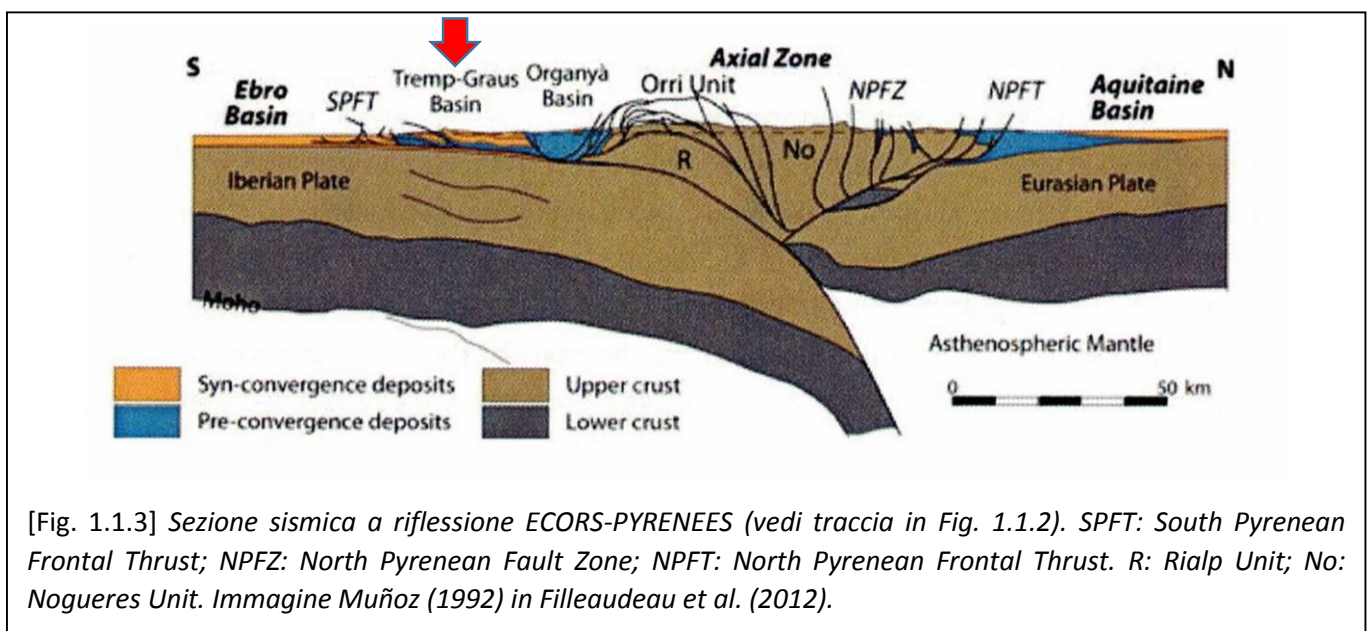
derivano principalmente dell'interazione meso-cenozoica tra le placche iberica ed europea (Roest & Srivastava, 1991; Olivet, 1996; Vissers & Meijer, 2012) [Figg. 1.1.2-.3]. In essa, infatti, si possono distinguere una fascia settentrionale (Zona Nord-Pirenaica), costituita da strutture nord-vergenti verso il Bacino Aquitaniano, e una fascia meridionale (Zona Sud-Pirenaica), con strutture sud-vergenti verso il Bacino dell'Ebro [Figg. 1.1.2-.3]. Bacino Aquitaniano e Bacino dell'Ebro sono i due maggiori bacini di avampaese del sistema pirenaico, e sono tuttora attivi come tali. Essi sono storicamente definiti bacino di tipo molassico e sono pressoché indeformati dalle strutture pirenaiche. La Zona Nord-Pirenaica è costituita da un embrice di strutture compressive vergenti a nord, con superfici di sovrascorrimento che arrivano ad interessare il basamento varisico e la copertura sedimentaria cretacico-eocenica, lasciando pressoché indeformato, come detto, il riempimento cretacico del Bacino Aquitaniano, espresso prevalentemente da torbiditi (flysch) sinorogeniche (Schellart, 2002). La Zona Sud-Pirenaica è più ampia rispetto a quella nord-pirenaica e, di conseguenza, registra maggiori entità di raccorciamento e di dislocamento [Figg. 1.1.2-.3]. Questa zona è rappresentata principalmente da falde di copertura costituite da rocce meso- e cenozoiche, scollate a livello delle evaporiti triassiche (facies Keuper) e sovrascorse sull'avampaese dell'Ebro (Séguret, 1972; Garrido-Megías, 1973; Cámara & Klimowitz, 1985; Muñoz, 1992). Tra queste due fasce si trova la Zona Assiale Pirenaica, la quale ha anch'essa subito un trasporto verso sud (falde di basamento di età varisica e relativa copertura; Muñoz et al., 2013), assieme ai thrust più superficiali della Zona Sud-Pirenaica (Choukroune, 1989; Roure et al., 1989; Desegaulx et al., 1990; Muñoz, 1992; Berástegui et al., 1993) [Figg. 1.1.2-.3]. La Faglia Nord-Pirenaica marca il limite tra la Zona Nord-Pirenaica e la Zona Assiale (Filleaudeau et al., 2012) [Figg. 1.1.2-.3], nonché tra le unità rocciose a pertinenza iberica e quelle a pertinenza europea. Questa si presenta in realtà come una stretta (1-5km in ampiezza) zona di faglia in cui affiorano rocce metamorfiche di alto grado (Goldberg, 1987). Questa faglia regionale ha espresso una cinematica transtensiva dall'Albiano fino all'inizio della convergenza Iberia-Europa (Senoniano), quando si

è evoluta in cinematica transpressiva sinistra, coinvolgendo le unità crostali e, probabilmente, l'intera litosfera. La struttura odierna della Zona Assiale Pirenaica è rappresentata dall'impilamento di 3 falde tettoniche che, dal basso verso l'alto, sono: Rialp, Orri, Noguères (Muñoz, 1992; Verges et al., 2002) [Fig. 1.1.2-3].



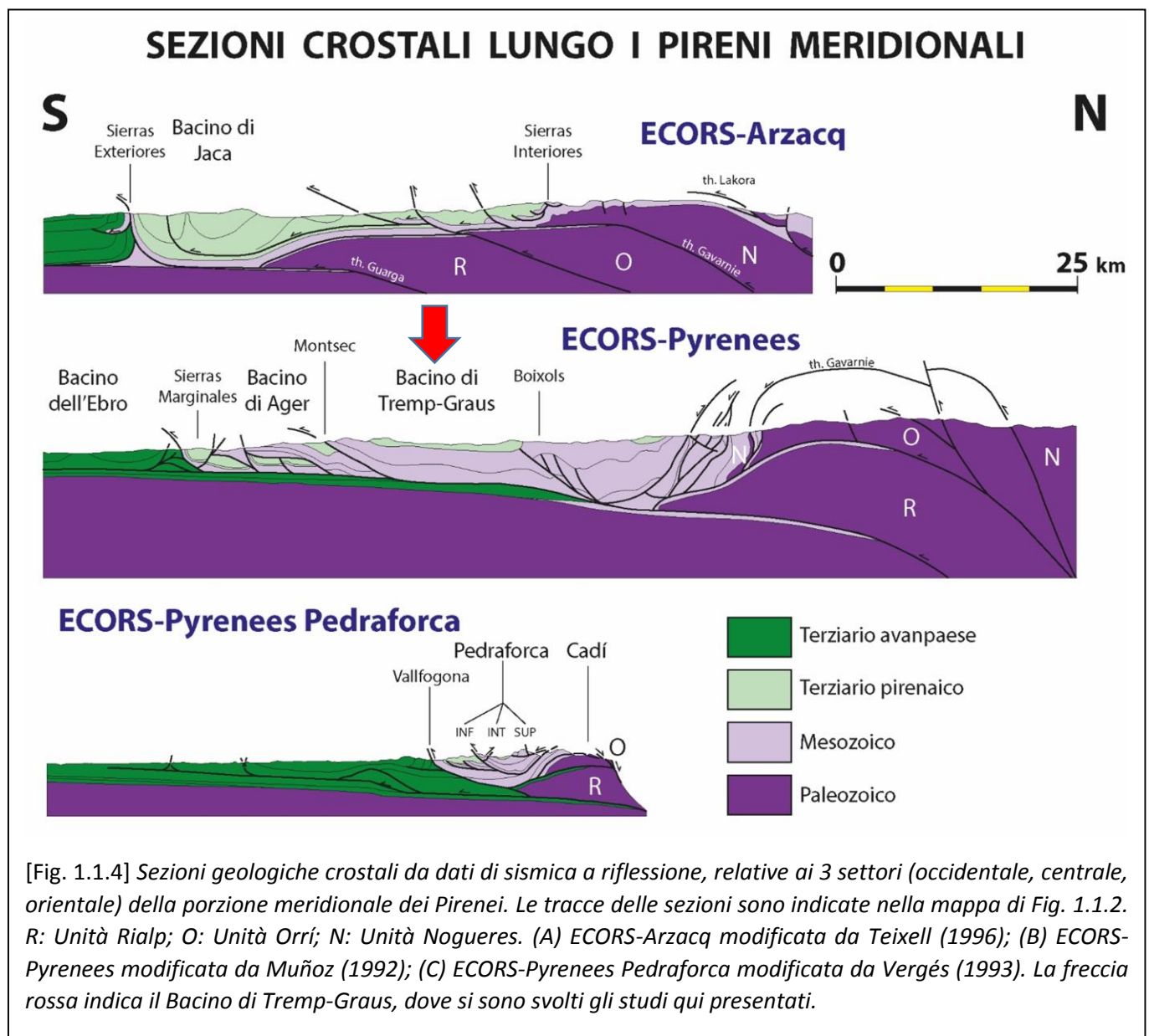
La porzione sud-vergente dell'orogene pirenaico s.s. (Pirenei aragonesi-catalani in Capote et al., 2002) può essere suddivisa in almeno 3 settori principali longitudinalmente all'asse della catena stessa [Fig. 1.1.4]. Questa suddivisione, proposta per la prima volta da Seguret (1972) e progressivamente affinata fino ai giorni

nostri (vedi Muñoz et al., 2013 tra gli altri), è basata sul fatto che queste diverse porzioni della catena, pur avendo subito la stessa storia orogenica, sono caratterizzate da differenti stili di deformazione e diversi raccorciamenti, accomodati da zone di deformazione oblique rispetto all'asse principale della catena. Queste variazioni di stile tettonico in senso Est-Ovest risalgono alle fasi iniziali dell'orogenesi pirenaica, che hanno visto l'inversione di quelle strutture estensionali che, relazionate all'apertura dell'Atlantico settentrionale e del Golfo di Biscaglia, nel Cretacico inferiore avevano portato ad un forte assottigliamento dei margini continentali iberico ed europeo. Le strutture ereditate da questo contesto tettonico e paleogeografico hanno quindi condizionato molto lo stile tettonico delle susseguenti fasi contrazionali, ponendo dei vincoli deformativi sia in senso longitudinale che trasversale all'attuale allineamento dell'asse della catena.



I 3 settori sopra accennati sono chiamati: Zona Sud-Pirenaica Orientale, Zona Sud-Pirenaica Centrale e Zona Sud-Pirenaica Occidentale [Fig. 1.1.4 e Allegato 1]. A demarcare questa suddivisione sono la Faglia del Segre (o Faglia della Catalogna) e la Zona Obliqua di Ainsa (o Zona Obliqua di Sobrarbe in Capote et al., 2002), che si interpongono rispettivamente tra la prima e la seconda e tra la seconda e la terza zona [Fig.

1.1.2 e Allegato 1]. Il limite orientale della catena è dato da strutture estensionali mioceniche, poste più o meno parallelamente alla linea di costa mediterranea, che sono relazionate alla fase distensiva che ha portato all'apertura del Golfo del Leone e riconducibili alla fase di rifting che ha portato al distacco del blocco sardo-corso dal massiccio dell'Esterel (Capote et al., 2002). Il limite occidentale della catena pirenaica propriamente detta è dato dalla Faglia di Pamplona (situata circa 70km ad ovest della traccia ECORS-Arzacq, appena al di fuori dell'area coperta dalla mappa di Fig. 1.1.2), che la divide dalla Catena Basco-Cantabrica, e marca anche la terminazione della Faglia Nord-Pirenaica.



La porzione più interna delle zone orientale e centrale è costituita da quelle che vengono definite falde tettoniche inferiori e che costituiscono la Zona Assiale Pirenaica (Muñoz, 2002; Verges et al., 2002). Esse coinvolgono rocce di basamento ercinico e sono organizzate a formare un antiformal-stack la cui falda superiore costituisce il sovrascorrimento basale delle antistanti falde di copertura (Lopez-Mir, 2013 cum bibl.) [Fig. 1.1.4].

Le falde di copertura della Zona Sud-pirenaica Orientale interessano una porzione decisamente meno estesa in senso N-S rispetto a quelle centrali ed occidentali, in quanto in questa zona esse, invece di giustapporsi ad embrice l'una di fronte all'altra, si sono impilate l'una sull'altra. Dall'alto verso il basso si trovano l'unità tettonica di Pedraforca (a sua volta suddivisa in 3 sub-unità: superiore, intermedia, inferiore) e quella di Cadí, la quale si accavalla sull'avanpaese dell'Ebro lungo il Fronte Pirenaico, in questa zona denominato Thrust di Vallfogona [Fig. 1.1.4].

La Zona Sud-pirenaica Centrale è contraddistinta da estesi e continui affioramenti delle falde superiori di copertura, embriciate l'una di fronte all'altra con senso di ringiovanimento verso sud (sequenza tipo piggy-back, anche se non sono mancate riattivazioni fuori sequenza). Esse sono scollate a livello delle evaporiti triassiche e poggiano su sedimenti Paleogenici dell'avanpaese dell'Ebro (autoctono). Da Nord verso Sud e dall'alto verso il basso le falde, secondo le ultime pubblicazioni (vedi Muñoz et al., 2013) sono denominate: Cotiella-Boixols, Peña Montañesa-Montsec, Gavarnie-Sierras Marginales [Fig. 1.1.4]. Le differenti successioni sedimentarie rinvenibili nelle 3 falde sono dovute essenzialmente alla paleogeografia ereditata dal Cretacico inferiore. Queste 3 unità tettoniche sono la continuazione verso Ovest, attraverso la Faglia del Segre, delle unità di Pedraforca rispettivamente superiore, mediana ed inferiore (Vergés, 1993) [Fig. 1.1.2]. Il Fronte Pirenaico è qui definito dal thrust frontale delle Sierras Marginales, lungo il quale affiorano le facies Keuper. Nella zona sudpirenaica centrale, sopra queste falde, seguendo la stessa sequenza temporale

prima accennata, si svilupparono da Nord verso Sud dei bacini sinorogenici di wedge-top: Pobla, Tremp (nel quale si sono svolti gli studi qui presentati), Ager.

Tra la zona Sud-pirenaica Centrale e quella Occidentale si manifesta un deciso cambio di stile tettonico, registrato soprattutto nelle strutture della Zona Assiale. Le falde tettoniche di basamento costituenti la Zona Assiale non sono qui infatti impilate l'una sull'altra, bensì sono per lo più imbricate in sequenza piggy-back e sottoscorse alle falde di copertura (da Nord verso Sud, falde di Lakora, Gavarnie e Guarga), costituendo una struttura a duplex immergente verso Nord, testimonianza di un minor raccorciamento rispetto alle altre zone della catena (Cámara & Klimowitz, 1985; Teixell, 1996, 1998; Teixell et al., 2016) [Fig. 1.1.4]. Parallelamente a questa variazione di entità di raccorciamento si ha una variazione di assetto strutturale anche nelle falde di copertura, attraverso la Zona obliqua di Ainsa, sviluppatasi nel footwall della falda di Peña Montañesa-Montsec (Muñoz et al., 1994, 2013). Questa zona, durante l'Eocene, ha accomodato il maggior dislocamento verso Sud della Zona Centrale rispetto a quella Occidentale, fatto questo principalmente dovuto alla disomogenea distribuzione delle facies evaporitiche triassiche che funsero, come già detto, da livello di scollamento per le falde di copertura (Muñoz et al., 2013). Sopra le falde di Cotiella e Gavarnie viene ospitato il bacino satellite di Jaca (Puigdefàbregas, 1975). Il bacino rappresenta grossomodo un'ampia sinclinale di sedimenti paleocenici sinorogenici, bordata a Nord e a Sud da sedimenti mesozoici che formano due zone rilevate denominate, rispettivamente, Sierras Interiores (Teixell, 1996) e Sierras Exteriores (Alastrué et al., 1957) [Fig. 1.1.4].

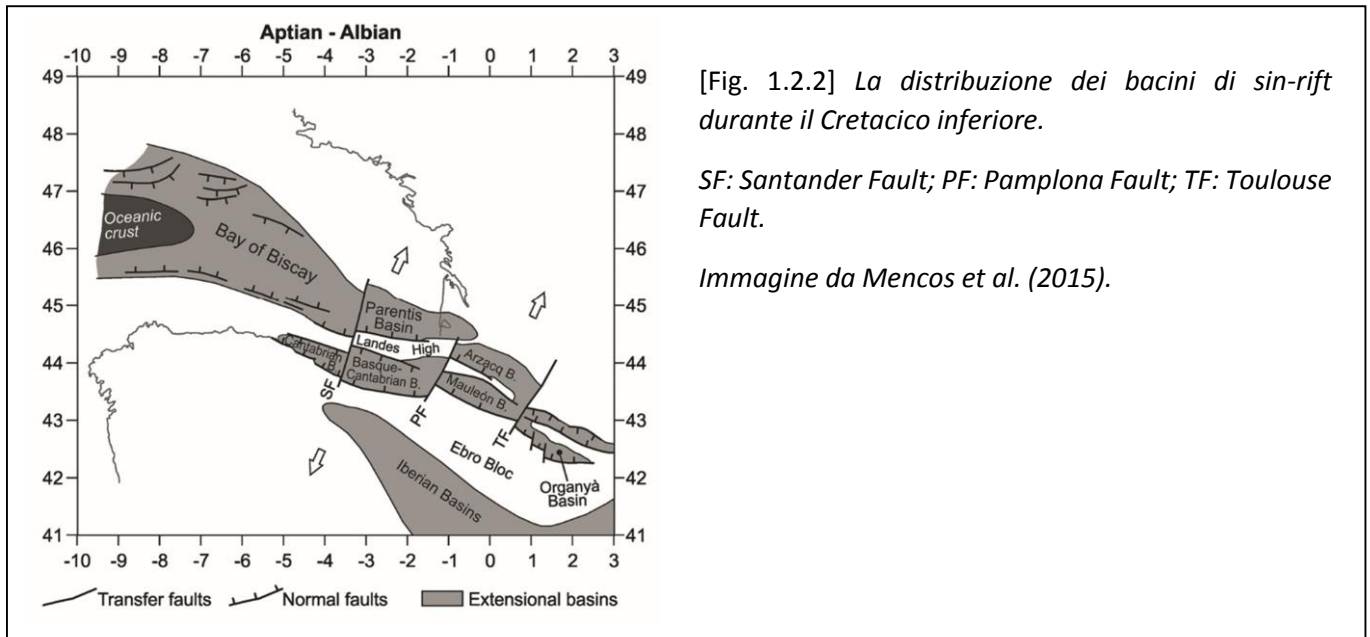
## 1.2 - EVOLUZIONE DELLA CATENA PIRENAICA

Nella Zona sud-pirenaica le eccellenti condizioni di affioramento dei depositi sinorogenici hanno permesso, sin dagli anni Sessanta del secolo scorso, di ricostruire i rapporti cronologici tra tettonica e sedimentazione e, di conseguenza, di avanzare ipotesi riguardo la storia evolutiva dell'intera catena (tra gli altri: Mutti et al., 1972; Nijman & Nio, 1975; Puigdefàbregas et al., 1975; Puigdefàbregas & Soquet, 1986; Puigdefàbregas et al., 1986; Mutti et al., 1988; Nijman, 1989; Vergés & Muñoz, 1990; Puigdefàbregas et al., 1992; Eichenseer & Luterbacher, 1992; Muñoz, 1992; Mutti et al., 1994). Una notevole mole di dati a supporto delle interpretazioni di terreno è arrivata dall'interpretazione, restaurazione e bilanciamento di profili sismici a scala crostale (ECORS – Choukroune et al., 1989; Muñoz, 1992; ARZACQ – Teixell, 1998; Verges et al., 1995). Dati su più ampia scala sono giunti dagli studi di tettonica delle placche (Roest & Srivastava, 1991; Olivet, 1996; Rosenbaum et al., 2002). Dagli anni Novanta, studi di paleomagnetismo nelle rocce sedimentarie, affiancati ai già numerosi dati biostratigrafici, hanno permesso di migliorare i vincoli cronologici dell'evoluzione della catena (vedi Bentham & Burbank, 1996). Negli ultimi anni, ulteriori contributi per vincolare le tappe dell'evoluzione tettono-sedimentaria della catena sono derivati da studi termocronologici (Filleaudeau et al., 2012; Mouthereau et al., 2014) e di provenienza del materiale sedimentario (Fontana et al., 1989; Caja et al., 2010; Michael et al., 2014; Gómez-Gras et al., 2016).

A corredo di questo paragrafo è allegato uno schema cronologico [Fig. 1.2.1 e Allegato 1] cui si rimanda il lettore per seguire il discorso di seguito esposto.



I meccanismi orogenetici che hanno portato alla formazione della catena pirenaica sono stati fortemente condizionati dalla paleogeografia e dalle caratteristiche delle strutture crostali preesistenti, ereditate a partire dal collasso dell'orogene varisico durante il Permo-Trias (Vissers, 1992; Vissers & Meijer, 2012). Dal Giurassico Superiore, nella zona proto-pirenaica e nel Golfo di Biscaglia si formano dei bacini fortemente subsidenti (Vergés & Garcia-Senz, 2001; McClay et al., 2004; Biteau et al., 2006; López-Mir et al., 2015) [Fig. 1.2.2], relazionati ad una fase distensiva che portò all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (Choukroune, 1992) e dell'Atlantico centrale (Schettino & Turco, 2010). Una seconda fase di assottigliamento crostale avvenne nel Golfo di Biscaglia a partire dal Barremiano, fino a completa rottura crostale nell'Aptiano superiore (Olivet, 1996; Vergés & Garcia-Senz, 2001; Jammes et al., 2009). Il dibattito è ancora aperto tra chi propone una fase distensiva con componente trascorrente (transtensione sinistra) (vedi Roest & Srivastava, 1991; Rosenbaum et al., 2002) e tra chi propone una pura estensione Nord-Sud. Secondo questi ultimi, lo spostamento relativo verso est della placca iberica rispetto a quella europea sarebbe stato accomodato durante l'apertura del braccio atlantico tra Terranova ed Iberia, prima dell'apertura del Golfo di Biscaglia. Tra la placca iberica ed europea la fase di assottigliamento non portò mai alla formazione di vera e propria crosta oceanica (solo nel Golfo di Biscaglia gli studi geofisici ne hanno evidenziato la presenza). L'edificio pirenaico non comprende, infatti, rocce di natura ofiolitica, bensì solo rocce lherzolitiche associate a rocce di crosta inferiore-media, affioranti lungo la Faglia Nord-Pirenaica, ad indicare probabilmente la parziale e localizzata esumazione del mantello litosferico da parte di grandi faglie estensionali a basso angolo (Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; vedi riferimenti in Mouthereau et al., 2014; Teixell et al., 2016).



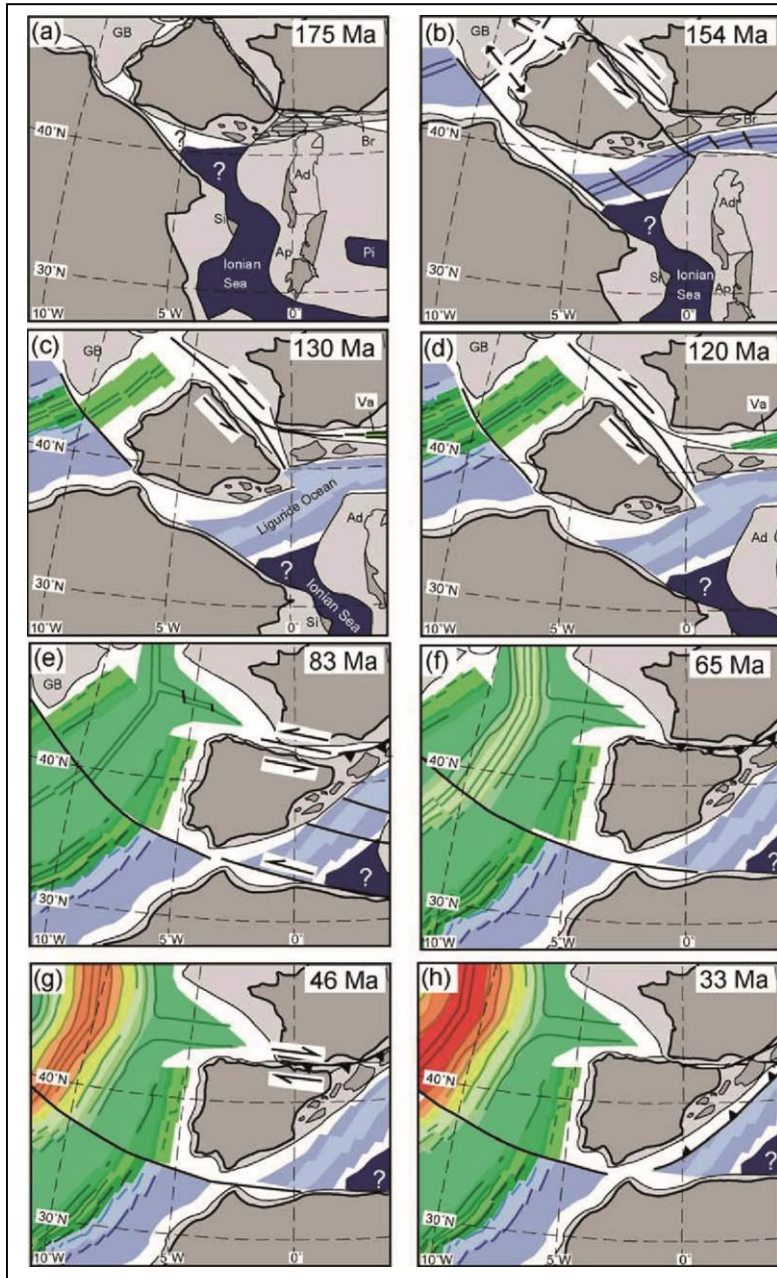
[Fig. 1.2.2] La distribuzione dei bacini di sin-rift durante il Cretacico inferiore.

SF: Santander Fault; PF: Pamplona Fault; TF: Toulouse Fault.

Immagine da Mencos et al. (2015).

La convergenza tra le placche iberica ed europea iniziò probabilmente già 83 Ma (thrust di Lakora, nei Pirenei occidentali) (McClay et al., 2004), quando un braccio di mare collegava il proto-Atlantico all'Oceano Ligure-Piemontese (o Tetide Alpina; Neotetide) [Fig. 1.2.3]. All'inizio della fase di convergenza, prima della collisione, vi fu molto probabilmente una fase transizionale di tettonica pellicolare, durante la quale vennero rimobilizzati in compressione (transpressione sinistra) i domini fortemente assottigliati ereditati dalla fase di rifting del Cretacico inferiore. Successivamente alla subduzione della litosfera iberica fortemente assottigliata, le porzioni più interne dei margini continentali entrarono in collisione tra 70 e 75 Ma, perlomeno nei Pirenei centro-orientali [Fig. 1.2.1-3]. Dopo questo evento iniziò il vero e proprio sollevamento della catena, accomodato inizialmente dall'esumazione dell'unità Noguères e dall'attività al fronte delle falde di Pedraforca Superiori e Cotiella-Boixols, rispettivamente nei Pirenei meridionali orientali e centrali (Simo & Puigdefàbregas, 1985). Il sovrascorrimento frontale di Boixols, in particolare, invertì il bacino estensionale mesozoico di sin-rift di Organya [Fig. 1.2.2]. L'inversione delle strutture è marcata da un'importante discordanza erosiva cui si correlano le torbiditi di

Vallcarga (Santoniano-Campaniano medio). In questa fase l'assetto dell'intero avampaese meridionale, da Est a Ovest, era caratterizzato dalla presenza di un bacino che si approfondiva verso la Zona Assiale e che si apriva a Ovest verso l'Atlantico (Filleaudeau et al., 2012).



[Fig. 1.2.3] Ricostruzione dei movimenti della Placca Iberica a partire dal Giurassico medio. Convergenza e collisione tra placca iberica ed eurasiatica avvengono tra (e) ed (f). L'assetto raggiunto 33 Ma è grossomodo rimasto tale fino al giorno d'oggi.

Immagine da Rosenbaum et al. (2002).

Tra il Campaniano superiore ed il Paleocene inferiore (71-63 Ma) proseguì il trend deposizionale regressivo iniziato con le torbiditi di Vallcarga e continuò l'inversione tettonica delle strutture estensionali, come

testimoniato dalle geometrie di crescita dei depositi deltizi delle Arenarie di Arén contro il thrust del Boixols [Fig. 1.2.4a]. Su di queste poggiano i depositi continentali cretaco-paleocenici denominati Garumniano, rinvenibili in tutto il Bacino sud-pirenaico (Bond & McClay, 1995; Arbués et al., 1996; Ardèvol et al., 2000; Beaumont et al., 2000; Rosell et al., 2001). Questi red beds sigillarono la struttura del Boixols tra Cretacico e Paleocene.

Tra il Paleocene inferiore e l'Eocene medio (63-47 Ma) proseguì l'esumazione dell'unità di Noguères [Fig. 1.2.5], associata all'inizio della deformazione lungo la struttura frontale delle falde di Pedraforca inferiori e Peña Montañesa-Montsec, iniziata durante l'Ypresiano. Il passaggio Paleocene-Eocene è marcato dall'estesa deposizione dei Calcari ad Alveolina (Mey et al., 1968) [Fig. 1.2.4b], a rappresentare un importante evento trasgressivo sopra le facies continentali garumniane, indicativo della fine della fase di quiescenza tettonica paleocenica [Fig. 1.2.1]. In generale, durante tutta la storia evolutiva della catena, il sollevamento della Zona Assiale, oltre a produrre un suo avanzamento verso Sud, che progredisce da Est verso Ovest, provoca anche un concomitante avanzamento dei principali sistemi clastici che risulta particolarmente evidente soprattutto nei settori centrale ed occidentale dell'avanpaese sudpirenaico [Fig. 1.2.4]. Intorno a 50 Ma, invece, inizia l'esumazione dell'unità Orrí [Fig. 1.2.5]. In questo periodo il raccorciamento viene accomodato per buona parte nei Pirenei settentrionali, mentre nella restante parte della catena tale raccorciamento viene accomodato attraverso le dinamiche interne all'unità Noguères e attraverso l'avanzamento della falda di copertura di Peña Montañesa-Montsec, il cui thrust frontale è sigillato da depositi dell'Ypresiano superiore (Soler-Sampere & Garrido, 1970; Garrido-Megías, 1973).

Da questo momento l'Unità Sud-Pirenaica Centrale inizia ad esperire una storia tettono-sedimentaria diversa da quelle delle unità orientale ed occidentale, diventando una porzione topograficamente più rilevata rispetto al resto del Bacino sud-pirenaico, come sede di un maggior dislocamento verso sud delle falde di

copertura. A partire da circa 50 Ma, infatti, mentre nell'Unità Sud-Pirenaica Centrale si andavano depositando essenzialmente sedimenti fluvio-deltizi (Gruppo di Montañana di Nijman & Nio, 1975), alimentati dapprima assialmente e poi progressivamente da Nord, nei bacini orientale ed occidentale si formavano successioni torbiditiche alimentate da Est, rispettivamente chiamate Campdevàdol (Burbank et al., 1992) ed Hecho (Mutti, 1984) [Fig. 1.2.4b]. Il Bacino sud-pirenaico orientale diventa un bacino chiuso, come evidenziato dalla formazione delle evaporiti di Beuda di età luteziana, e non più connesso con l'Atlantico (Barnolas & Gil-Peña, 2001). Sembrerebbe risalire a questo periodo la collisione crostale nella zona occidentale, dove la Zona Assiale era, infatti, ancora poco rilevata, come testimoniato dalla quasi totale assenza di apporti trasversali al bacino torbiditico (Teixell et al., 2016).

Nello stesso periodo tutte le unità tettoniche che compongono i Pirenei erano attive, con il conseguente inizio del forte innalzamento della catena.

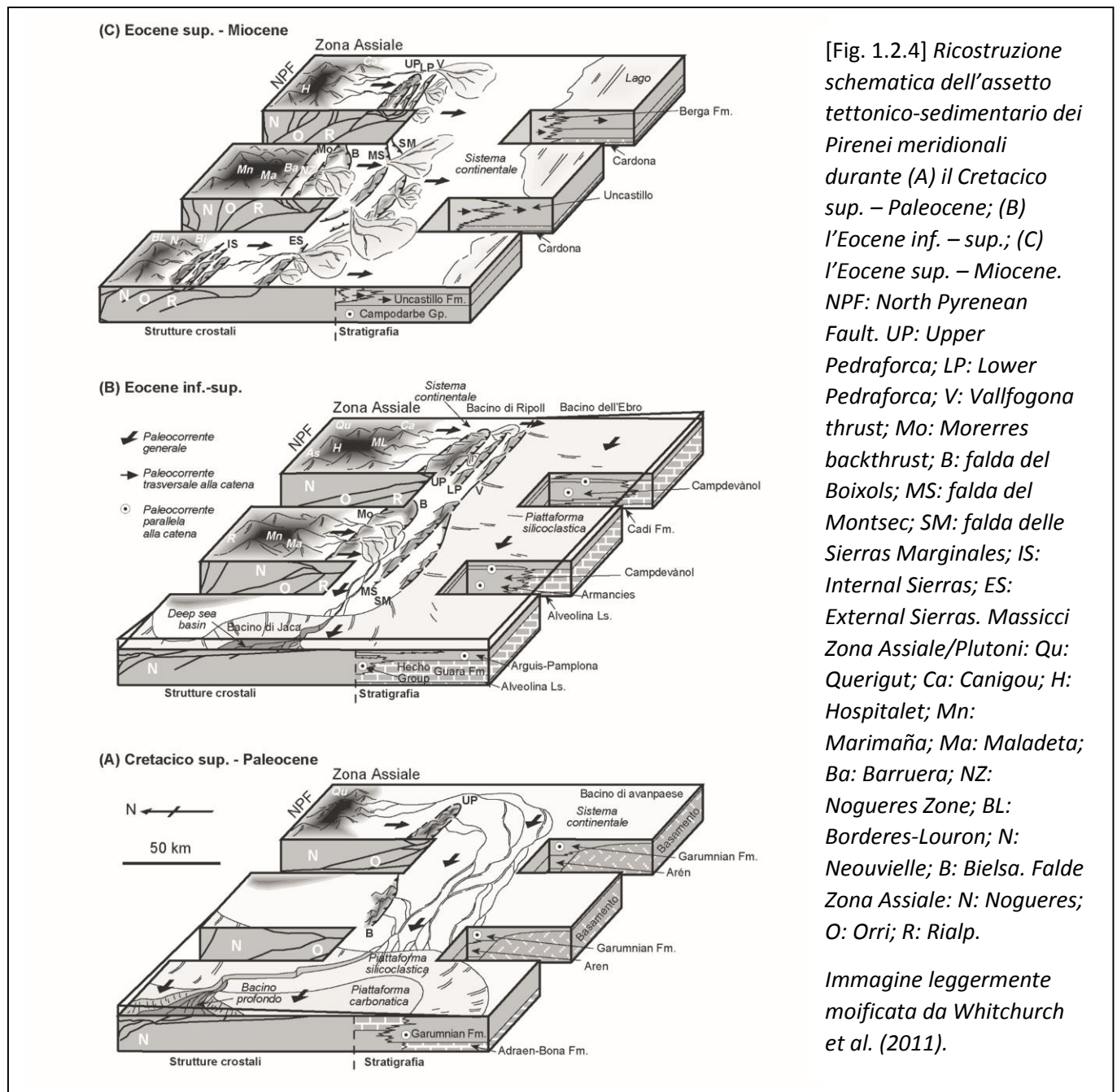
Nel Luteziano inferiore (48 Ma circa) i thrust di Peña Montañesa e Montsec erano già in posto e collegati da una rampa laterale leggermente obliqua (La Fueba) [in Fig. 1.1.2 si trova tra la Faglia de La Foradada e l'anticlinale di Mediano], la quale veniva scavalcata dai flussi provenienti dal Bacino di Tremp-Graus, i quali andavano ad alimentare le torbiditi del Bacino di Jaca (Gruppo di Hecho), in quanto a quel tempo non vi erano strutture tettoniche trasversali in grado di ostacolarli (Muñoz et al., 2013).

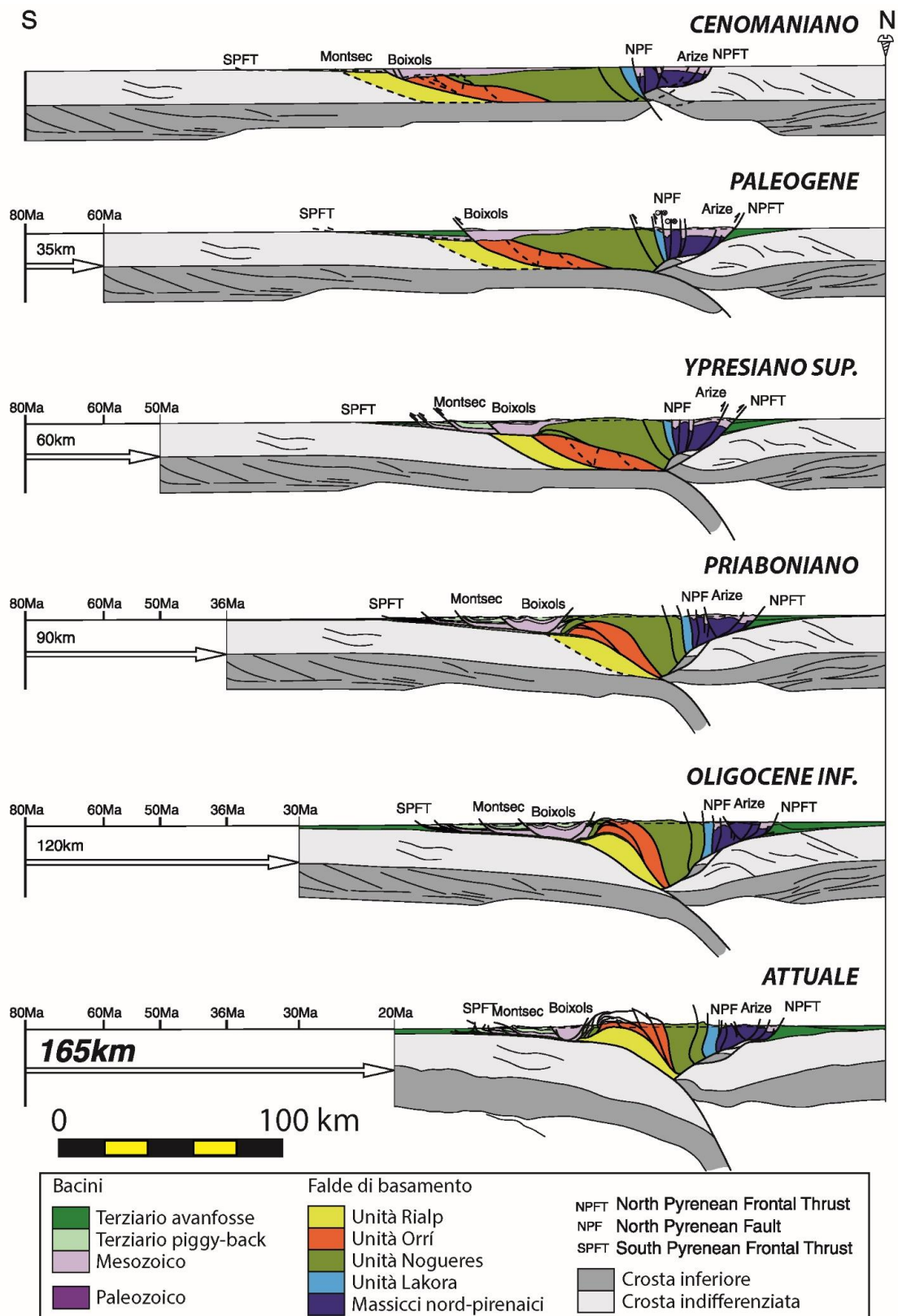
Tra l'Eocene medio e l'Oligocene inferiore (47-34 Ma) il raccorciamento nei Pirenei meridionali era accomodato dalla messa in posto definitiva della struttura del Montsec e dall'inizio della deformazione nelle falde di Cadì e Sierras Marginales (movimento della falda di basamento di Gavarnie, ed inizio dei piegamenti nella Zona di Ainsa) [Fig. 1.2.5]. La Zona sud-pirenaica centrale era soggetta ad erosione nella sua parte orientale. Nelle zone sud-pirenaiche orientale ed occidentale, invece, continuavano a depositarsi sedimenti in bacini rispettivamente sovralimentati e sottoalimentati. Alla fine del Luteziano, il bacino

orientale era ormai quasi completamente colmato. Intorno a 41 Ma, la trasgressione “Biarritziana” (Carbonati di Escanilla) riportò la continuità deposizionale tra i bacini sud-pirenaici orientale e centrale (Barnolas, 1992) [vedasi Fig. 1.2.1], come dimostrato dalla presenza in entrambi di depositi fluvio-deltizi progradanti verso Sud e Ovest. Le strutture osservabili nel Bacino di Jaca e lungo le Sierras Exteriores si sono formate a partire da questo periodo (Eocene superiore) e sono dovute ai movimenti delle falde di Bielsa e Guarga (Labaume et al., 1985; Teixell, 1996). In questa fase iniziarono anche gli apporti trasversali da Sud e da Nord, ad indicare l'avvenuto sollevamento della Zona Assiale (Remacha et al., 1998; Roigé et al., 2016), dovuto allo sviluppo della sequenza piggy-back dei thrust di basamento (Gavarnie e Guarga). Prima di questo momento, infatti, laddove ora si trovano i Pirenei occidentali vi era la zona di collegamento tra i bacini di avampaese meridionale e settentrionale, che assieme si aprivano verso l'Atlantico (Plaziat, 1981). L'avanzamento delle falde di copertura, unitamente all'indentazione della placca europea nella crosta iberica, ha fatto sì che la creazione di spazio di accomodamento fosse maggiore nell'avanfossa meridionale piuttosto che in quella settentrionale. Proprio questo cambio di stile deformativo è la causa dell'impilamento delle falde di basamento che portò al forte sollevamento della Zona Assiale e all'ulteriore avanzamento delle falde di copertura (Vergés & Burbank, 1996; Muñoz, 2002). Allo stesso tempo, quindi, nel Bacino di Jaca si assiste al passaggio da riempimento di tipo “flyschoid” a molassico.

Il continuo sollevamento della Zona Sud-Pirenaica Occidentale e della Catena Basco-Cantabrica ha portato, intorno a 37 Ma, alla chiusura del collegamento tra Golfo di Biscaglia e Bacino dell'Ebro. Questo fatto è evidenziato dalla deposizione di evaporiti del Priaboniano inferiore [Fig. 1.2.4c], indice del fatto che lo stesso bacino è diventato di tipo endoreico, e tale rimarrà fino a circa 10 Ma, quando l'apertura del Golfo del Leone ne permetterà il collegamento con il Mar Mediterraneo (Vergés et al., 2002) [Fig. 1.2.1].

L'ultima fase di avanzamento e crescita della catena avvenne con il definitivo avanzamento della falda delle Sierras Marginales, trasportata passivamente verso sud dal thrust di basamento di Guarga, collegato al fronte delle Sierras Exteriores, aiutate nel loro movimento anche dai livelli di scollamento dati dalle recenti evaporiti priaboniane. Sono riconducibili a questo periodo anche fasi di attivazione di back-thrust fuori sequenza in prossimità del limite meridionale della Zona Assiale.





[Fig. 1.2.5] Evoluzione della convergenza Iberia-Eurasia lungo il transetto ECORS-Pyrenees (vedasi traccia in Fig. 1.1.2). Immagine modificata da Beaumont et al. (2000).

## 1.3 - IL BACINO DI TREMP-GRAUS

### 1.3.1 - Introduzione

Il Bacino di Tremp-Graus è un bacino di wedge-top allungato in direzione pirenaica per circa 70 km, dalla Faglia del Segre (o Faglia della Catalogna) alla Zona di Ainsa. Tale bacino è caratterizzato da una sinclinale limitata a Nord dalla struttura del Boixols e a Sud da quella del Montsec, per un'ampiezza di circa 15 km [Fig. 1.1.2]. Questa area, definita anche “Baia di Tremp” in Mutti et al. (1985; con chiaro significato paleoambientale) è stata sede di deposizione sin-orogena dal Campaniano all'Oligocene, attraverso varie fasi di evoluzione [Fig. 1.2.1 e Allegato 1].

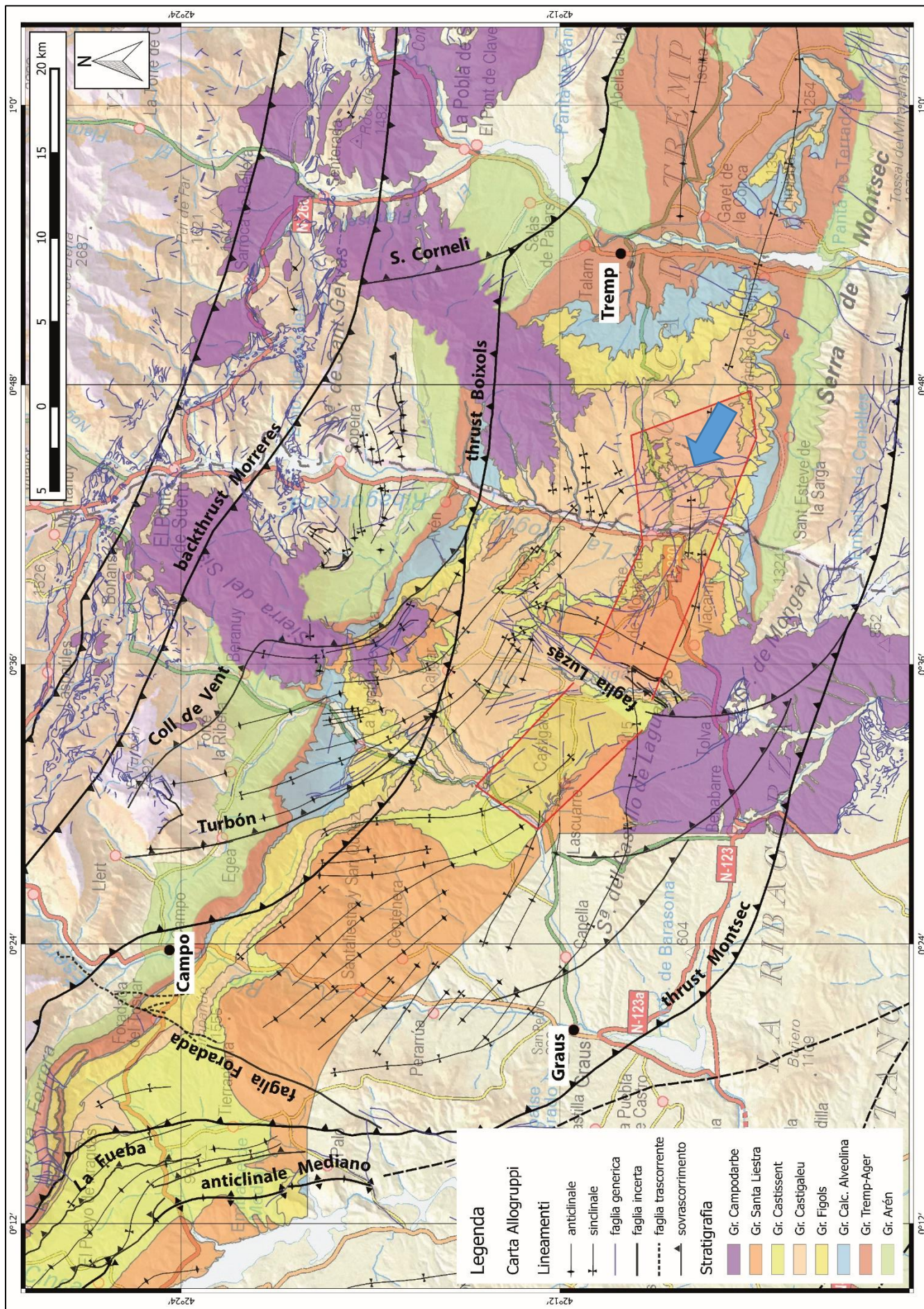
Il Bacino di Tremp-Graus è sicuramente la zona dei Pirenei più studiata e famosa dal punto di vista dei rapporti tra tettonica e sedimentazione (Mutti et al. 1972, 1985, 1988, 1994; Barnolas & Gil-Peña, 2001). La continua creazione di spazio di accomodamento dal Cretacico sup. all'Eocene, l'esigua deformazione tettonica post-eocenica, unitamente alla preservazione a livelli più o meno superficiali della successione sedimentaria, fanno di questa zona un vero e proprio laboratorio geologico, oggetto di numerosi studi, sede di ripetuti corsi di terreno per studenti, accademici e compagnie private. Caratteristica peculiare, che rende questo bacino forse unico in Europa per gli stratigrafi ed i sedimentologi, è la grande estensione degli affioramenti, che dà la possibilità di seguire le variazioni laterali e lungo corrente delle facies sedimentarie attraverso i vari ambienti deposizionali, a partire dai depositi alluvionali verso Est fino ai depositi di piattaforma verso Ovest (e fino ai depositi di mare profondo, se si passa la Zona di Ainsa per entrare nel Bacino di Jaca). La possibilità di studiare le successioni sedimentarie su varia scala, da quella regionale a quella sedimentologica, permette quindi di elaborare modelli di sedimentazione di grande dettaglio che possono essere utilizzati come analoghi negli studi legati all'esplorazione degli idrocarburi e all'industria in genere.

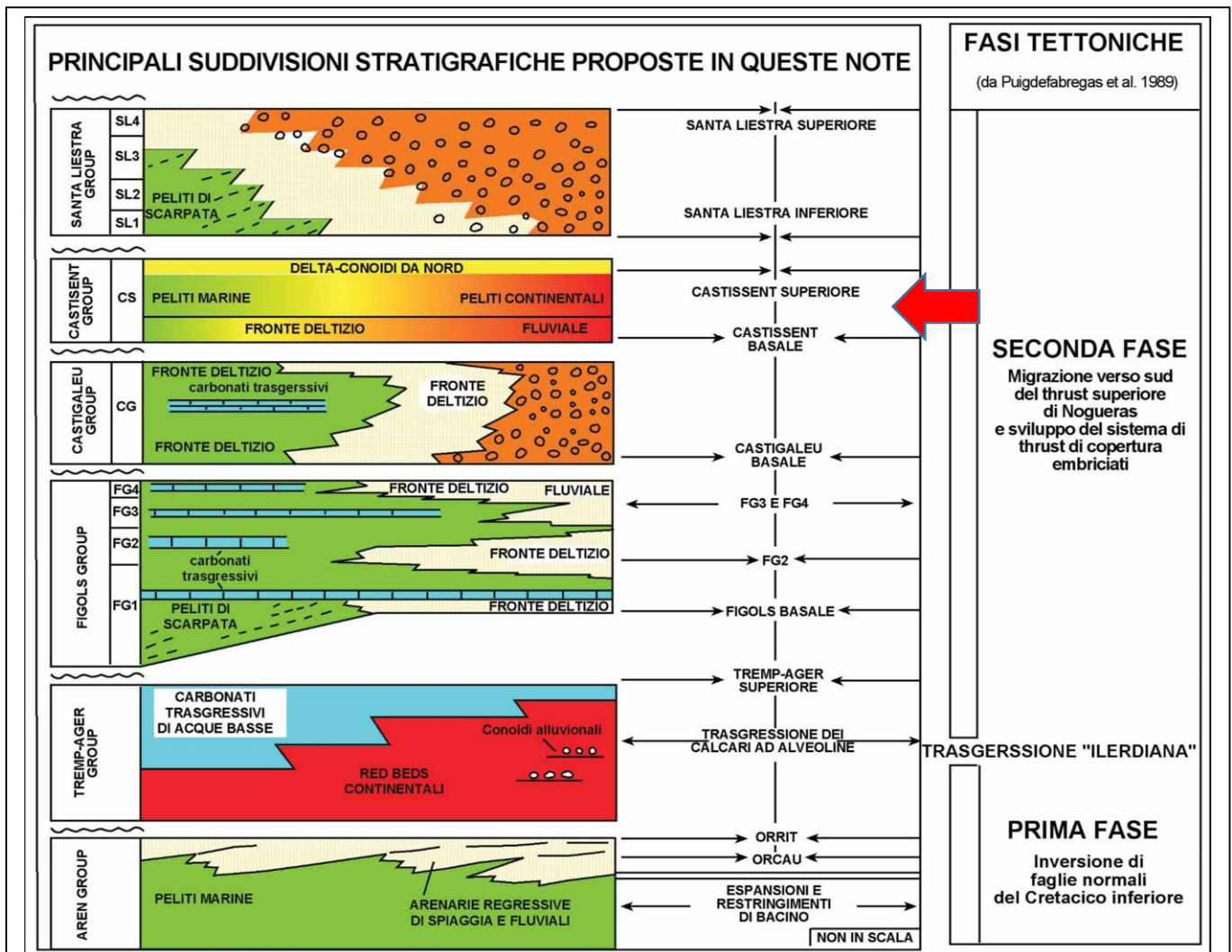
La prima, importante suddivisione litostratigrafica dei depositi sin-orogenici nell'Area Sud-Pirenaica Centrale è probabilmente quella di Mey et al., del 1968, cui ha fatto seguito l'importante lavoro di Garrido-Megias & Rios, del 1972. Gli schemi elaborati hanno posto le basi per gli studi dei decenni successivi, che hanno messo in risalto dapprima l'importanza del significato ambientale delle facies sedimentarie (i "gruppi deposizionali" di Mutti et al., 1972, cui si rimanda per un'approfondita bibliografia sugli studi precedenti), e successivamente il ruolo delle discordanze stratigrafiche e delle relative superfici di conformità per interpretare l'evoluzione tettono-sedimentaria del bacino, vedasi gli stessi Garrido-Megias & Rios (1972), Nijman & Nio (1975), Mutti et al. (1985), Puigdefabregas & Soquet (1986), Farrel et al. (1986). Ad introdurre gli innovativi concetti di stratigrafia sequenziale nel Bacino di Tremp-Graus furono Mutti et al. nel 1988, cui fecero seguito i lavori di Luterbacher et al. (1991), Eichenseer & Luterbacher (1992) (a queste ultime due pubblicazioni si rimanda per un resoconto bibliografico), Mutti et al. (1994), Luterbacher (1998) e Nijman (1998).

Da qui in avanti si farà riferimento alla suddivisione stratigrafica in allogruppi di Mutti et al. (1988, 1994)

[Figg. 1.3.1.1-.2].

Pagina seguente - [Fig. 1.3.1.1] *Mappa geologica del Bacino di Tremp-Graus. A Nord e a Sud è bordato rispettivamente dalle strutture di Boixols e Montsec. Il limite orientale, qui non visibile ma individuabile in Fig. 1.1.2, è costituito dalla Faglia del Segre. Il limite occidentale si trova tra la Faglia de La Foradada ed il sistema di thrust di La Fueba. La suddivisione stratigrafica è ripresa da Mutti et al. (1988, 1994). I lineamenti tettonici sono tratti da: Nijman, 1989; de Boer et al., 1991; Eichenseer & Luterbacher, 1992; López-Blanco et al., 2003; Muñoz et al., 2013; carta geologica dell'Istituto Geologico e Minerario di Spagna. Nel riquadro rosso è indicata l'area di studio, compresa tra il Coll de Montllobar e la Val isàbena. La freccia azzurra indica la principale direzione di trasporto del materiale clastico da parte del sistema di drenaggio assiale.*





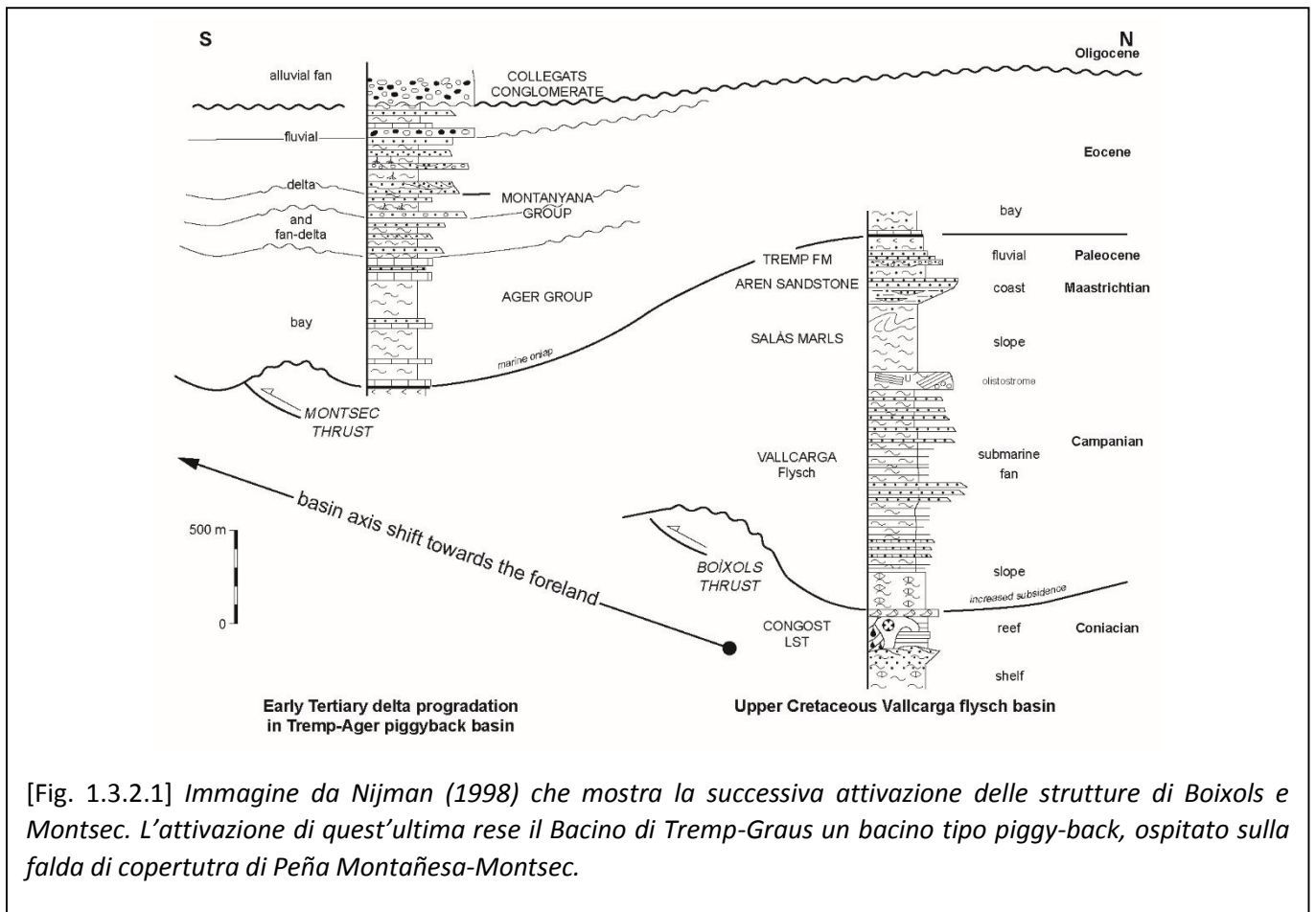
[Fig. 1.3.1.2] La suddivisione stratigrafica proposta in Mutti et al. (1994). Per ogni allogruppo sono indicati anche i principali ambienti deposizionali. Alla successione stratigrafica sono affiancate le maggiori fasi tettoniche che hanno contraddistinto l'evoluzione della catena pirenaica (da Puigdefàbregas et al., 1989). Per riferimenti cronostatigrafici si rimanda all'Allegato 1. La freccia indica l'Allogruppo di Castissent, materia di studio di questa tesi.

### 1.3.2 – Evoluzione (vedasi Schema Cronologico in Allegato 1)

La sinclinale di Tremp-Graus si è sviluppata come bacino autonomo, essenzialmente isolato dal resto dell'avampaese sudpirenaico a partire dall'Eocene inferiore, da quando cioè è avvenuta l'emersione della struttura frontale della falda di copertura di Peña Montañesa-Montsec, nonché bordo meridionale del bacino (Teixell & Muñoz, 2000).

La successione sedimentaria sin-orogena del bacino comprende però anche una spessa successione pre-eocenica, utile per ricostruire l'evoluzione della sequenza piggy-back dei thrust che lo bordano a Nord e a Sud.

La struttura del Boixols è la prima della sequenza piggy-back della Zona sud-pirenaica centrale ad attivarsi [Fig. 1.3.2.1], all'inizio della fase di convergenza Iberia-Europa, nel Cretacico superiore. Secondo Eichenseer & Luterbacher questa morfologia antiforale sarebbe costituita da tre thrust ciechi, enucleatisi in sequenza da Est a Ovest e chiamati rispettivamente San Corneli, Col de Vent e Turbón [Fig. 1.3.1.1], le cui geometrie sembrerebbero indicare che questo inizio di convergenza avvenisse in un contesto trasversivo sinistro. Gli Autori hanno classificato quindi il Bacino di Tremp-Graus come un bacino di pull-apart, almeno per quanto riguarda la sua storia evolutiva cretacea. Più recenti pubblicazioni, tuttavia, tendono a confutare questa ipotesi portando nuovi dati a favore di una compressione iniziata sin dal Santoniano-Campaniano in direzione puramente Nord-Sud (vedi Mouthereau et al., 2014). I primi sedimenti a registrare l'inversione tettonica delle precedenti strutture estensionali affacciate verso Nord sono le torbiditi silicoclastiche della Formazione di Vallcarga, depositatesi in discordanza sui precedenti depositi mesozoici, in un bacino allungato in direzione E-O, con direzione di trasporto verso NO. Fanno parte di questa formazione anche l'Olistostroma di Pumanyons e le Marne di Salas [Fig. 1.3.2.1]. Questi ultimi due membri e le soprastanti Arenarie di Arén costituiscono il Gruppo di Arén di Mutti et al. (1994) [Fig. 1.3.1.2]. Nell'alta Val Ribagorçana, nei pressi di Sopeira, è possibile notare l'aspetto sintettonico della sedimentazione, evidenziato da strutture di crescita negli strati delle Vallcarga. Stesse caratteristiche le mostrano le Arenarie di Arén, che nel complesso rappresentano un cuneo arenaceo di facies deltizie progradante verso O-SO, alimentate da N-NE. Durante questa fase tettono-sedimentaria un più ampio bacino di età pre-campaniana, originariamente aperto verso Nord, viene ridotto ad uno stretto bacino di avampaese aperto verso il Golfo di Biscaglia.



[Fig. 1.3.2.1] Immagine da Nijman (1998) che mostra la successiva attivazione delle strutture di Boixols e Montsec. L'attivazione di quest'ultima rese il Bacino di Tremp-Graus un bacino tipo piggy-back, ospitato sulla falda di copertura di Peña Montañesa-Montsec.

Sui fianchi della sinclinale di Tremp-Graus è possibile notare una discordanza angolare tra il Gruppo di Arén ed il soprastante Gruppo di Tremp-Ager (Mutti et al., 1994). Quest'ultima unità [Fig. 1.3.1.2] registra la deposizione di una spessa successione basale continentale ("Garumniano", Auctt.; Formazione di Tremp di Mey et al., 1968; si rimanda a Gómez-Gras et al., 2016 per una revisione sulla suddivisione litostratigrafica di questi depositi) trasgredita, in relazione eteropica, da sedimenti carbonatici di acqua bassa (Calcari ad Alveoline, Auctt.; Formazione dei Calcari di Cadì di Mey et al., 1968; per un'interpretazione stratigrafico-sequenziale di questi depositi vedasi Eichenseer & Luterbacher, 1992). La parte bassa del Gruppo è costituita da depositi continentali rossi che potrebbero rappresentare l'ultima porzione della fase di highstand del ciclo regressivo di cui fa parte il Gruppo di Arén. Essa infatti è separata dalla restante parte

del Gruppo di Tremp-Ager tramite la discordanza intra-garumniana (Garrido Megias & Rios, 1972). Sopra questa discordanza, ai depositi garumniani sono associati i primi sedimenti grossolani di conoide, provenienti da Nord. Da questo momento in avanti, l'apporto sedimentario da parte di conoidi che bordavano il bacino a Nord diventerà progressivamente sempre più importante, interagendo con il sistema di drenaggio principale assiale, accompagnando la generale migrazione del depocentro verso Sud e verso Ovest, rispecchiando le fasi di sollevamento della catena (Nijman, 1998). La porzione basale dei Calcari ad Alveolina è rappresentata da red-beds e dall'esteso sistema di fan-delta di Claret, in corrispondenza del quale sarebbe situato l'evento PETM (Minelli et al., 2013, cum bibl.). Il Gruppo di Tremp-Ager rappresenta complessivamente un periodo di relativa calma tettonica (anche se i depositi di conoide sopra citati indicano temporanee attivazioni del Boixols) in cui comunque si registra un'importante subsidenza compensata da elevati tassi di sedimentazione. Durante il Paleocene la deformazione dell'avanpaese si era già spinta sino alle Sierra Marginales, dove si erano formati dei blandi piegamenti. In questo contesto, la struttura che poi emergerà come thrust del Montsec era già in sollevamento, separando l'avanpaese in due sub-bacini distinti ma parzialmente connessi: il Golfo di Ager a Sud del Montsec; il bacino di Tremp a Nord (Teixell & Muñoz, 2000). Questa "barriera" ha fatto sì che gli apporti principali ai sistemi fluviali garumniani derivassero essenzialmente da due zone diverse: da Est (Montseny) per la zona di Tremp, da S-SE (Massiccio dell'Ebro) per la zona di Ager (Gómez-Gras et al., 2016). La deposizione del Gruppo di Tremp-Ager termina con un'importante fase di deformazione strutturale legata all'inizio dell'attività parossistica del thrust del Montsec, mentre la prima fase di attivazione della struttura di Boixols era già sigillata.

Dopo la trasgressione dei Calcari ad Alveolina, relazionata alla prima grande fase terziaria di strutturazione della catena (Puigdefabregas et al., 1989), il Gruppo di Fígols (Mutti et al., 1988, 1994) [Fig. 1.3.1.2] registra il ritorno alla sedimentazione silicoclastica. Esso è costituito prevalentemente da sistemi

deposizionali fluvio-deltizi progradanti verso Sud e verso Ovest, che passano transizionalmente verso mare a spesse successioni di piattaforma. Associate sia alle peliti di piattaforma che ai depositi silicoclastici di acqua bassa si osservano anche facies carbonatiche che indicano periodi di scarsi apporti sedimentari e sono interpretate come il prodotto di eventi trasgressivi (Fonnesu, 1984; Mutti et al., 1988, 1994; Carminatti, 1992). Il Gruppo di Figols può essere suddiviso in 4 sequenze deposizionali composite a grande scala (Mutti et al., 1988), delimitate da discordanze angolari progressive ben visibili sui fianchi Nord e Sud della struttura del Montsec in fase di sollevamento. Sui bordi settentrionale e meridionale del Bacino di Tremp-Graus, che erano zone di alto relativo al momento della deposizione, i depositi terrigeni passano lateralmente a litotipi carbonatici di acqua bassa. Caratteristica peculiare dei depositi deltizi delle sequenze Figols 1 e 2 è l'importante rielaborazione ad opera di correnti tidali, particolarmente evidenti nel Golfo di Ager ed in Val Isábena, nelle Arenarie di Roda (Tinterri, 2007). Dalla deposizione del Gruppo di Figols il Bacino di Tremp-Graus diventa un vero e proprio bacino di tipo di piggy-back, trasportato verso Sud sulla Falda di Peña Montañesa- Montsec, rilevato rispetto ai bacini ad Ovest e ad Est, e forse completamente isolato da quest'ultimo (Nijman, 1998; Barnolas & Gil-Peña, 2001).

La serie regressiva ypresiana continua con la deposizione del Gruppo di Castigaleu (Mutti et al., 1988; 1994) [Fig. 1.3.1.2], i cui depositi fluviali si sovrappongono attraverso una discordanza erosiva alle facies deltizie del Gruppo di Figols. Caratteristica sedimentologica peculiare di questa unità sono gli spettacolari affioramenti di facies riconducibili a canali meandriformi, talora influenzati o addirittura dominati da correnti tidali, ad indicare una fase di restringimento del bacino. Nella parte centro-occidentale del bacino prevalgono i depositi deltizi e di prodelta. L'unità registra la deposizione di un sistema fluvio-deltizio che si interdigita, verso Nord e verso Est, con sistemi di conoide alluvionale (conoide di San Esteban in Nijman, 1998). Ad una fase iniziale di progradazione, fa seguito una trasgressione che provoca la deposizione di facies carbonatiche di acque basse nella porzione più distale del bacino. Il Gruppo di Castigaleu rappresenta

una sequenza deposizionale composita a grande scala. Durante il periodo di highstand, concomitantemente con una fase di deformazione tettonica, si manifesta una nuova fase di progradazione dei sistemi deposizionali continentali (Mutti et al. 1996). Per un'estesa descrizione di questo Gruppo si rimanda alla tesi di dottorato di Davoli (1996). È importante indicare che la Formazione di Corça, arenarie principalmente fluviali che costituiscono la porzione superiore della successione del Golfo di Ager, esposte sul fianco Nord dell'omonima sinclinale, dovrebbero essere tempo equivalenti con la successione che a Nord del Montsec va dalla sequenza di Figols 3 al Gruppo di Castissent (Nijman, 1989, 1998; Teixell & Muñoz, 2000). Le strutture sedimentarie in questi depositi mostrano chiaramente paleocorrenti dirette verso Nord, allo stesso modo di come sono dirette nel Gruppo di Castissent nei pressi di Castellnou de Montsec, sul fianco nord dell'anticlinale del Montsec (vedi sotto). Questo indica chiaramente che questa struttura probabilmente non fungeva da vera e propria barriera per i flussi provenienti da S-SE durante l'Ypresiano superiore, ma solo da confinamento parziale (Nijman, 1989, 1998; Teixell & Muñoz, 2000) [Fig. 1.3.3.1].

Il Gruppo di Castissent (Mutti et al., 1988, 1994) [Fig. 1.3.1.2] è l'oggetto di studio di questa tesi, perciò verrà trattato più approfonditamente nei prossimi capitoli. Esso, comunque, registra un importante restringimento del Bacino di Tremp-Graus, associato ad una fase tettonica che porta ad un'importante sollevamento della Zona Assiale retrostante. Questo sollevamento comporta un avanzamento delle falde di copertura, con la messa in posto finale della Falda di Peña Montañesa-Montsec, il cui thrust frontale verrà sigillato dai depositi dello stesso gruppo. Secondo la mappa di Eichenseer & Luterbacher (1992, p. 123), il fronte del Montsec avrebbe una conformazione particolare, che nella sua porzione occidentale si mostrerebbe suddivisa in vari "rami" curvati verso Nord. Questa conformazione strutturale sembrerebbe combaciare con le strutture tracciate da Atkinson (1986) in una sezione geologica passante per l'asse del bacino, le quali avrebbero condizionato la sedimentazione del Gruppo di Castissent. Allo stesso tempo inizia il movimento verso Sud della Falda di Gavarnie-Sierras Marginales, le cui strutture frontali

coincidono con il fronte di accavallamento sud-pirenaico, il quale mette a contatto le coltri alloctone con l'avanpaese autoctono indeformato del Bacino dell'Ebro. Questa fase tettonica comporta una marcata regressione erosiva diretta verso Ovest. La porzione inferiore dell'allogruppo rappresenta un esteso sistema fluviale ad alta energia, tracciabile con impressionante continuità dal Coll de Montllobar alla Faglia de La Foradada (Formazione di Castissent di Nijman & Nio, 1975; vedi anche Nijman & Puigdefabregas, 1978; Friend et al., 1981; Marzo et al., 1988). Sopra questo corpo si sviluppa una successione regressiva che da Est verso bacino mostra depositi di piana alluvionale con isolati corpi fluviali più o meno canalizzati che passano a sistemi deltizi influenzati da correnti tidali e ricchi in fossili di ambiente salmastro. Nella porzione superiore del gruppo un importante apporto grossolano annuncia l'attivazione di sistemi di conoide alluvionale e fan-delta (Conoide di Campanue di Nijman, 1998) che preannunciano l'assetto paleogeografico del Gruppo di Santa Liestra. Questo evento conglomeratico permette di suddividere l'Allogruppo di Castissent in due sistemi deposizionali composti a grande scala, e sarebbe riconducibile ai primi piegamenti delle strutture di Añisclo e Mediano nella Zona di Ainsa (Mutti et al., 1988).

Il Gruppo di Santa Liestra (Mutti et al., 1988) [Fig. 1.3.1.2] rappresenta le fasi finali dello riempimento del Bacino di Tremp-Graus. I sistemi di conoide alimentati dalla Zona Assiale ancora in forte sollevamento in questa fase predominano sul sistema fluviale assiale, relegato nella zona più meridionale del bacino. Questi sistemi passano sottocorrente a depositi conglomeratici, arenacei e pelitici di acqua bassa e di piattaforma. Questi depositi passano ulteriormente verso Ovest a facies pelitiche di scarpata risedimentate. Il gruppo può essere suddiviso in quattro sequenze deposizionali composite a grande scala (Mutti et al. 1988; Crumeyrolle, 1987). Il gruppo viene trattato in maniera dettagliata in Crumeyrolle & Mutti (1986), dove vengono messe in evidenza alcune strutture minori parallele all'asse del bacino che condizionavano la sedimentazione.

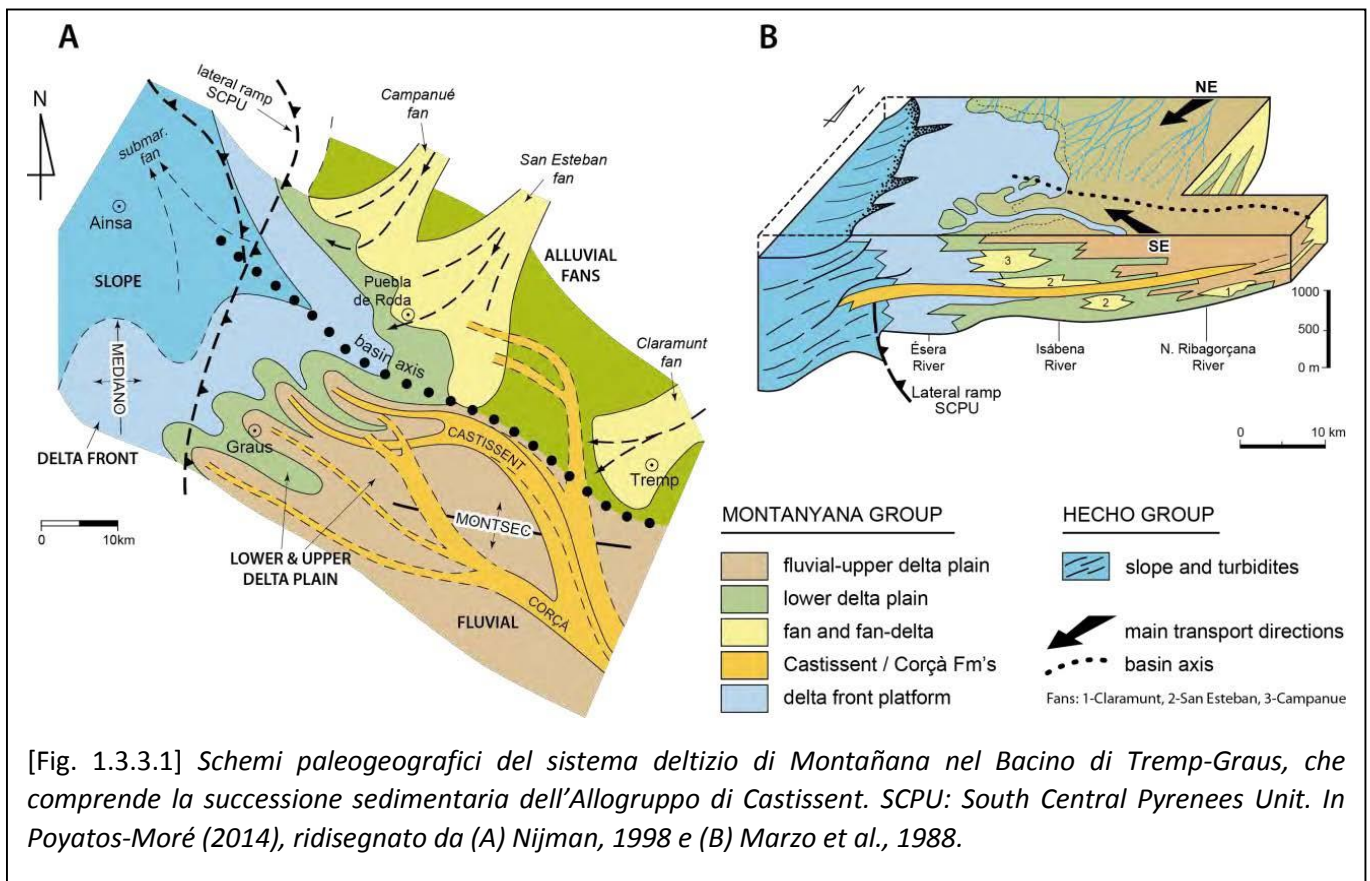
La deposizione del Gruppo di Campodarbe (Mutti et al., 1988) segna il completo riempimento del Bacino di Tremp-Graus ed il passaggio del depocentro principale al Bacino dell'Ebro (Il passaggio da Bacino Interno a Bacino esterno di Mutti et al., 1985, coincidente con la “transgressione Biarritziana” di Puigdefabregas, 1975). Il gruppo è quasi interamente costituito da sistemi di conoide alluvionale cui talora si intercalano carbonati lacustri. Questi sistemi passano verso sud a facies fluviali e lacustri, con occasionali rielaborazioni tidali. Verso Ovest, nella Zona di Ainsa, passano a depositi marini in cui si può notare un forte controllo sinsedimentario da parte delle anticlinali di Mediano e Boltaña.

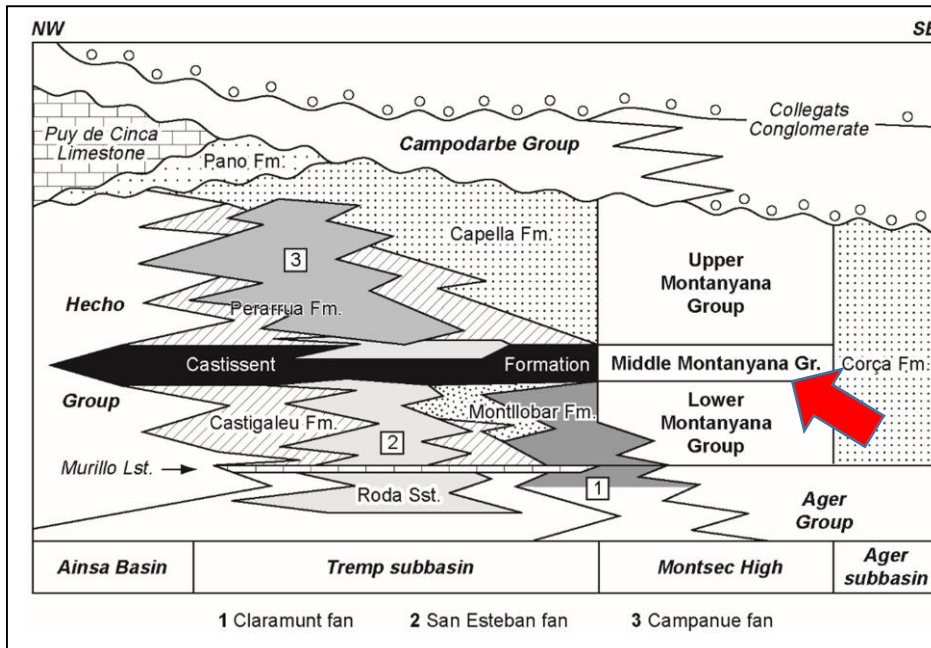
Nel Rupeliano superiore termina l'avanzamento al fronte delle Sierras Marginales. Da questo momento in poi la deformazione si ridistribuirà verso l'interno, con attivazioni fuori sequenza delle strutture precedenti registrate dai conglomerati sin-tettonici a partire dal Priaboniano superiore (Teixell & Muñoz, 2000). Le Sierras Marginales si sono riattivate tra il Rupeliano e l'Aquitaniense mentre il thrust del Montsec si riattiva sicuramente nel Rupeliano, forse già nel Priaboniano, per raggiungere la conformazione attuale. Il thrust del Boixols mostra segnali di riattivazione già nell'Eocene medio, anche se la maggior fase di deformazione tardiva, che include anche lo sviluppo di back-thrust a ridosso della Zona Assiale, è contemporanea alla sedimentazione dei conglomerati di conoide di Pobla de Segur, nell'Oligocene inf. (Mellere & Marzo, 1992).

### 1.3.3 – Il Delta di Montañana

La successione sedimentaria del Bacino di Tremp-Graus compresa tra i Carbonati di Morillo (tetto delle Arenarie di Roda) e i Carbonati di Pano o Escanilla (tetto Formaz. di Capella) viene chiamata Gruppo di Montanyana (o Delta di Montanyana) da Nijman & Nio (1975) e Nijman (1998) [Fig. 1.3.3.1]. Gli Autori, mantenendo la nomenclatura litostratigrafica classica [Fig. 1.3.3.2], hanno correlato litofacies eteropiche a

formare “elementi architettonici” e suddiviso la successione in sequenze deposizionali a grande scala definite ognuna da un cuneo deltizio progradante ed associata fase di on-lap. Talora i limiti di sequenza sono evidenziati da superfici erosive. Ogni sequenza deposizionale a grande scala può essere suddivisa in numerose sequenze di ordine inferiore, paragonabili a parasequenze. Gli Autori arrivano a conclusioni importanti riguardo i rapporti tra tettonica e sedimentazione, proponendo un sofisticato modello di evoluzione del bacino, che tiene conto dei vari sistemi di dispersione del sedimento (costiero, fluviale, conoidi) e dell’interazione tra gli effetti tettonici, eustatici e climatici (vedi anche Clevis et al., 2004).



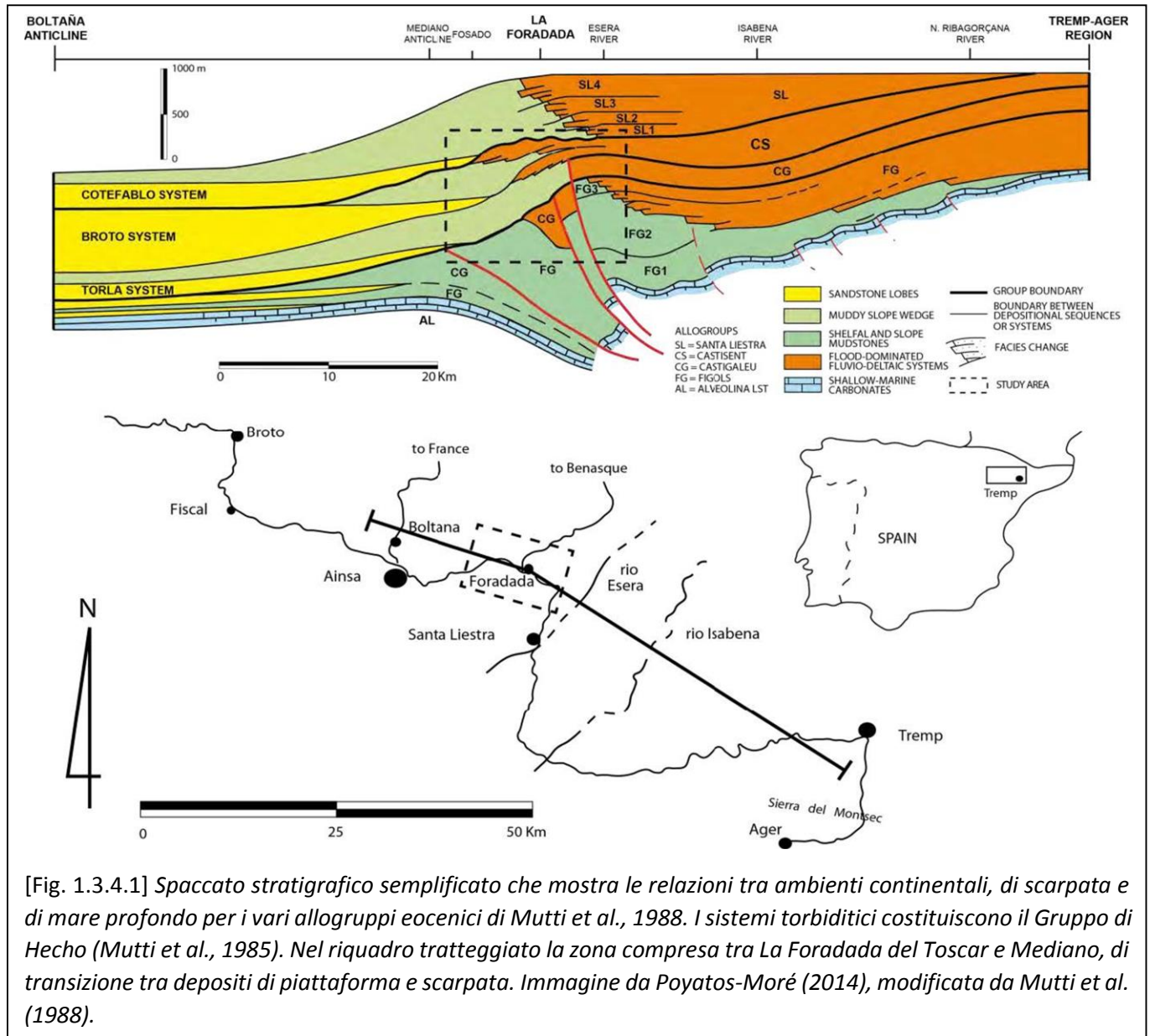


[Fig. 1.3.3.2] La suddivisione litostratigrafica di Nijman & Nio (1975) in Nijman (1998). L'Allogruppo di Castissent di Mutti et al. (1988) consiste nella Formaz. di Castissent e nelle porzioni inferiori delle formazioni di Perrarua (marino) e Capella (continentale) e del sistema di conoide di Campanue.

#### 1.3.4 – Il limite occidentale: la Zona di Ainsa

A partire dalla deposizione dei Calacari ad Alveolina, ubiquitari almeno per quanto riguarda i bacini sud-pirenaico occidentale e centrale, i limiti inconformi dei gruppi citati possono essere seguiti, grazie soprattutto all'interpretazione di foto aeree (Sgavetti, 1992, 1993; vedasi anche Mutti et al., 1988), verso occidente, attraverso la Zona di Ainsa, fino al bacino torbido di Jaca (Bacino di Jaca-Pamplona in Mutti et al., 1972) [Fig. 1.3.4.1]. La successione di mare profondo correlabile con i depositi continentali e di piattaforma del Bacino di Tremp-Graus prende il nome di Gruppo di Hecho (Mutti et al., 1972, 1985). Il bacino sud-pirenaico è quindi diventato molto importante per la possibilità di studiare vari tipi di sistemi deposizionali direttamente sul terreno, correlando per molti chilometri le unità stratigrafiche, anche attraverso le variazioni di facies (si può togliere). L'importanza dei depositi prossimali del Bacino di Tremp come sorgente di sedimento per le torbiditi del Gruppo di Hecho è stata messa in dubbio dallo stesso Mutti (2014), ipotizzando un maggior apporto da S-SE, attraverso una zona di alimentazione ora probabilmente sepolta sotto la coltre di sedimenti post-orogenici dei fronti sud-pirenaici più esterni. Un apporto verso

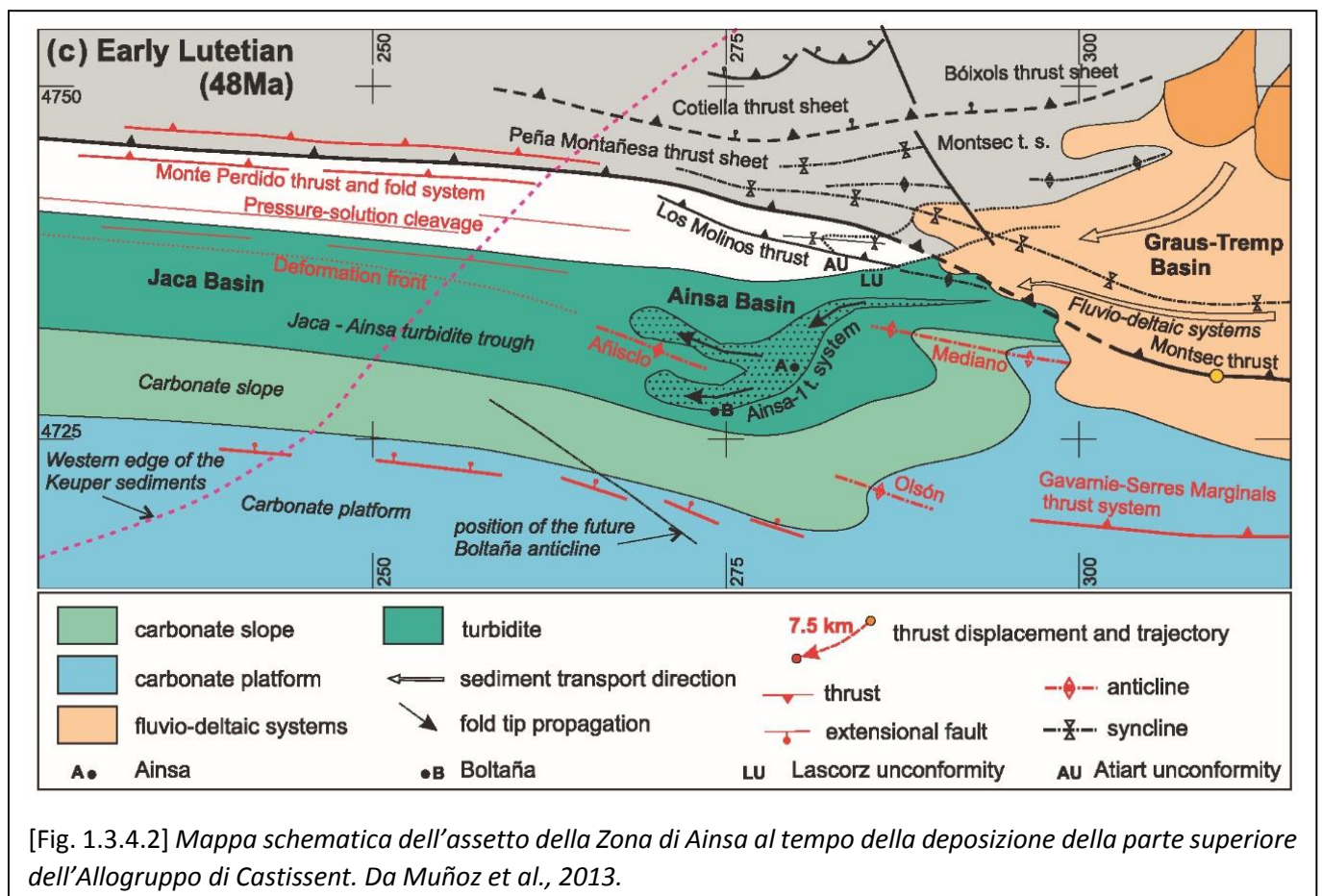
Ovest da parte dei soli e relativamente piccoli sistemi deltizi del Bacino di Tremp-Graus non spiegherebbe, infatti, gli ingenti volumi di sedimento preservati nel Bacino di Jaca, tenendo presente che andrebbe tenuto in conto anche un parziale confinamento del primo da parte di strutture attive nella Zona di Ainsa.



[Fig. 1.3.4.1] Spaccato stratigrafico semplificato che mostra le relazioni tra ambienti continentali, di scarpata e di mare profondo per i vari allogruppi eocenici di Mutti et al., 1988. I sistemi torbiditici costituiscono il Gruppo di Hecho (Mutti et al., 1985). Nel riquadro tratteggiato la zona compresa tra La Foradada del Toscar e Mediano, di transizione tra depositi di piattaforma e scarpata. Immagine da Poyatos-Moré (2014), modificata da Mutti et al. (1988).

Nella Zona di Ainsa si ha il passaggio verso occidente da depositi deltizi a depositi di scarpata, oltre che una geomorfologia strutturale in continua evoluzione sinsedimentaria (Muñoz et al., 2013). La zona è famosa per i modelli sedimentari sui sistemi torbiditici ed i relativi sistemi fluvio-deltizi e di piattaforma

carbonatica (Mutti et al., 1988). Il piegamento progressivo in questa zona è iniziato nel primissimo Luteziano [Fig. 1.3.4.2], di concerto con il movimento del thrust di basamento di Gavarnie, collegato alle Sierras Marginales (Séguret, 1972; Fernández et al., 2012). Contrariamente a quanto storicamente pensato, la Zona di Ainsa non rappresenta la rampa laterale occidentale della South Pyrenean Central Unit (sensu Séguret, 1972) in quanto i piegamenti si formano sulla falda di Gavarnie, che è la naturale continuazione verso ovest delle Sierras Marginales, e soggiace la falda di Montsec.



Durante la sedimentazione del Gruppo di Castissent l'attività tettonica era concentrata al bordo occidentale del bacino, dove il sistema a pieghe e thrust di La Fueba (o Arro) [Fig. 1.3.1.1] si stava evolvendo in sequenza piggy-back, come rampa di collegamento tra il thrust del Montsec e il thrust di Peña Montañesa

[Fig. 1.3.4.2]. Ognuno dei thrust principali ha la sua relativa discordanza erosiva: i thrust di Atiart e Los Molinos hanno, rispettivamente, le superfici di Atiart (correlabile con la base dell'allgruppo) e di Charo-Lascorz (probabilmente correlabile con l'evento CS2) (Mutti et al., 1988). Attiva in questo periodo era anche la Faglia de La Foradada, limite occidentale del Bacino di Tremp-Graus [Fig. 1.3.1.1].

La fase di attività parossistica del thrust del Montsec predata l'inizio delle deformazioni nella Zona di Ainsa. Questo thrust, infatti, è sigillato da depositi di età Ypresiano sup. (Soler-Sampere & Garrido, 1970; Garrido-Megías, 1973), mentre le strutture di crescita ai bordi dell'Anticlinale di Mediano mostrano un inizio di crescita della stessa databile al Luteziano inf. (Poblet et al., 1998). L'Anticlinale di Boltaña, invece, inizia la sua crescita nel Luteziano medio, il che significa che non poteva fungere da barriera topografica durante la precedente deposizione di facies di scarpata (Puigdefàbregas, 1975; Mutti et al., 1985, 1988).

## 2 - METODOLOGIA

### 2.1 - INTRODUZIONE

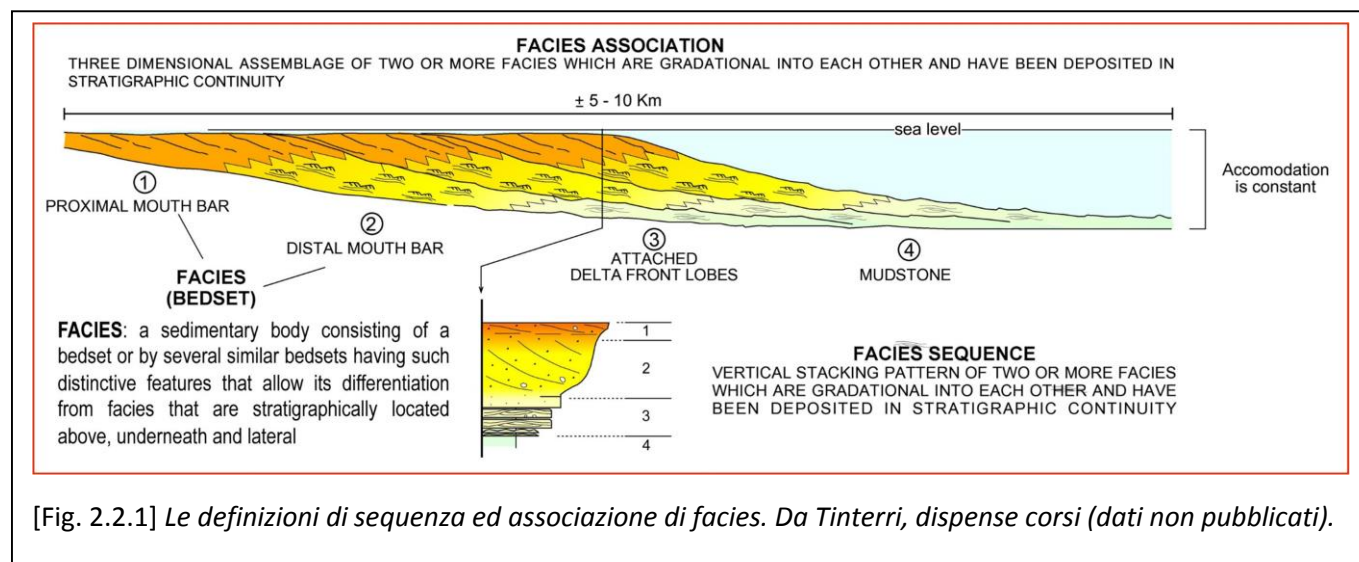
Il lavoro di Dottorato è stato svolto essenzialmente sul terreno, utilizzando le classiche metodologie della stratigrafia fisica e dell'analisi di facies. Le caratteristiche esaminate sono quelle che si possono riconoscere macroscopicamente direttamente dall'esame degli affioramenti, quindi di tipo litologico (granulometria, composizione, geometrie interne) e macropaleontologico, nonché le relazioni geometriche tra i corpi sedimentari. L'acquisizione del dato si è basata su un'osservazione il più possibile oggettiva dei corpi rocciosi, a partire dalla scala della singola lamina, sino a quella dei pacchi di strati, in modo da riconoscerne le facies caratterizzanti e le loro relazioni laterali e verticali. La stratigrafia si è basata sulla misurazione di 36 sezioni stratigrafiche di dettaglio, consci del fatto che, prima di poter proporre qualsiasi interpretazione stratigrafico-sequenziale e di avanzare nuovi modelli di facies che abbiano un effettivo valore scientifico, sia necessaria la costruzione di un'impalcatura stratigrafica solida, di elevato dettaglio, basata su correlazioni di superfici fisiche ed intervalli-guida che siano il più possibile chiare ed incontrovertibili. Un aiuto importante in questo senso è arrivato dall'interpretazione di foto aeree b/n che, data la modesta copertura vegetale dell'area studiata, ha permesso di seguire le principali superfici fisiche significative per l'intero bacino, laddove la normale osservazione alla scala dell'affioramento avrebbe potuto non essere efficace. Di seguito, sia sul terreno sia alla scrivania, si è proceduto all'interpretazione dei dati in chiave di facies, associazioni e sequenze di facies, in modo da risalire ai processi sedimentari e agli ambienti deposizionali, suddividendo la successione sedimentaria seguendo l'impostazione gerarchica delle unità stratigrafico deposizionali introdotta da Bosellini et al. (1989) (vedasi anche Campbell, 1967).

## 2.2 - LE UNITÀ STRATIGRAFICO DEPOSIZIONALI ED IL CONCETTO DI FACIES

Il concetto di facies va oltre quello di unità litostratigrafica. Come da definizione dell'International Stratigraphic Guide (Salvador, 1994), la litostratigrafia è quella branca della stratigrafia che si occupa di suddividere e gerarchizzare le successioni rocciose in unità formali distinte sulla base della loro litologia e dei rapporti stratigrafici reciproci; l'unità litostratigrafica risulta quindi essere un corpo roccioso separabile da quelli adiacenti in base alle caratteristiche litologiche ed alla posizione stratigrafica. Ne consegue che concorrono alla definizione di un'unità litostratigrafica solo caratteri fisici, facilmente riconoscibili sul terreno.

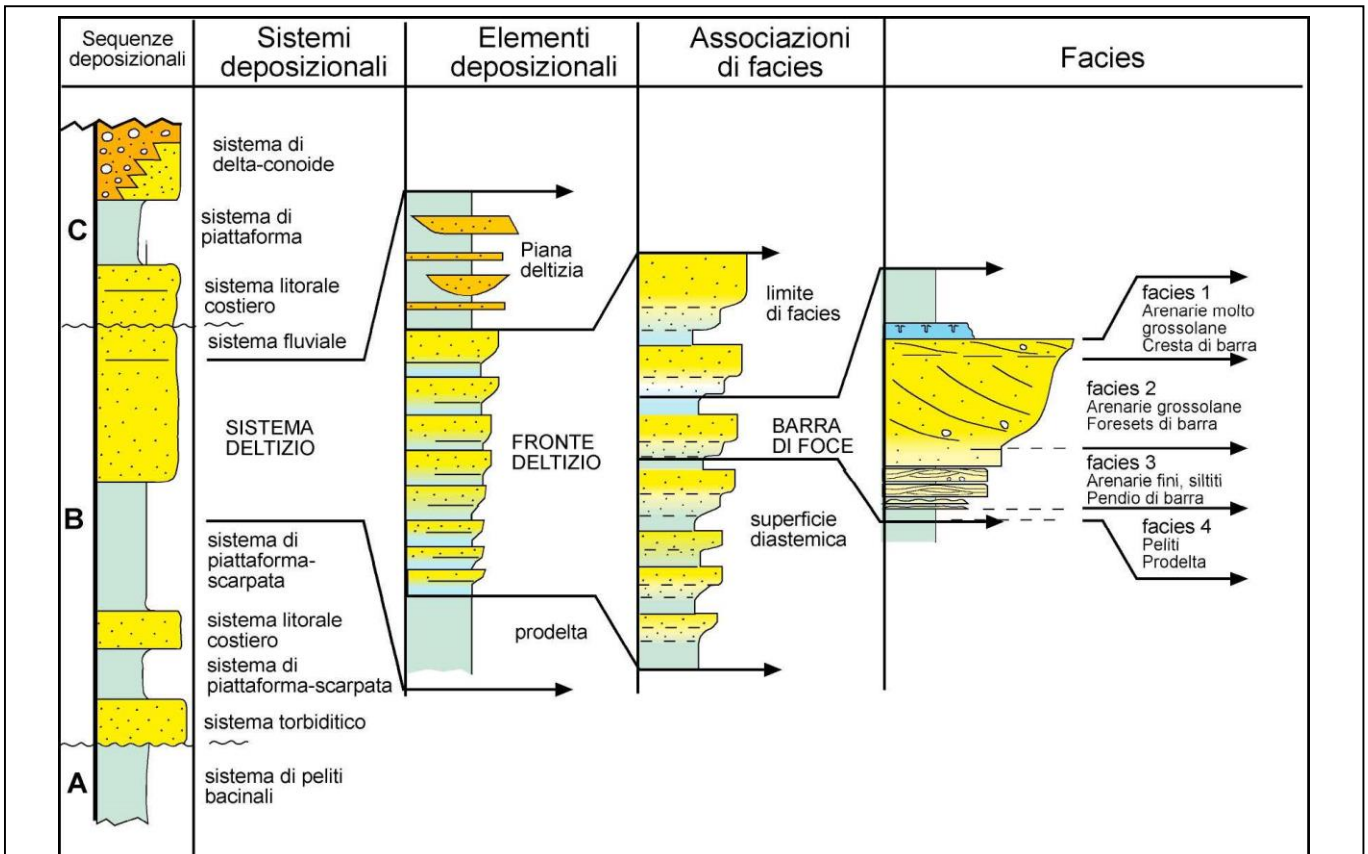
Le unità stratigrafico-deposizionali introdotte da Mutti (in Bosellini et al., 1989), seppur per larga parte coincidenti con quelle litostratigrafiche, si differenziano da quest'ultime perché riflettono una lettura più approfondita del corpo roccioso, basata sull'interpretazione degli ambienti e dei processi deposizionali in esso registrati. In questa ottica, una facies può essere definita come "l'insieme dei caratteri fisici di un pacco di strati legati ad un ben definito processo (o processi) sedimentario" (Mutti in Ricci Lucchi, 1980). Il concetto di facies, quindi, implica anche una connotazione genetica del deposito sedimentario. Walker (1984) e Bosellini et al. (1989) sottolineano quanto sia importante che la facies rimanga un'unità essenzialmente descrittiva e che la sua interpretazione sia limitata, almeno per quanto riguarda i depositi fossili, ai meccanismi di trasporto e deposizione che possono essere desunti con ragionevole certezza dalle sue strutture deposizionali, attraverso un'accurata analisi sedimentologica. Dalla facies, quindi, si può risalire al processo di sedimentazione ma non all'ambiente di formazione. L'interpretazione ambientale è un passo ulteriore che andrebbe fatto soltanto ad una scala gerarchica più alta, nell'ambito delle associazioni di facies e di un confronto con gli ambienti attuali.

Di conseguenza, per associazione di facies si intende l'espressione tridimensionale di due o più facies attigue, rispettanti la Legge di Walther (1894), a costituire un ambiente deposizionale. La sua espressione verticale è rappresentata dalla sequenza di facies [Figg. 2.2.1-.2-.3].

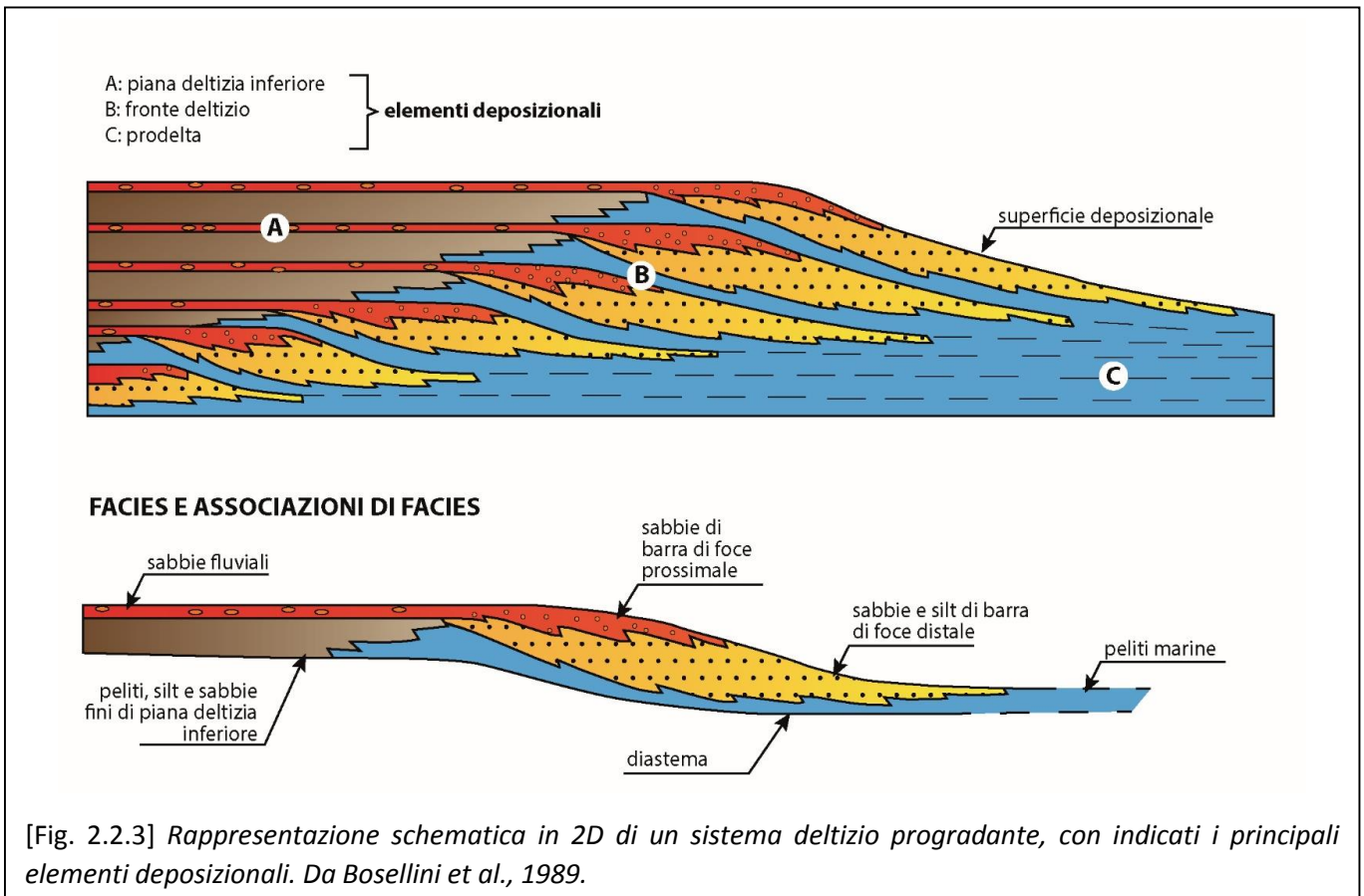


[Fig. 2.2.1] Le definizioni di sequenza ed associazione di facies. Da Tinterri, dispense corsi (dati non pubblicati).

Le unità stratigrafico-deposizionali, dalla grande alla piccola scala, sono state suddivise in maniera gerarchica nel seguente modo: sequenze deposizionali, sistemi deposizionali, elementi deposizionali, associazioni di facies, facies [Fig. 2.2.2-.3].

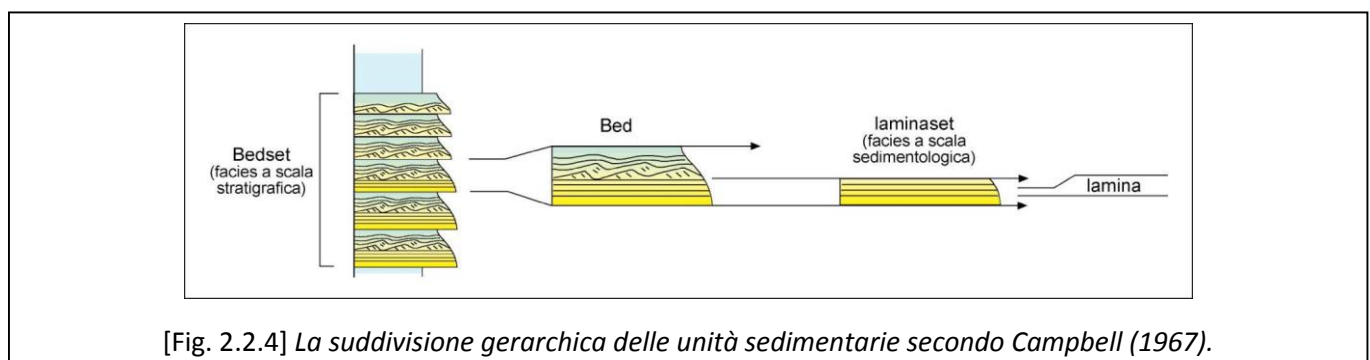


[Fig. 2.2.2] La suddivisione gerarchica delle unità stratigrafico-deposizionali. Da Bosellini et al., 1989.



[Fig. 2.2.3] Rappresentazione schematica in 2D di un sistema deltizio progradante, con indicati i principali elementi deposizionali. Da Bosellini et al., 1989.

La facies assume significati diversi a seconda della scala a cui si lavora. In studi stratigrafici a scala regionale una facies può essere rappresentata da un pacco di strati (bedset) o più pacchi di strati simili. Nel caso di studi di dettaglio di carattere sedimentologico, un pacco di lamine (laminaset) con caratteristiche simili all'interno di uno strato può essere definito una facies a scala sedimentologica. Per lamina si intende la più piccola unità stratale che può essere riconosciuta ad occhio nudo, per strato invece un'unità sedimentaria che può essere costituita da uno o più laminaset e/o lamine e che, almeno per quanto riguarda la maggior parte dei sedimenti arenacei, materializza un unico evento sedimentario (vedasi il concetto di strati semplici di Bosellini et al. 1989; vedasi anche Campbell, 1967) [Fig. 2.2.4].



[Fig. 2.2.4] La suddivisione gerarchica delle unità sedimentarie secondo Campbell (1967).

Nella sua forma più semplice ed oggettiva, una facies può essere riconosciuta sul terreno come un corpo sedimentario sviluppato tipicamente su spessori metrici e caratterizzato da attributi fisici che lo differenziano rispetto ai sedimenti che gli sono associati sia verticalmente che lateralmente. Questi attributi sono: (1) litologia e tessitura; (2) geometria e spessore degli strati; (3) strutture deposizionali all'interno degli strati; (4) strutture organiche; (5) presenza di tendenze evolutive verticali in determinati caratteri. Così definita, la facies è nella maggior parte dei casi un'unità di facile individuazione. Quando si osserva da una certa distanza una successione di sedimenti si può notare come l'erosione differenziale, in effetti, metta essenzialmente in evidenza facies che si differenziano per la loro differente litologia (litofacies).

Le caratteristiche stesse delle litofacies ne permettono una facile correlazione e mappatura, non solo su terreno, ma anche, se di spessore adeguato, da foto aeree, log di pozzo e linee sismiche ad alta risoluzione.

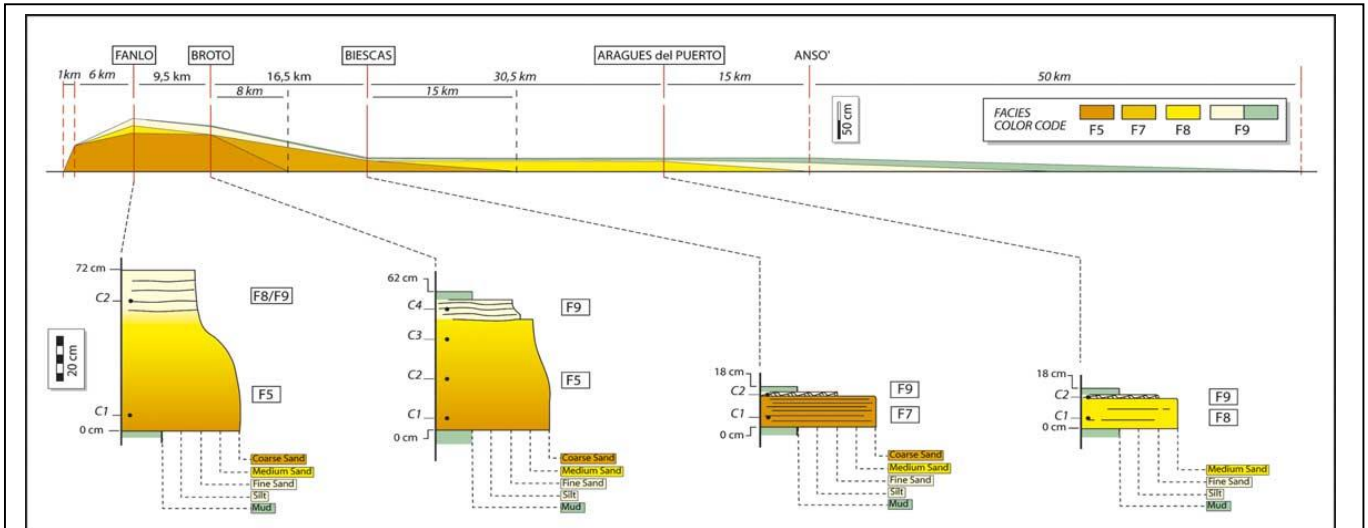
### 2.3 - ANALISI DI FACIES E CICLICITÀ SEDIMENTARIA

Una volta determinati i principali processi che formano le varie facies, un'associazione di facies può essere vista come il prodotto sedimentario di processi geneticamente legati tra loro e che operano in uno specifico ambiente sedimentario, seguendo il già citato Principio di Walther. Questa metodologia implica che ogni ambiente possa essere a sua volta suddiviso in sub-ambienti, geograficamente distinti tra loro, ognuno dei quali è caratterizzato da specifici processi deposizionali e, di conseguenza, da una ben determinata facies.

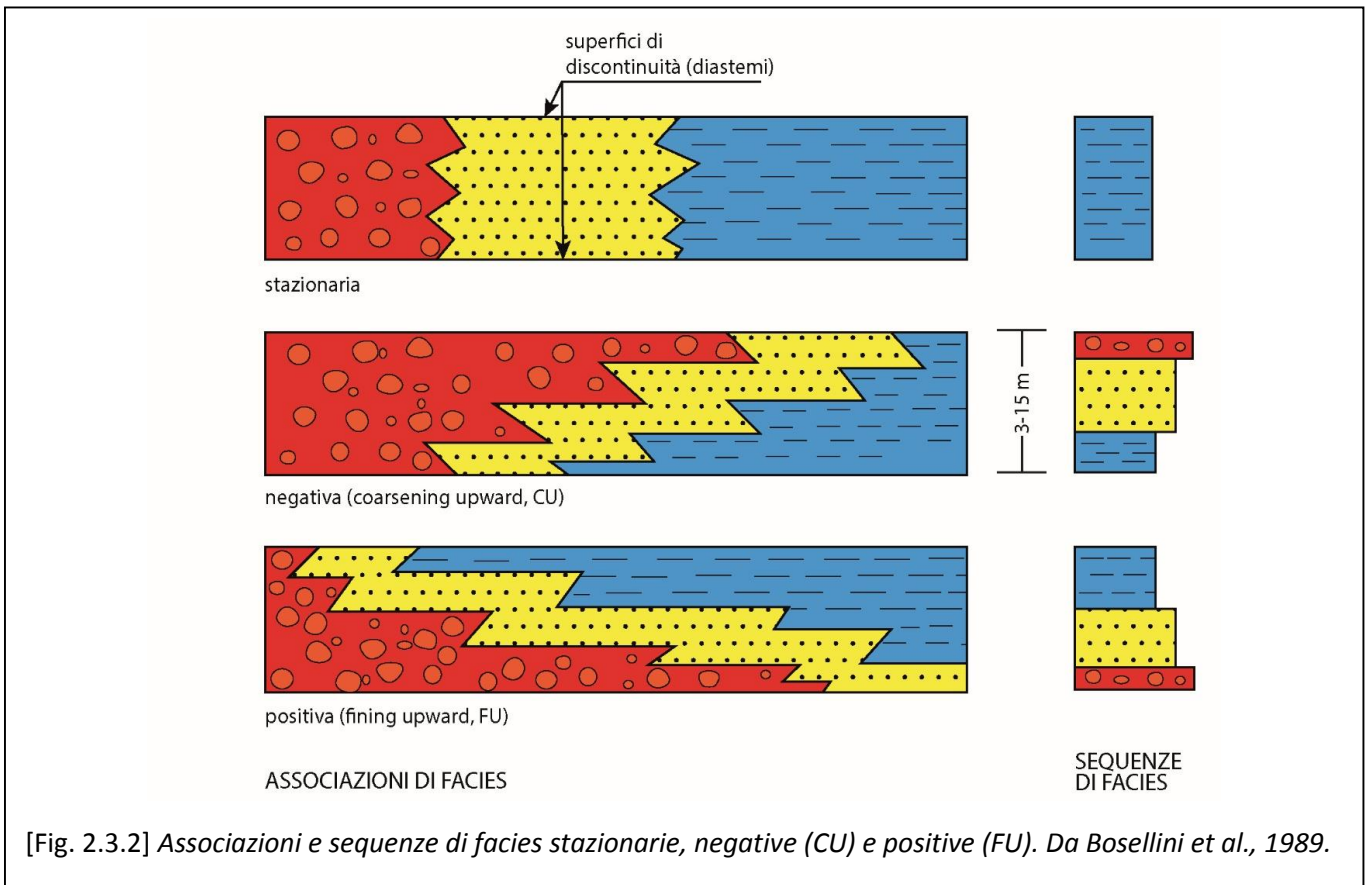
Se si prendono in considerazione le variazioni laterali che avvengono all'interno di un'associazione di facies (più pacchi di strati secondo Campbell 1967), allora si può parlare di tratto di facies (*facies tract*), definito come l'insieme delle facies geneticamente legate tra di loro che registra l'evoluzione sottocorrente della deposizione di sedimento da parte di uno o più eventi sedimentari come possono essere i flussi gravitativi di sedimento (Tinterri et al., 2003) [Fig. 2.3.1]. L'utilità dei *facies tract* è considerevole se applicata all'esplorazione per gli idrocarburi, in quanto sono essi schemi potenzialmente in grado di predire nello spazio la posizione delle singole facies che li costituiscono. I tratti di facies possono essere costruiti a partire da affioramenti lateralmente piuttosto estesi, nei quali sia possibile seguire direttamente le variazioni di facies sottocorrente, ma anche ovviamente a partire da sequenze di facies, per i motivi già spiegati.

Nel tempo, un'associazione di facies può rimanere stazionaria, quando i limiti dei vari sottoambienti e quindi delle facies non mutano reciprocamente; in questo caso, per ogni verticale, si avrà espressa un'unica facies. Se i limiti delle varie facies che costituiscono un'associazione migrano nel tempo si avrà lo sviluppo verticale di una sequenza di facies, che può mostrare, dal basso verso l'alto, una tendenza verso sedimenti

sempre più grossolani (coarsening upward) o verso sedimenti sempre più fini (fining upward). In generale, un tendenza CU può indicare una progradazione dei sistemi terrigeni o regressione della linea di costa, una tendenza FU indica una retrogradazione o una trasgressione [Fig. 2.3.2].



[Fig. 2.3.1] Esempio di facies-tract, in questo caso relativo ad una corrente di torbida ad alta efficienza. Da Tnterri et al., 2003.

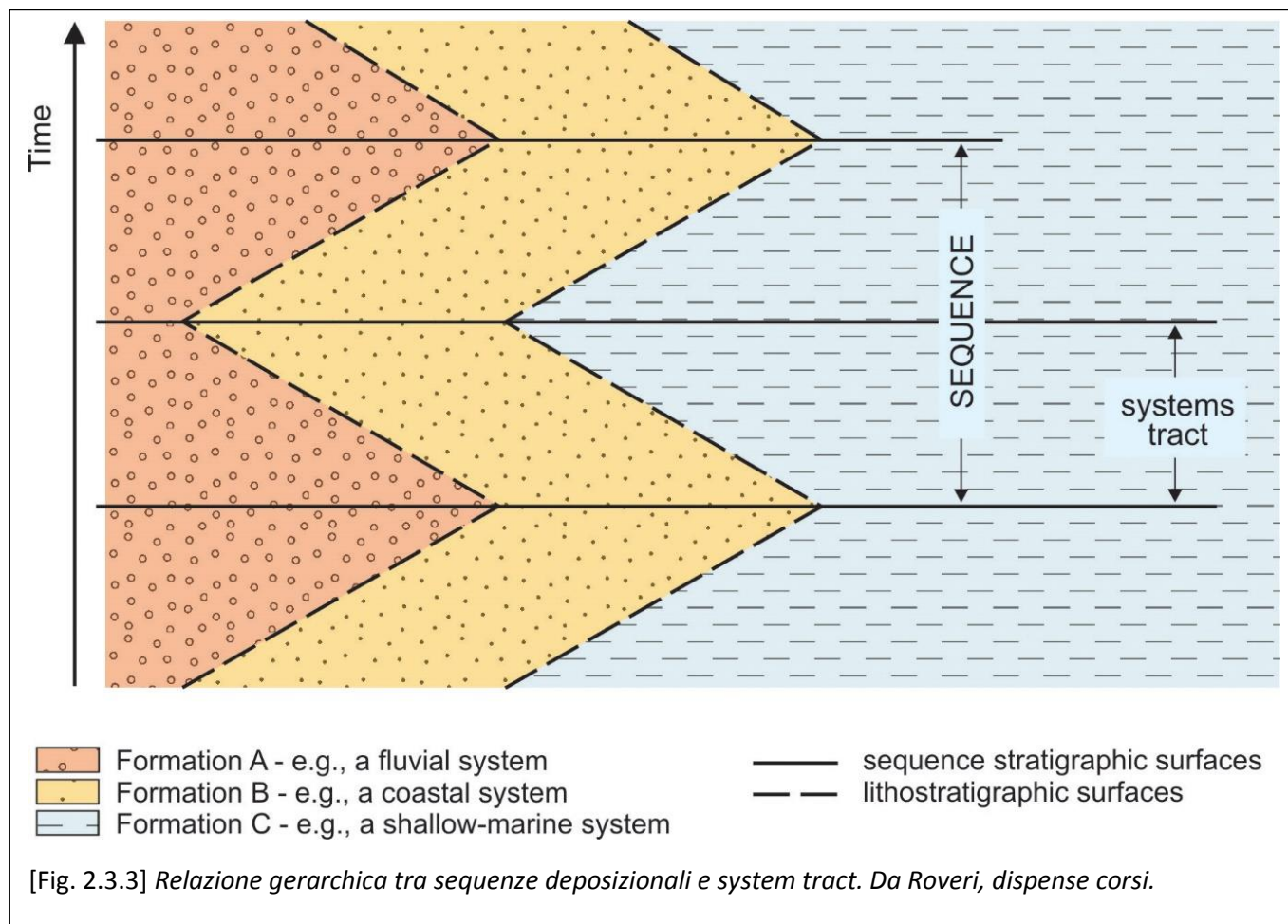


[Fig. 2.3.2] Associazioni e sequenze di facies stazionarie, negative (CU) e positive (FU). Da Bosellini et al., 1989.

L'osservazione del record sedimentario permette di notare come queste sequenze di facies si ripetano verticalmente, nel tempo, con ciclicità a diversa scala. Questa ciclicità, in ultima analisi, è interpretabile in chiave di variazioni relative del livello del mare (livello di base) a varia frequenza, cioè di cicli trasgressivo-regressivi che determinano uno spostamento dei sistemi deposizionali nel corso del tempo. Le migrazioni del livello di base sono dovute a varie concause: eustatismo, tettonica, clima.

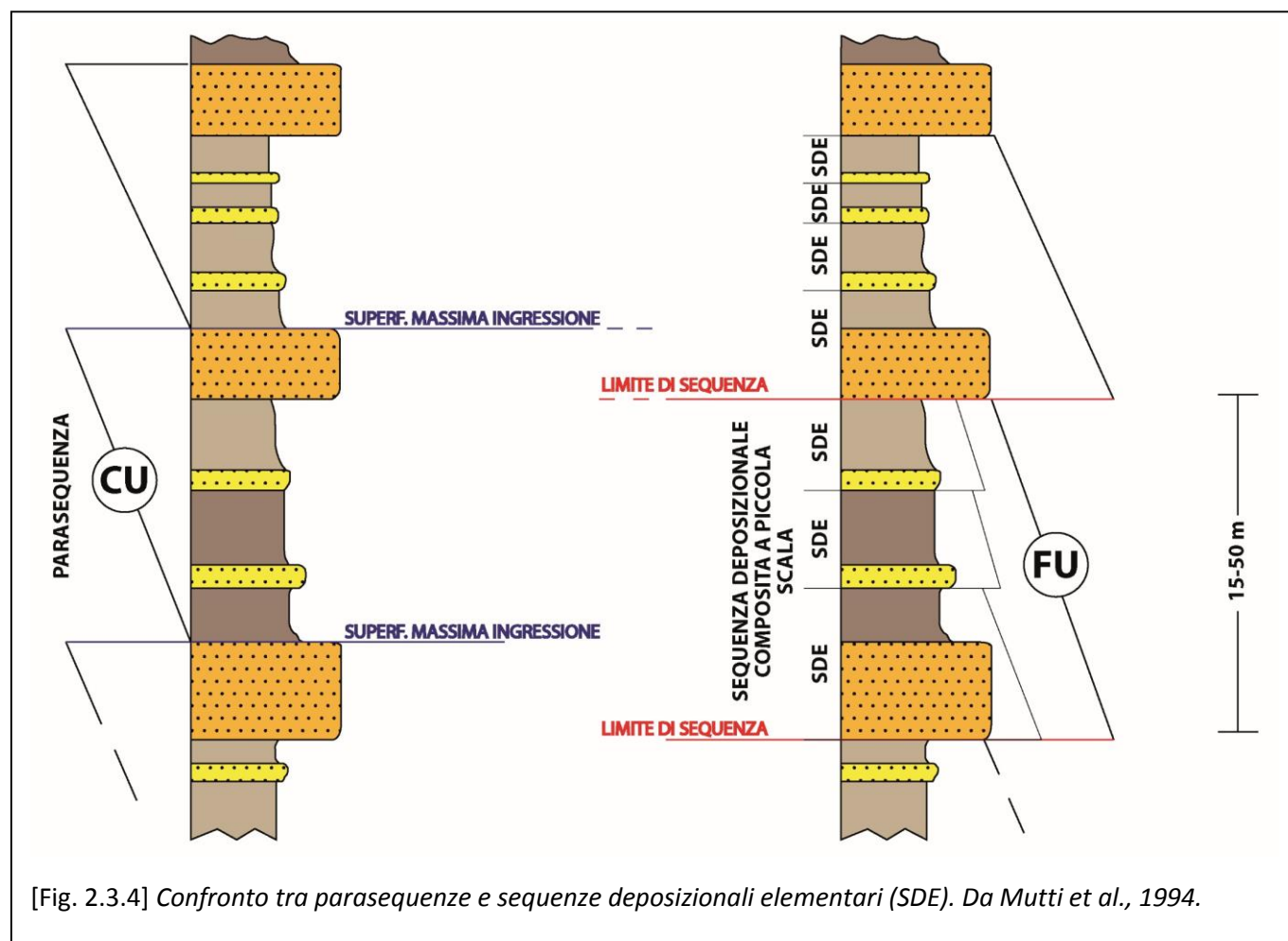
L'analisi delle facies su profili verticali assume anche il nome di "analisi sequenziale" (Bosellini et al., 1989). Essa, infatti, permette di suddividere una successione sedimentaria in quelle che sono le unità fondamentali dell'organizzazione gerarchica stratigrafico sequenziale, cioè le sequenze deposizionali (Posamentier et al., 1988) che, come già accennato, non sono altro che le unità stratigrafico deposizionali di rango più alto. Ogni sequenza deposizionale rappresenta un ciclo completo di variazione relativa del livello di base ed è delimitata da superfici che marciano l'inizio della caduta dello stesso (discordanze e relative superfici di conformità). Essa è costituita dalla successione di un certo numero di sistemi deposizionali (es.: delta, pianure alluvionali, ecc.), i quali sono a loro volta costituiti da una serie di elementi deposizionali (ambienti, es.: fronte deltizio, canali, ecc.). In particolare i system-tracts sono un insieme di sistemi deposizionali legati tra di loro in quanto depositi in un ben determinato tratto della curva eustatica (Brown & Fischer, 1977) [Fig. 2.3.3].

Il vantaggio di questo modo di vedere la stratigrafia è che i vari corpi rocciosi così individuati sono tra loro legati, all'interno di uno stesso bacino, da una stretta logica deposizionale che facilita grandemente la comprensione degli originari rapporti di sedimentazione, sia in superficie che nel sottosuolo (Bosellini et al., 1989).



Le successioni sedimentarie sinorogeniche dei Pirenei centro-meridionali mettono ben in evidenza i diversi ordini di ciclicità che regolano le sequenze deposizionali (Mutti, 1989; Mutti et al. 1994). La ciclicità di più alta frequenza è definita essenzialmente da coppie arenaria-pelite di spessore decametrico delimitate da superfici di inconformità, la cui organizzazione interna è caratterizzata da una parte basale progradante, costituita da litofacies relativamente grossolane, una parte intermedia che registra una fase di retrogradazione degli stessi depositi basali e, infine, da un'unità prevalentemente pelitica. Queste coppie registrano pertanto un ciclo regressivo-trasgressivo che può essere visto come il più piccolo ciclo di variazione del livello di base riconoscibile sul terreno e, pertanto, sono state chiamate sequenze deposizionali elementari (SDE o, in inglese, EDS di Mutti, 1989; Mutti et al., 1994, 1996, 2000). L'espressione delle

SDE è particolarmente chiara nelle aree marino marginali, soprattutto in ambiente deltizio, dove lo spazio di accomodamento è sufficiente per permetterne lo sviluppo completo. Le SDE sono comunque le unità più facilmente riconoscibili anche in ambiente alluvionale. In ambiente subaereo le SDE sono sicuramente meglio individuabili rispetto alle parasequenze (Catuneanu, 2002), che ne possono essere paragonabili per ordine di ciclicità, ma sono delimitate da superfici di ingressione marina, difficilmente tracciabili a monte del punto di equilibrio (vedasi Mutti, 1990; Mutti et al. 1994) [Fig. 2.3.4]. L'origine delle SDE nei sistemi fluvio-deltizi è attribuibile soprattutto a ciclicità climatiche ad alta frequenza che agiscono sull'attivazione e disattivazione dei sistemi fluviali. Numerosi studi di terreno dimostrano come le SDE registrino intervalli di tempo geologico paragonabili ai cicli astronomici ad alta frequenza di Milankovic del 4° e 5° ordine.



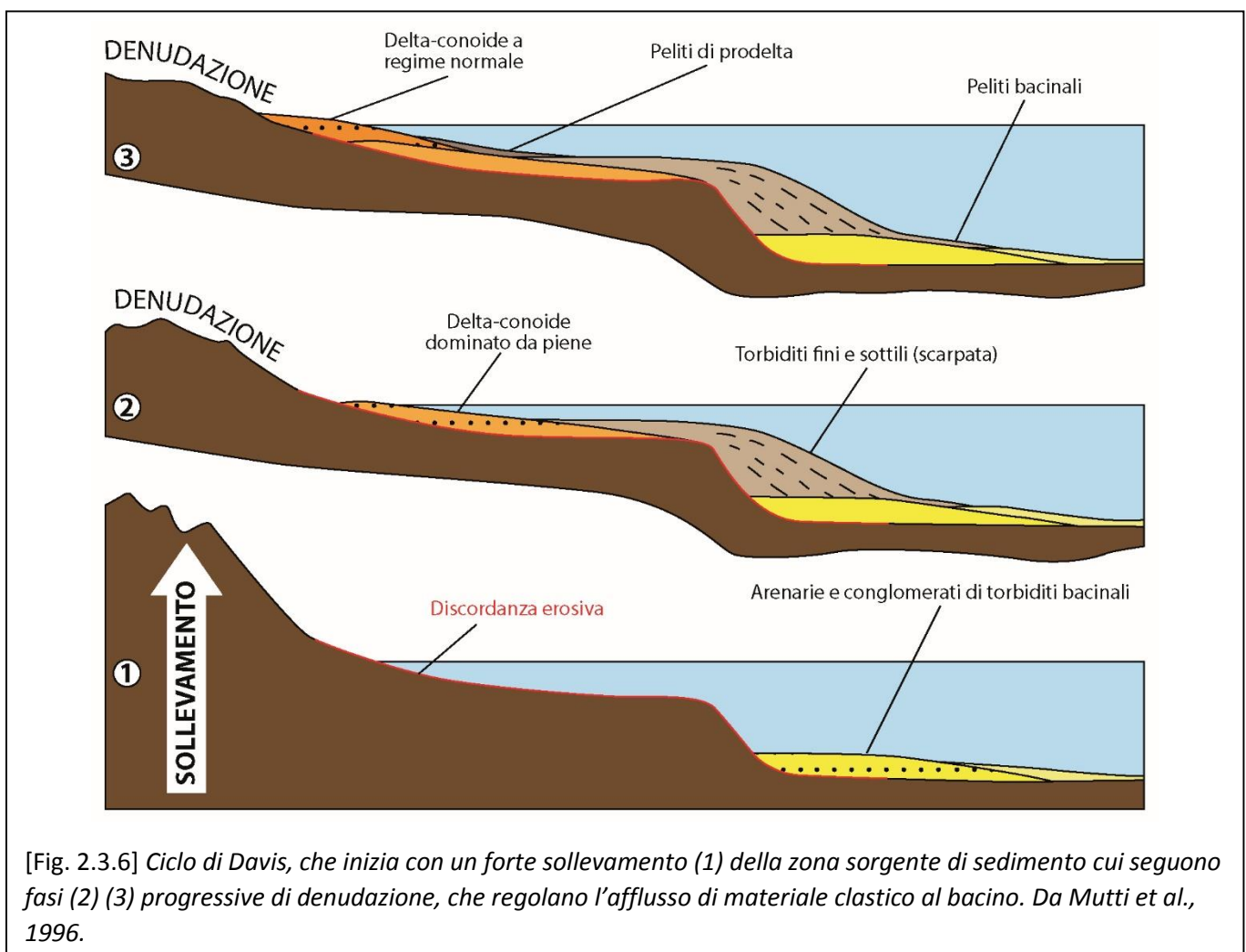
[Fig. 2.3.4] Confronto tra parasequenze e sequenze deposizionali elementari (SDE). Da Mutti et al., 1994.

Come sottolineato da Mutti & Sgavetti (1987), Mutti et al. (1988) e Mutti (1989), le SDE si sovrappongono a formare sequenze deposizionali di ordine gerarchico superiore sulla base del loro spessore relativo. In questo modo si possono avere sequenze deposizionali composite a piccola scala e a grande scala, con estensione laterale proporzionale al proprio spessore e all'estensione dei sistemi deposizionali che le compongono [Fig. 2.3.5].



Una o più sequenze deposizionali composite a grande scala costituiscono un allogruppo, definito dalla North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983) come un corpo sedimentario mappabile, definito ed identificato sulla base delle discordanze che lo delimitano alla base e al tetto. La suddivisione stratigrafica del Bacino di Tresp-Graus proposta da Mutti et al. nel 1988 ed affinata nel 1994 (come esposta nel capitolo precedente) si basa proprio sul riconoscimento di queste unità che sono essenzialmente equivalenti alle sequenze deposizionali (Mutti et al., 1988; Murphy & Salvador, 1999). Gli allogruppi sono corpi sedimentari di spessore importante, distinguibili in base alle loro caratteristiche litologiche ed alle associazioni di sistemi deposizionali che li compongono. Questi due aspetti, unitamente all'importanza delle

superfici che li delimitano, rendono gli allogruppi delle unità facilmente mappabili e correlabili. Ogni allogruppo si può dire quindi depositato in un contesto paleogeografico relativamente stabile, temporalmente situato tra due fasi che hanno invece portato a radicali cambiamenti nella fisionomia del bacino, legate alle differenti fasi di propagazione dei thrust e materializzate nei limiti inconformi che delimitano l'unità sedimentaria stessa. Gli allogruppi sono comparabili alle ciclicità di 2° e 3° ordine della stratigrafia sequenziale e, secondo Mutti et al. (1996), sarebbero interpretabili come il prodotto di cicli davisiani (Davis, 1899), che coinvolgono fasi di sollevamento tettonico e conseguenti fasi di subsidenza e denudazione, determinando l'afflusso di sedimento al bacino sedimentario [Fig. 2.3.6].



[Fig. 2.3.6] Ciclo di Davis, che inizia con un forte sollevamento (1) della zona sorgente di sedimenti cui seguono fasi (2) (3) progressive di denudazione, che regolano l'afflusso di materiale clastico al bacino. Da Mutti et al., 1996.

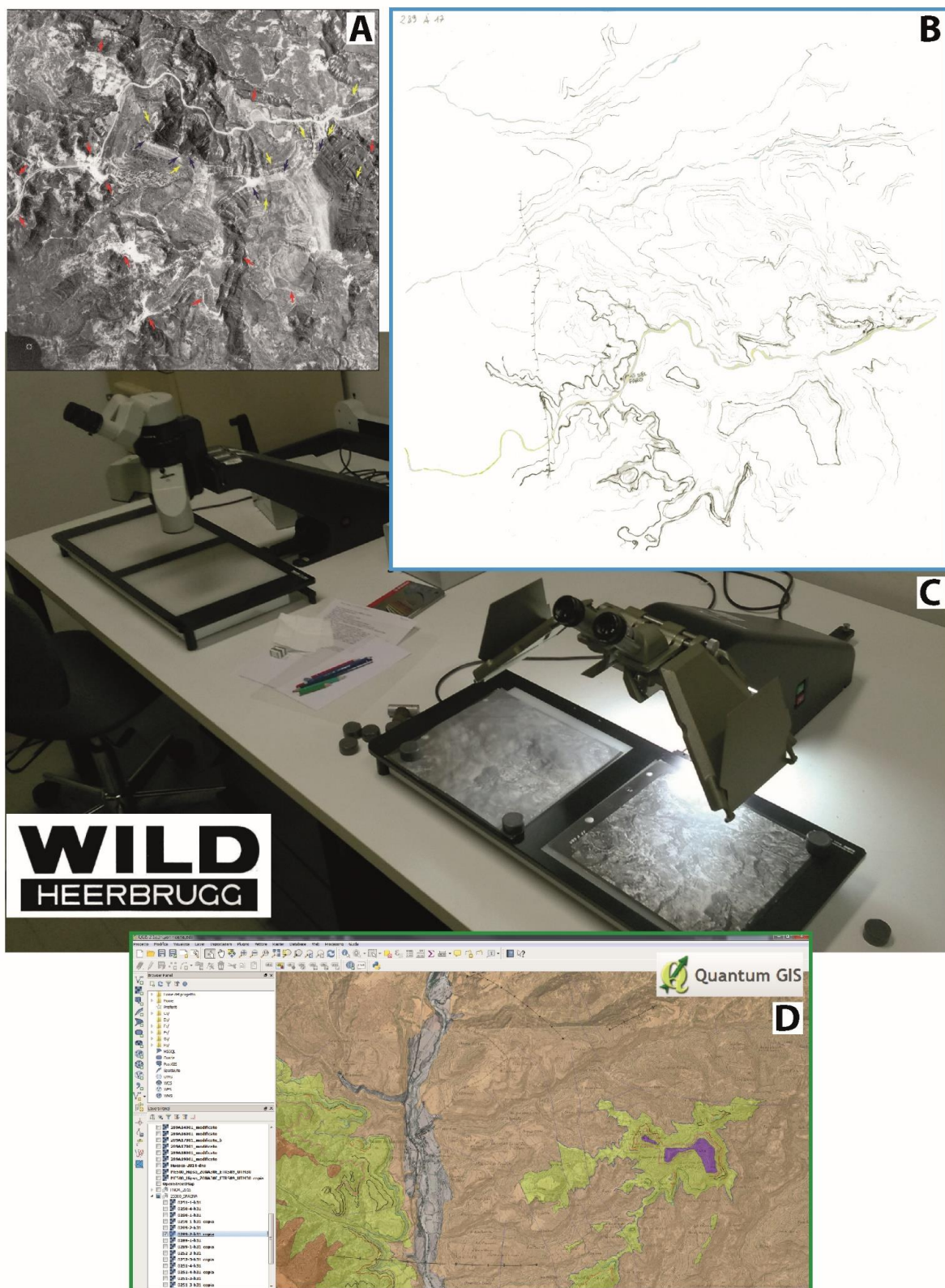
## 2.4 - ANALISI DI FOTO AEREE

In questo lavoro di tesi unitamente ad una stratigrafia fisica di dettaglio è stata anche effettuata una carta fotogeologica. Ciò è stato possibile in quanto nell'area di studio la modesta copertura vegetale, tra l'altro ancora più esigua al tempo dello sviluppo delle foto aeree utilizzate, permette un'ottima esposizione dei corpi rocciosi presi in esame.

Il supporto utilizzato sono fotogrammi b/n alla scala 1:18000 in formato analogico del volo interministeriale IRYDA 1973-1986, commissionato dal Ministero de Agricoltura di Spagna. Le immagini sono state analizzate con uno stereoscopio Wild ST4 montato su supporto dotato di piano scorrevole. La prima interpretazione fotogeologica è stata tracciata su carta lucida, sulla quale sono stati indicati anche punti noti (incroci stradali, cascine, chiese, ecc...) che si sono mantenuti grossomodo invariati dagli anni '70 ad oggi. Si è così creata una carta preliminare che è stata più volte tarata e controllata tramite numerose campagne di rilevamento sul terreno. I lucidi sono stati digitalizzati a 300 dpi tramite scanner EPSON Expression 10000XL; dopodiché si è proceduto al loro inserimento su software Qgis, usando come base le ortofoto PNOA (gratuitamente fruibili dal sito web dell'Istituto Geografico di Spagna; sistema di riferimento ETRS 89) e gli "open layers" offerti direttamente dal software GIS (OpenStreet Maps, Google Maps, Bing Maps) per georeferenziare i punti noti [Fig. 2.4.1]. La base dati fotogeologica così creata su Qgis ha permesso di creare la carta fotogeologica in **Allegato 2** (proiettata su sistema di coordinate WGS84) e potrà essere in futuro ampliata, aggiornata e migliorata.

L'analisi eseguita è essenzialmente di tipo fotostratigrafico, volta a valutare la continuità nello spazio dei corpi fluviali oggetto di studio. Con il termine fotostratigrafia, introdotto da Sgavetti nel 1991, si indica un metodo di interpretazione fotogeologica atto a stabilire correlazioni fotostratigrafiche locali che abbiano significato cronostatigrafico relativo. Il metodo fotostratigrafico si basa sul riconoscimento e la

cartografia delle superfici di stratificazione e delle proprietà litologiche dei corpi rocciosi, identificate attraverso la sola espressione fotografica, a prescindere dalla genesi deposizionale (Sgavetti, 1993). In prima battuta l'analisi fotostratigrafica è un metodo abbastanza speditivo ed oggettivo per lo studio preliminare di un bacino sedimentario. Nel 1992 Sgavetti introduce una suddivisione gerarchica delle superfici e delle unità fotostratigrafiche. La superficie fotostratigrafica elementare è il foto-orizzonte, che corrisponde alle superfici deposizionali (nel senso di Campbell, 1967), cioè in poche parole coincide con la superficie di stratificazione. Le discontinuità fotostratigrafiche sono rappresentate da terminazioni sistematiche dei foto-orizzonti. La fotofacies è l'unità elementare della fotostratigrafia, ed è l'espressione fotografica di uno strato o di un pacco di strati che presentano simili caratteristiche, in questo caso principalmente la tonalità (le foto sono, infatti, in toni di grigio, il che permette di mettere in evidenza le variazioni granulometriche) e la tessitura (andamento generale del tono e delle forme nell'immagine), nonché le geometrie. L'analisi può essere ulteriormente approfondita cercando di interpretare la successione stratigrafica in chiave di unità di fotofacies (area caratterizzata da una specifica fotofacies o da un'associazione di fotofacies) e di unità fotostratigrafiche, costituite da un certo schema di associazioni fotofacies e limitate da superfici cronostatigrafiche. Le indicazioni fornite dall'analisi fotostratigrafica preliminare sono poi state verificate sul terreno, soprattutto per quanto riguarda la zona orientale dell'area di studio. Per poter interpretare gli elementi fotostratigrafici in chiave paleogeografica o stratigrafico-sequenziale è infatti necessaria un'integrazione con i dati di terreno (Sgavetti, 1992). La suddivisione stratigrafica secondo la gerarchia delle sequenze deposizionali (Mutti, 1989) mostrata dai pannelli stratigrafici (**Allegati da 3 a 7**) diventa quindi confrontabile con gli orizzonti tracciati su carta. L'osservazione sul terreno permette inoltre di affinare la carta, in quanto è possibile raggiungere un dettaglio maggiore rispetto al potere risolutivo delle foto aeree che, nel caso della scala 1:18000, hanno una risoluzione di qualche metro.

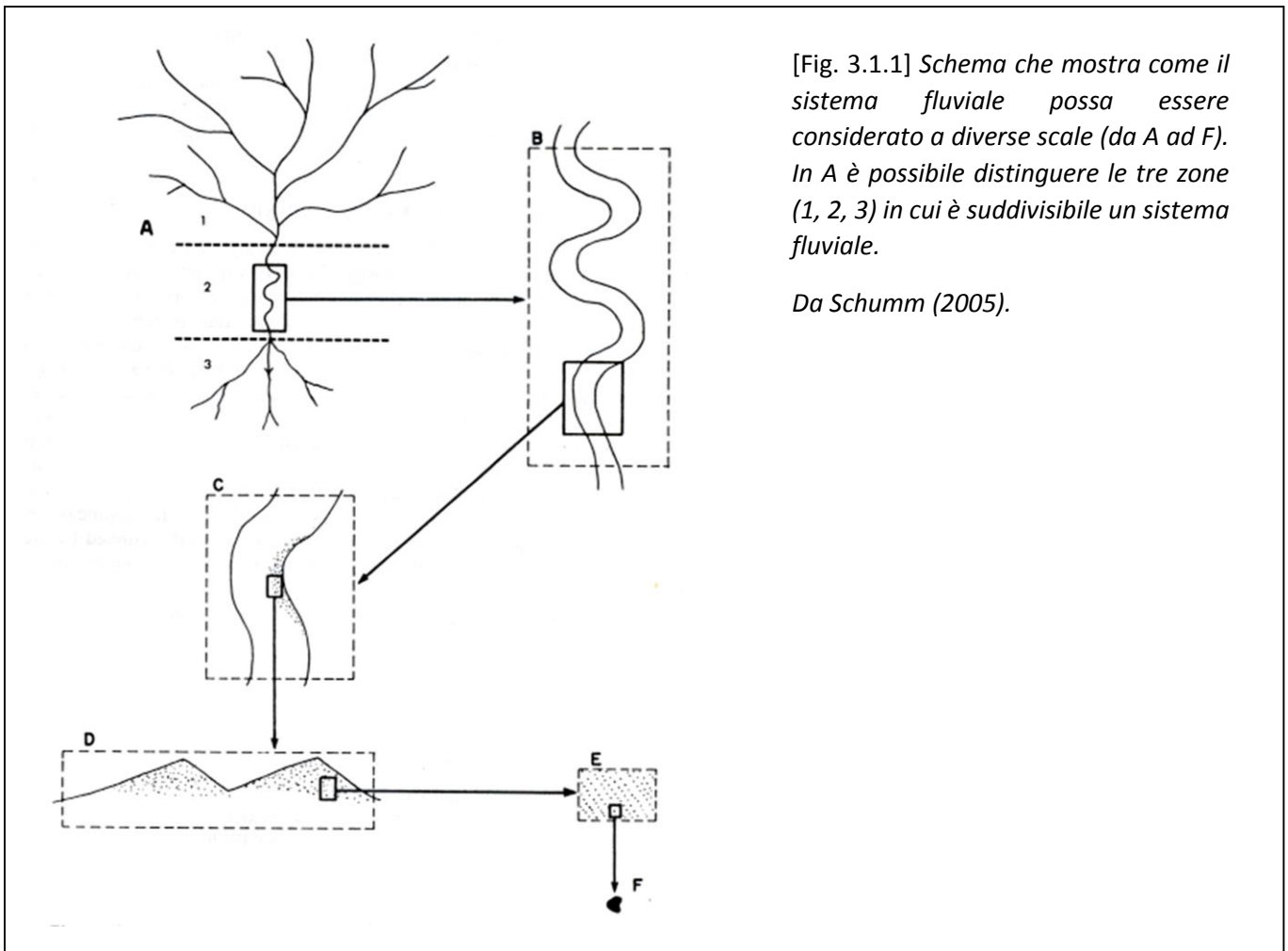


[Fig. 2.4.1] In (A) dettaglio di foto aerea utilizzata per la fotointerpretazione. In (B) esempio di interpretazione manuale su carta lucida. In (C) lo stereoscopio utilizzato per la fotointerpretazione analogica, situato nel laboratorio di fotogeologia del Plesso di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Parma. In (D) screenshot dell'area di lavoro di Quantum GIS in fase di digitalizzazione del dato.

## 3 - IL SISTEMA FLUVIALE

### 3.1 - LA DEFINIZIONE DI SCHUMM

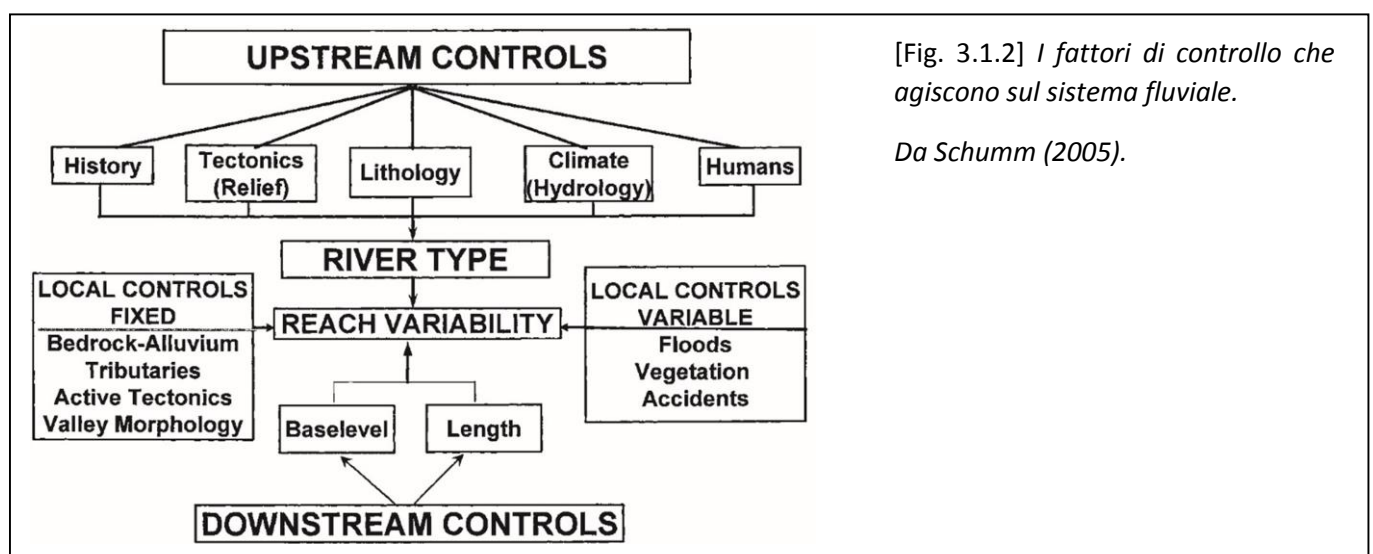
In questo lavoro consideriamo il sistema fluviale nell'accezione di Schumm (1977, 1981), cioè come un unico grande sistema costituito da tre zone tra loro geneticamente ed intimamente legate: (1) un bacino di drenaggio, che fornisce sedimento ed acqua; (2) una zona di trasferimento del sedimento, quale può essere un fiume s.s.; (3) una zona deposizionale terminale, dove i sedimenti si accumulano negli apparati deltizi. Benché tutte e tre le zone vadano soggette a fenomeni erosivi, di trasporto e di accumulo di sedimento, la zona (1) è dominata da processi erosivi, la zona (2) da processi di trasporto e la zona (3) da processi deposizionali [Fig. 3.1.1].



[Fig. 3.1.1] Schema che mostra come il sistema fluviale possa essere considerato a diverse scale (da A ad F). In A è possibile distinguere le tre zone (1, 2, 3) in cui è suddivisibile un sistema fluviale.

Da Schumm (2005).

Ogni zona è un sistema aperto, con le proprie morfologie ed i propri processi. L'evoluzione di queste zone è il risultato dell'interazione tra fattori di controllo intrinseci ed estrinseci al sistema fluviale [Fig. 3.1.2], che governano in maniera sinergica i processi erosivi e deposizionali, a formare un articolato sistema di cause (processi) ed effetti (morfologie). Di questi fattori, solo il tempo, il rilievo iniziale, le caratteristiche geologiche locali ed il clima sono variabili indipendenti; i rimanenti fattori sono funzione di una o più delle prime quattro variabili. L'evoluzione del sistema fluviale può anche essere influenzata, in modo più o meno significativo, dalle variazioni del livello di base (Schumm, 1977; Posamentier & James, 1993), sebbene questi effetti si risentano prevalentemente nella zona deposizionale e si affievoliscono verso monte in funzione del gradiente di sistema e delle variabili che governano il bacino di drenaggio.

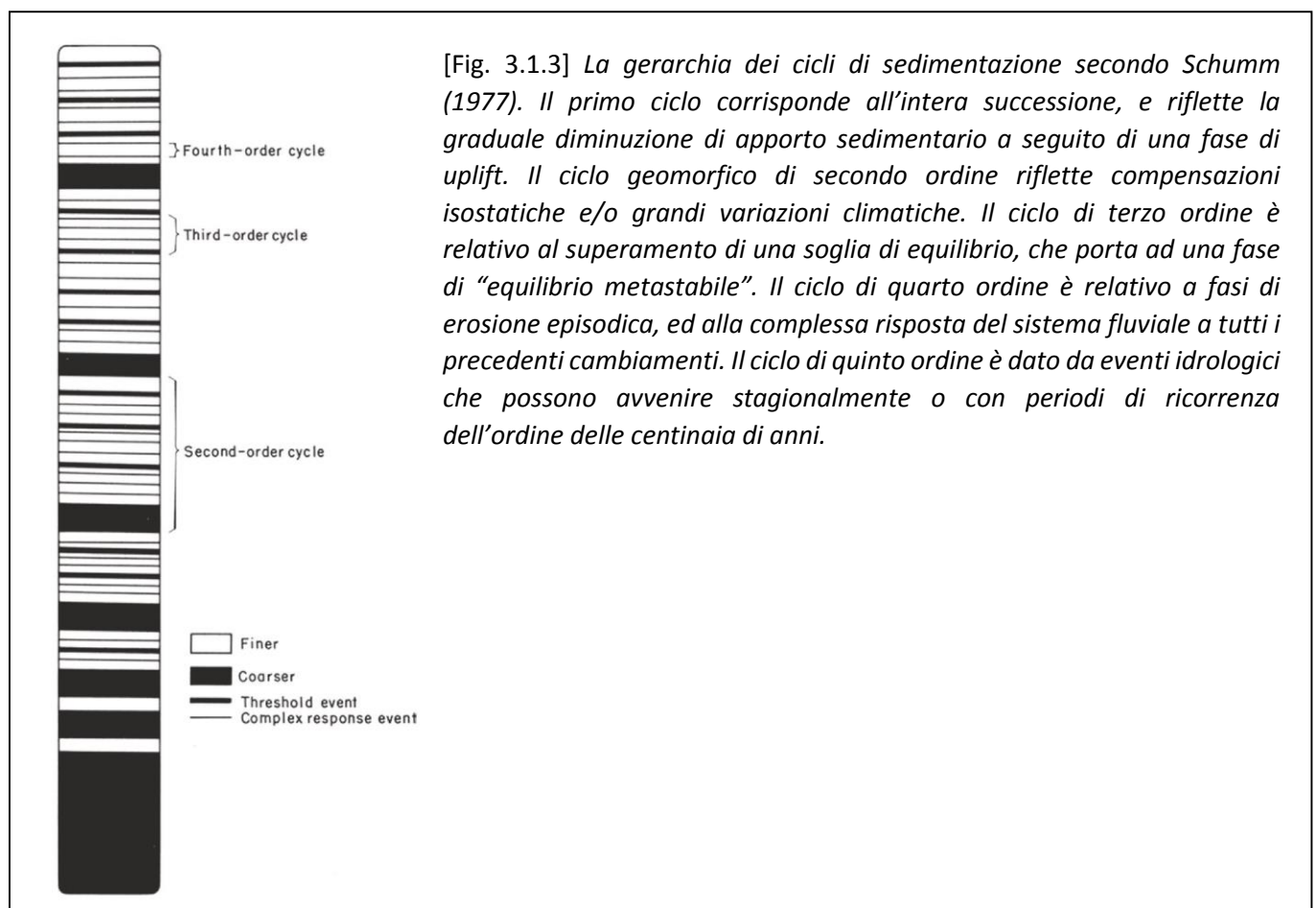


[Fig. 3.1.2] I fattori di controllo che agiscono sul sistema fluviale.

Da Schumm (2005).

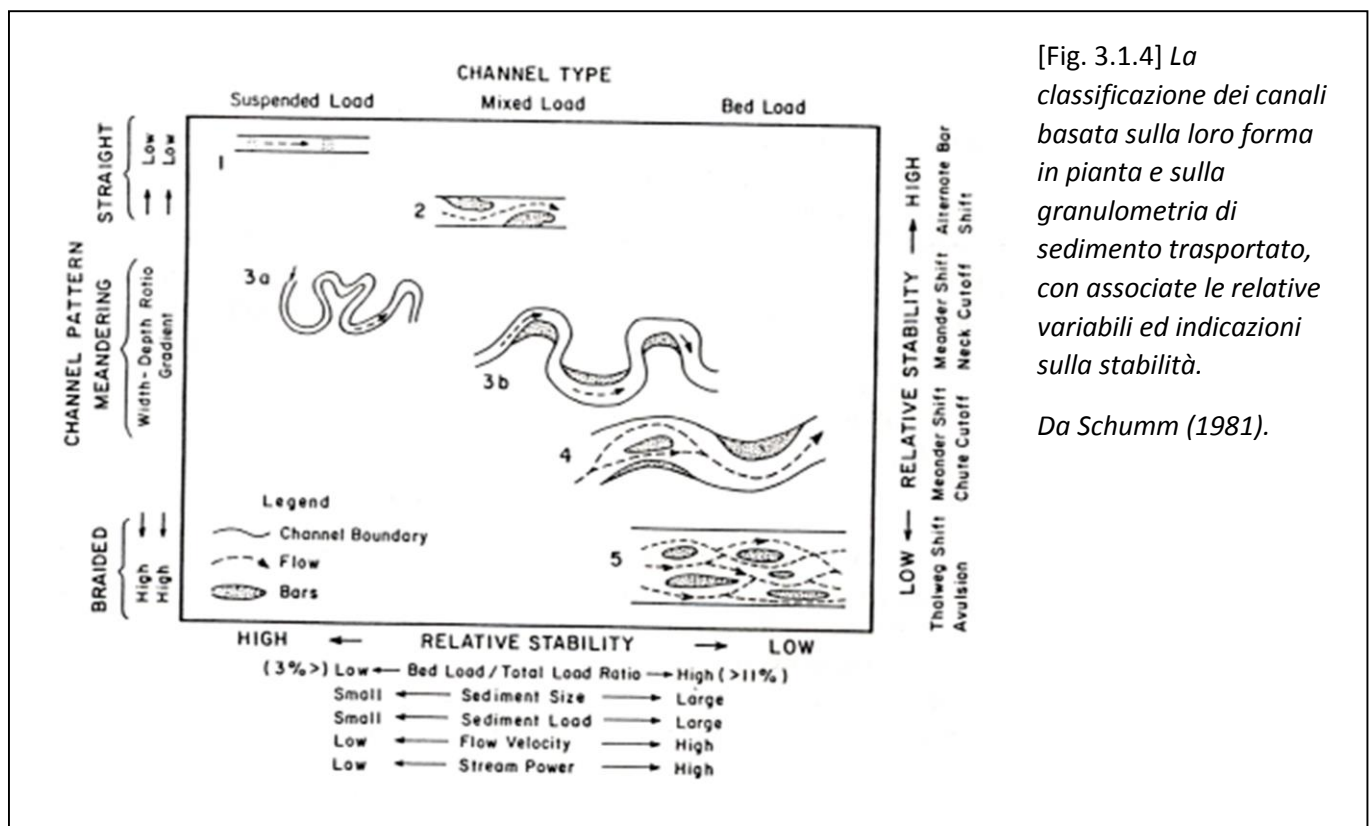
Il sistema fluviale può essere considerato su differenti scale, ma anche lavorando ad una scala di dettaglio non si può non tenere in conto del sistema nel suo insieme e dell'insieme degli aspetti idrologici, idraulici, geologici e geomorfologici che lo caratterizzano a tutte le scale (Schumm, 2005). L'intero sistema fluviale, inoltre, evolve nel tempo, modificando le proprie caratteristiche morfologiche ed idrologiche in risposta ai fattori sopra citati. Secondo Schumm (1977) è possibile leggere l'evoluzione morfologica su diverse scale

temporali, dalla più ampia, riconducibile ai cicli di sollevamento-erosione davisiani (decine di milioni di anni), alla più breve, “momentanea”, data da eventi stagionali o che avvengono con ricorrenze dell’ordine delle decine/centinaia di anni (eventi di piena) [Fig. 3.1.3]. In particolare, il sistema fluviale s.s. (zona 2), nei suoi attributi di tipologia e portata, varia nel tempo essenzialmente in risposta a fattori di controllo che agiscono nelle zone a monte e a valle dello stesso (Schumm, 2005).



Secondo Schumm (2005) i canali fluviali possono essere distinti in due grandi famiglie: i canali “a regime” e quelli “non a regime”. I primi sono quei canali che si formano nelle pianure alluvionali, nei sedimenti fini trasportati dallo stesso sistema fluviale e sono in equilibrio tra processi erosivi e deposizionali. Questi canali sono caratterizzati dal trasporto di sedimenti essenzialmente arenacei o più fini, e possono essere classificati

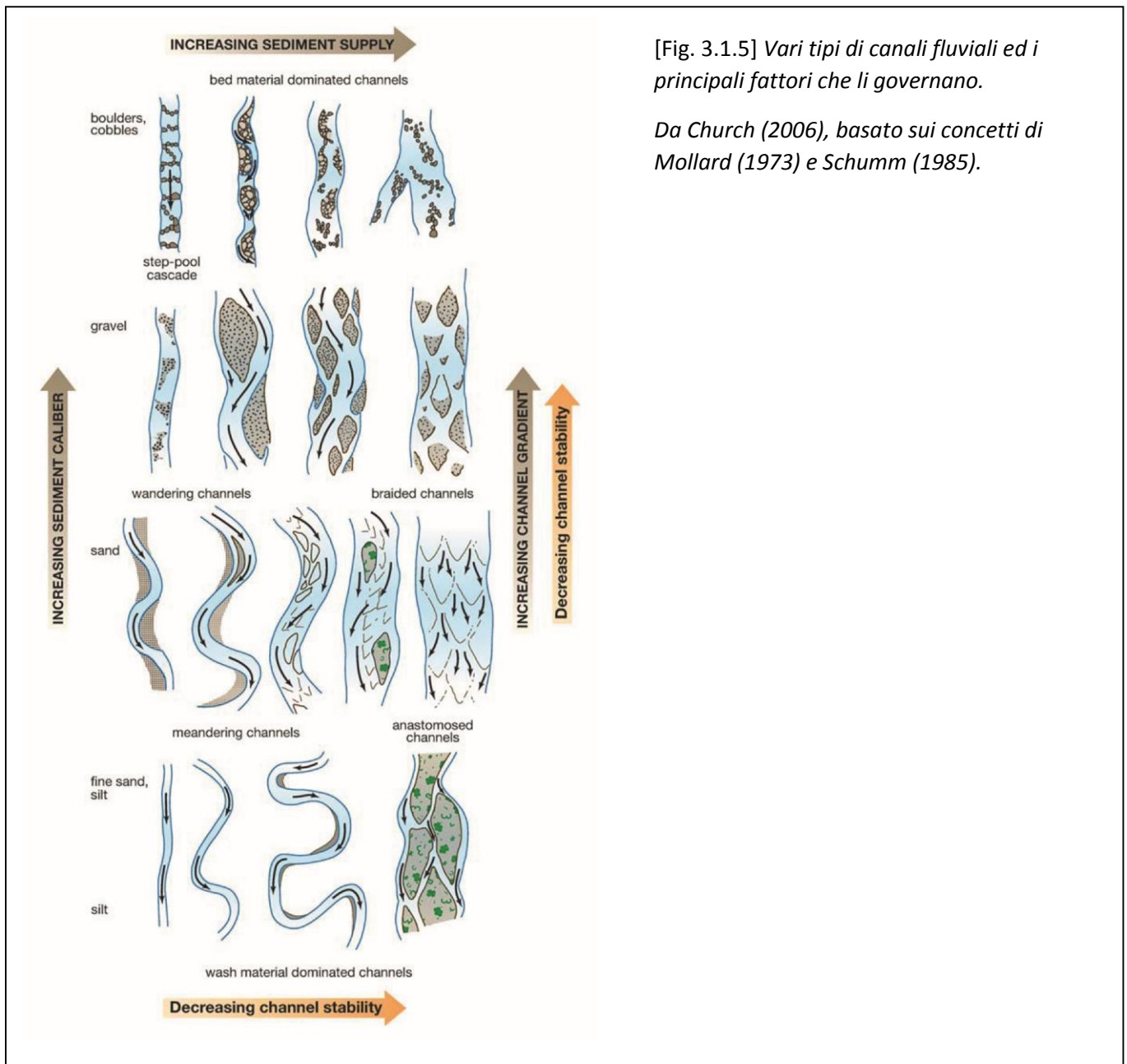
in base alla loro stabilità e al tipo di trasporto del carico sedimentario (di fondo, misto, sospeso). In questo modo Schumm (1981) ha distinto 5 principali tipologie di canale, i cui termini estremi sono dominati dal carico sospeso (meandriiformi) e dal carico di fondo (intrecciati) [Fig. 3.1.4-5]. I canali “non a regime” sono quelli che si trovano lontani da una fase di equilibrio stabile, in quanto soggetti a variazioni in termini di portata, carico sedimentario e livello di base che possono comportare erosione, deposizione, variazioni nella forma del canale e passaggi da una tipologia di canale ad un'altra.



[Fig. 3.1.4] La classificazione dei canali basata sulla loro forma in pianta e sulla granulometria di sedimento trasportato, con associate le relative variabili ed indicazioni sulla stabilità.

Da Schumm (1981).

In generale, si può dire che un sistema fluviale va considerato come un insieme di morfologie e processi geneticamente legati, che evolve nel tempo in risposta di forzanti allo- ed autogenici, e che come tale vada studiato nel record fossile. In questo senso l'analisi di facies, come descritta nel capitolo precedente, è senza dubbio la metodologia migliore di approcciare al problema.



### 3.2 - MODELLI DI FACIES FLUVIALI

I modelli di facies fluviali che usiamo tutt'oggi sono il risultato di studi e ricerche in svariate discipline (geomorfologia, idraulica, stratigrafia, sedimentologia).

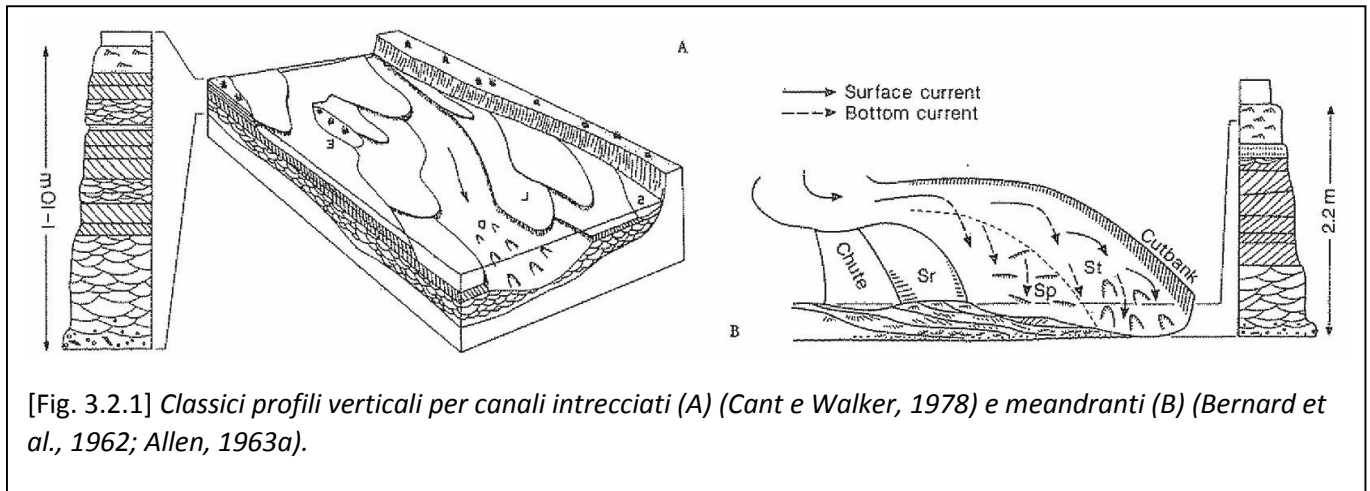
La prima disciplina ad interessarsi sistematicamente dei fiumi e della loro capacità di modificare il paesaggio è stata la geomorfologia, tant'è che alla fine del 19° secolo la distinzione tra “meandrante”, “canali intrecciati”

e “anastomizzato” era già largamente in uso (Miall, 1996 cum bibl.). I geomorfologi, nel corso degli anni, passarono da una visione a grande scala del sistema fluviale (cicli erosivi, modellazione del territorio; vedi Davis, 1899) ad una di elevato dettaglio, corredata anche da analisi quantitative (velocità di flusso, rugosità del fondo, pendenza, ecc.), definendo modelli basati sui processi (“process-response”) e governati da fattori di controlli geomorfologici, sia allogeni che autogeni (vedasi Griffith, 1927).

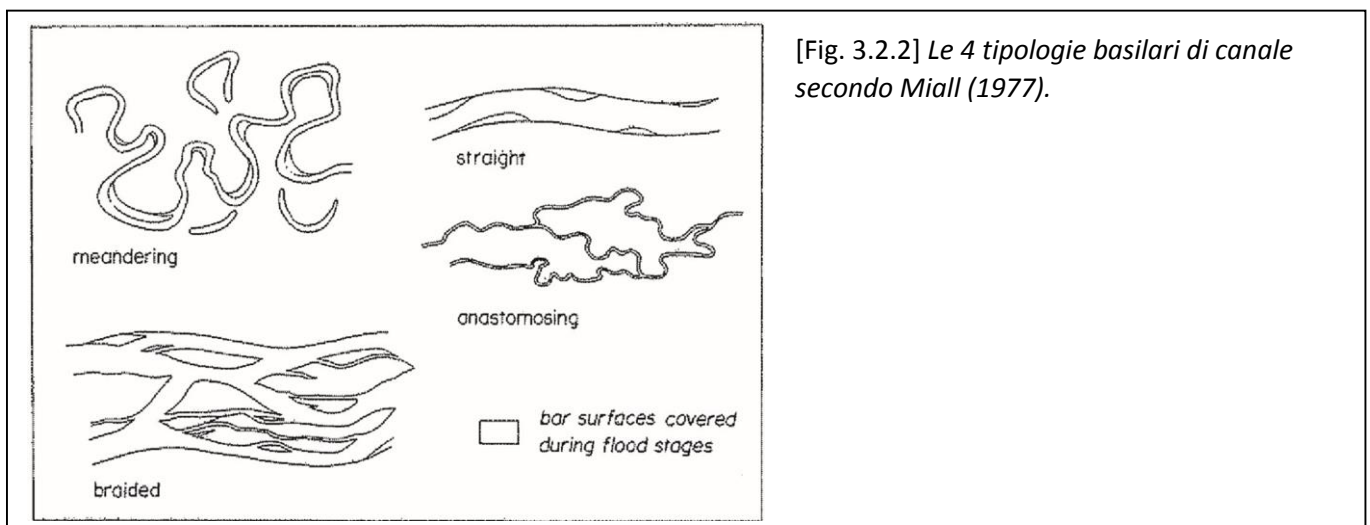
Nel corso della prima metà del secolo scorso gli studi di sedimentologia acquisirono sempre più importanza, incentrati sulla petrografia dei sedimenti fluviali e sulla genesi e significato ambientale delle forme di fondo. Il notevole lavoro di Fisk sul Mississippi (1944, 1947), che dimostrò l'importanza di combinare analisi sedimentologiche con un'attenta osservazione dei processi sedimentari negli ambienti attuali, pose le basi per lo sviluppo dei modelli di facies attualistici, sulla linea tracciata da Potter (1959), dei quali il primo esempio è quello di Bernard et al. (1962).

La rapida evoluzione della sedimentologia nell'immediato dopoguerra fu dovuta in gran parte al notevole impulso dato dalle compagnie petrolifere allo studio degli ambienti moderni come analoghi del sottosuolo. Il sempre più approfondito studio delle strutture sedimentarie da un punto di vista idrodinamico e del loro significato portò alle classiche classificazioni sedimentologiche di McKee & Weir (1953), Allen (1963, 1970, 1973, 1984), Potter & Pettijohn (1963), Middleton (1965), Simons et al. (1965), Jopling & Walker (1968), Jackson, (1975); Harms et al. (1975), che funsero da base per la stesura dei successivi modelli di facies.

I primi modelli di facies erano quindi chiaramente di stampo “geomorfologico” e descrivevano le tipiche sequenze di facies (litofacies) che permettevano di riconoscere, a partire da profili verticali, i principali stili fluviali (meandranti e a canali intrecciati) riconosciuti dai classici lavori di geomorfologia [Fig. 3.2.1].



Sono gli stessi geomorfologi, negli anni '70, ad enfatizzare la grande variabilità degli stili fluviali, che non può essere ricondotta a due sole tipologie. In questo senso, Miall (1977) riconosce 4 tipi di canale [Fig. 3.2.2], uno in più ne riconosce Schumm (1981) [Fig. 3.1.4]. È proprio in questi anni, comunque, che vengono per la prima volta alla luce le difficoltà di applicare modelli geomorfologici al record fossile (Jackson, 1978; Nijman & Puigdefabregas, 1978; Collinson, 1978), nella sempre più diffusa convinzione che le classificazioni appena citate siano oltremodo semplicistiche.



Lo sviluppo dell'analisi di bacino agli inizi degli anni '80 riporta interesse sui fattori di controllo allogenic che governano l'evoluzione dei bacini alluvionali. I primi dati derivanti dalla sismica a riflessione permisero di vedere i sistemi fluviali ad una scala differente, e di apprezzare come i fattori di controllo regionali e globali potessero intervenire sulla sedimentazione, a tutte le scale. Da questo punto di vista, la sedimentologia fluviale è stata incorporata nel più ampio campo della stratigrafia sequenziale. Studi di questo genere possono basarsi su osservazioni di affioramenti, come fatto da Mutti et al. (1994) e Nijman (1998) per il Bacino di Tremp-Graus, o su dati di sottosuolo, come fatto da Amorosi et al. (1996, 2003, 2004, 2008) per il Bacino del Po, attraverso un approccio fortemente multidisciplinare.

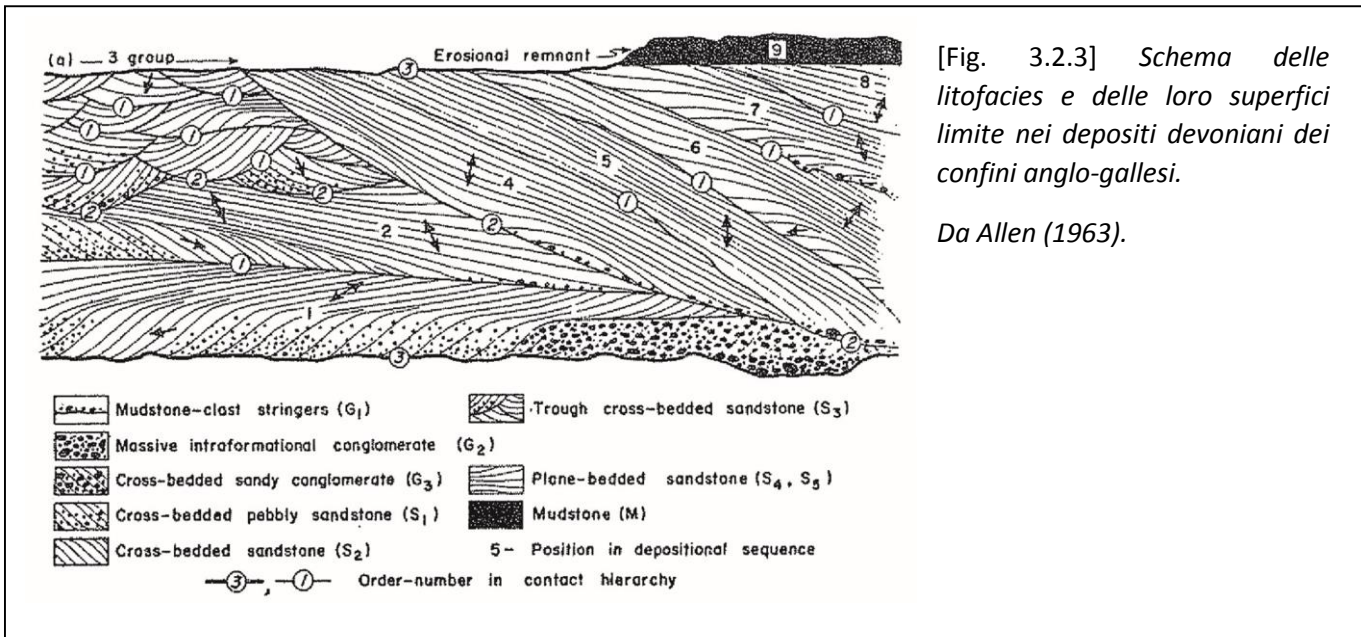
Risulta ora evidente l'organizzazione gerarchica delle unità costituenti i bacini fluviali, nonché la ciclicità a varie scale impressa nel registro sedimentario, il che rende assolutamente necessario uno studio dei sistemi fluviali nelle 3 dimensioni.

Ciò portò ad abbandonare via via, nel corso degli anni '70, l'utilizzo dei profili verticali come criterio diagnostico per il riconoscimento dei tipi fluviali, metodo che portò ad una abnorme e confusionaria proliferazione di modelli di facies (Dott & Bourgeois, 1983), e a preferire la classificazione secondo elementi architettonici.

Pionieristici in questo senso sono i lavori di Allen (1965), che pone le basi per un'interpretazione architettonica gerarchica dei bacini alluvionali, e di Leeder (1978), che fornisce un modello simulativo della distribuzione dei canali nel sottosuolo, dando il la all'applicazione in questo campo della tecnica della modellizzazione numerica.

Nel 1983 Allen, studiando depositi devoniani, riconosce nelle complesse unità fluviali 8 tipi di "caratteristiche deposizionali" o "elementi architettonici interni" [Fig. 3.2.3], oltre ad essere il primo a sfatare il mito delle accrezioni laterali come indicatori dei soli canali ad alta sinuosità. Procedura simile seguono

anche Ramos & Sopena (1983), corredando le caratteristiche litologiche delle facies da loro individuate con le rispettive geometrie esterne. Nello stesso periodo, i geomorfologi Brierley ed Hickin (Brierley 1989, 1991; Brierley & Hickin, 1991) sottolineano quanto sia più importante studiare il rapporto “process-response” (il legame tra processi e forme sedimentarie) piuttosto che gli stili fluviali. Da questi lavori prende spunto Miall (1985) per sviluppare il suo approccio classificativo gerarchico basato sul riconoscimento delle unità architettoniche [Figg. 3.2.6-7], delle superfici che le delimitano e delle litofacies che le compongono. Lo stesso Autore rivede ed amplia il suo schema nel 1996, dove propone 16 modelli di facies per 16 diversi stili fluviali (basati essenzialmente su una leggera rivisitazione della sua classificazione in litofacies del 1977, 1978) ed una suddivisione gerarchica in 8 elementi architettonici principali [Figg. 3.2.4-5]. Per elemento architettonico si intende un corpo sedimentario tridimensionale (“macroforma” sensu Jackson, 1975), fisicamente più grande di una litofacies e contenuto (o al massimo delle stesse dimensioni) in uno riempimento di canale. Ciascuno degli 8 elementi è caratterizzato da una specifica associazione di litofacies, da una geometria interna e da una forma esterna proprie. Ogni elemento architettonico può variare in termini di scala fisica e può formarsi in qualsiasi tipologia fluviale. Similmente a come, nell’organizzazione stratigrafico-deposizionale, una facies non è sufficiente a definire un ambiente, così un singolo elemento architettonico non è diagnostico di un certo tipo fluviale, per questo va analizzato sulla base della sua associazione con altri elementi e della natura delle superfici che lo delimitano. Questa è tutt’oggi la classificazione di facies fluviale più utilizzata ed applicata, sia ai depositi odierni che fossili.



[Fig. 3.2.3] Schema delle litofacies e delle loro superfici limite nei depositi devoniani dei confini anglo-galesi.

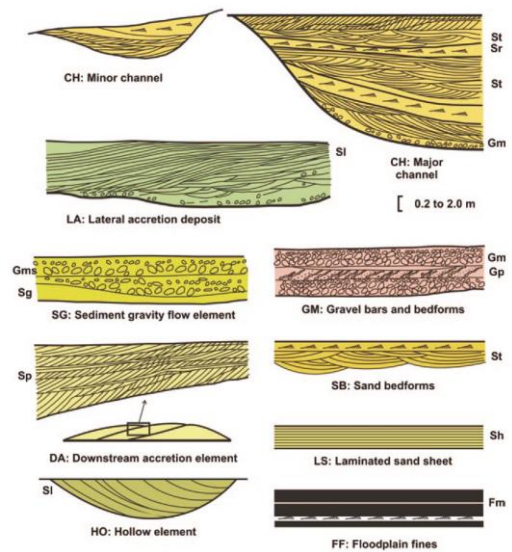
Da Allen (1963).

Facies code	Facies	Sedimentary structures	Interpretation
Gmm	Matrix-supported, massive gravel	Weak grading	Plastic debris flow (high-strength, viscous)
Gmg	Matrix-supported gravel	Inverse to normal grading	Pseudoplastic debris flow (low strength, viscous)
Gci	Clast-supported gravel	Inverse grading	Clast-rich debris flow (high strength), or pseudoplastic debris flow (low strength)
Gcm	Clast-supported massive gravel	-	Pseudoplastic debris flow (inertial bedload, turbulent flow)
Gh	Clast-supported, crudely bedded gravel	Horizontal bedding, imbrication	Longitudinal bedforms, lag deposits, sieve deposits
Gt	Gravel, stratified	Trough cross-beds	Minor channel fills
Gp	Gravel, stratified	Planar cross-beds	Transverse bedforms, deltaic growths from older bar remnants
St	Sand, fine to very coarse, may be pebbly	Solitary or grouped trough cross-beds	Sinuuous-crested and linguoid (3-D) dunes
Sp	Sand, fine to very coarse, may be pebbly	Solitary or grouped planar cross-beds	Transverse and linguoid bedforms (2-D dunes)
Sr	Sand, very fine to coarse	Ripple cross-lamination	Ripples (lower flow regime)
Sh	Sand, very fine to coarse, may be pebbly	Horizontal lamination parting or streaming lamination	Plane-bed flow (critical flow)
Sl	Sand, very fine to coarse, may be pebbly	Low-angle (< 15°) cross-beds	Scour fills, humpback or washed-out dunes, antidunes
Ss	Sand, fine to very coarse, may be pebbly	Broad, shallow scours	Scour fill
Sm	Sand, fine to coarse	Massive, or faint lamination	Sediment-gravity flow deposits
Fl	Sand, silt, mud	Fine lamination, very small ripples	Overbank, abandoned channel, or waning flood deposits
Fsm	Silt, mud	Massive	Backswamp or abandoned channel deposits
Fm	Mud, silt	Massive, desiccation cracks	Overbank, abandoned channel, or drape deposits
Fr	Mud, silt	Massive, roots, bioturbation	Root bed, incipient soil
C	Coal, carbonaceous mud	Plant, mud films	Vegetated swamp deposits
P	Paleosol carbonate (calcite, siderite)	Pedogenic features: nodules, filaments	Soil with chemical precipitation

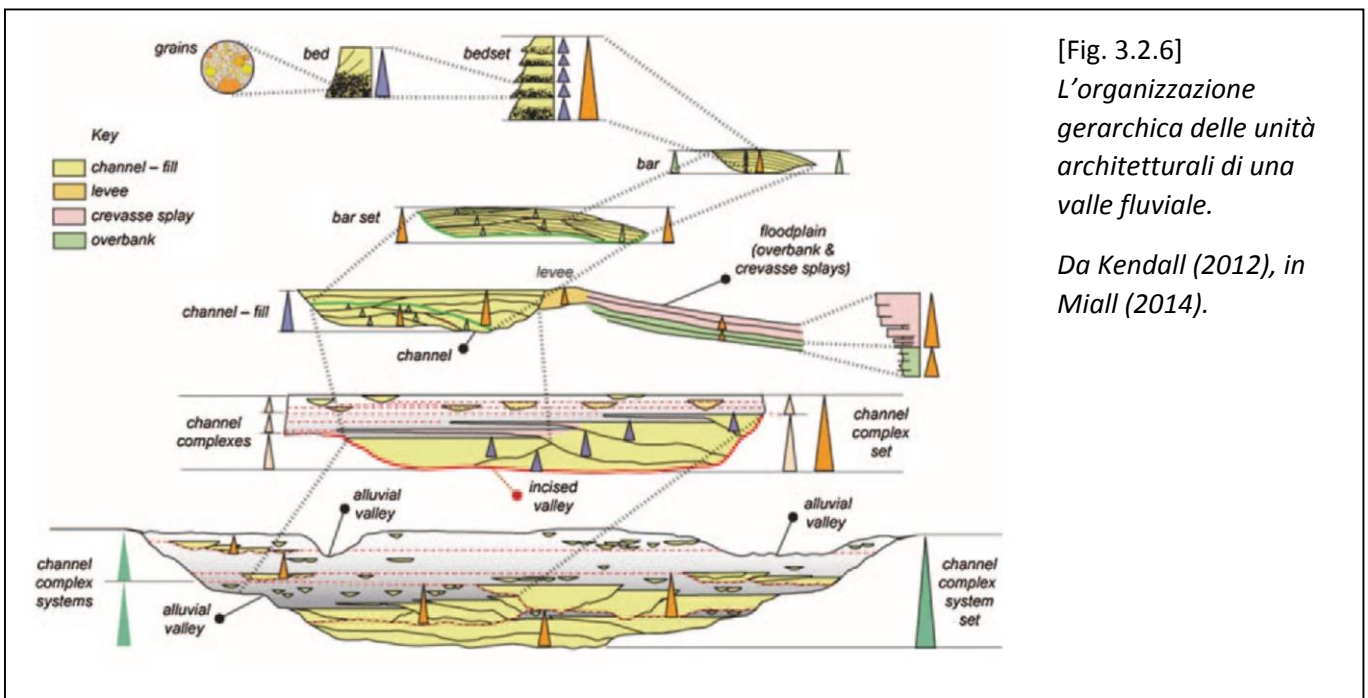
[Fig. 3.2.4] Lo schema di litofacies di Miall (1996).

Leggermente modificato da Miall (1978).

Element	Symbol	Principal facies assemblage	Geometry and relationships
Channels	CH	Any combination	Finger, lens or sheet; concave-up erosional base; scale and shape highly variable; internal concave-up 3rd-order erosion surfaces common
Gravel bars and bedforms	GB	Gm, Gp, Gt	Lens, blanket; usually tabular bodies; commonly interbedded with SB
Sandy bedforms	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lens, sheet, blanket, wedge, occurs as channel fills, crevasse splays, minor bars
Downstream-accretion macroform	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lens resting on flat or channeled base, with convex-up 3rd-order internal erosion surfaces and upper 4th-order bounding surface
Lateral-accretion macroform	LA	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss, less commonly Gm, Gt, Gp	Wedge, sheet, lobe; characterized by internal lateral-accretion 3rd-order surfaces
Scour hollows	HO	Gh, Gt, St, Sl	Scoop-shaped hollow with asymmetric fill
Sediment gravity flows	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lobe, sheet, typically interbedded with GB
Laminated sand sheet	LS	Sh, Sl; minor Sp, Sr	Sheet, blanket
Overbank fines	FF	Fm, Fl	Thin to thick blankets; commonly interbedded with SB; may fill abandoned channels



[Fig. 3.2.5] Gli 8 principali elementi architeturali di Miall (1985, 1988, 1996), cui è stato aggiunto l'elemento "vuoto" ("hollow element"). Da Miall (2014).



[Fig. 3.2.6] L'organizzazione gerarchica delle unità architeturali di una valle fluviale.

Da Kendall (2012), in Miall (2014).

Group	Time scale of process (years)	Examples of processes	Instantaneous sedimentation rate (m/ka)	Fluvial, deltaic	Eolian	Coastal, estuarine	Shelf	Submarine fan
				Miall	Brookfield, Kocurek	Allen	Dott and Bourgeois, Shurr	Mutti and Normark
1	$10^{-6}$	Burst-sweep cycle		Lamina	Grain flow grain fall	Lamina	Lamina	
2	$10^{-5}$ – $10^{-4}$	Bedform migration	$10^5$	Ripple (microform) [1st-order surface]	Ripple	Ripple [E3 surface]	[3rd-order surface in HCS]	
3	$10^{-3}$	Diurnal tidal cycle	$10^5$	Diurnal dune incr., react. surf. [1st-order surface]	Daily cycle [3rd-order surface]	Tidal bundle [E2 surface]	[2nd-order surface in HCS]	
4	$10^{-2}$ – $10^{-1}$	Neap-spring tidal cycle	$10^4$	Dune (mesoform) [2nd-order surface]	Dune [3rd-order surface]	Neap-spring bundle [E2], storm layer	HCS sequence [1st-order surface]	
5	$10^0$ – $10^1$	Seasonal to 10-year flood	$10^{2-3}$	Macroform growth increment [3rd-order surface]	Reactivation [2nd, 3rd-order] surface, annual cycle	Sand wave, [E1], major storm layer	HCS sequence [1st-order surface]	
6	$10^2$ – $10^3$	100-year flood	$10^{2-3}$	Macroform, e.g. point-bar levee, splay [4th-order surface]	Dune, draa [1st-, 2nd-order surfaces]	Sand wave field, washover fan	[facies package (V)]	macroform [5]
7	$10^3$ – $10^4$	Long-term geomorphic processes	$10^0$ – $10^1$	Channel, delta lobe [5th-order surface]	Draa, erg [1st-order, super surface]	Sand-ridge, barrier island, tidal channel	[Elongate lens (IV)]	Minor lobe, channel levee [4]
8	$10^4$ – $10^5$	5th-order (Milankovitch) cycles	$10^{-1}$	Channel belt [6th-order surface]	Erg [super surface]	Sand-ridge field, c-u cycle	[Regional lentil (III)]	Major lobe [turb. stage: 3]
9	$10^5$ – $10^6$	4th-order (Milankovitch) cycles	$10^{-1}$ – $10^{-2}$	Depo. system, alluvial fan, major delta	Erg [super surface]	c-u cycle	[ss sheet (II)]	Depo. system [2]
10	$10^6$ – $10^7$	3rd-order cycles	$10^{-1}$ – $10^{-2}$	Basin-fill complex	Basin-fill complex	Coastal-plain complex	[Lithosome (I)]	Fan complex [1]
11	$10^7$ – $10^8$	2nd-order cycle	$10^{-1}$ – $10^{-2}$	Basin-fill complex				

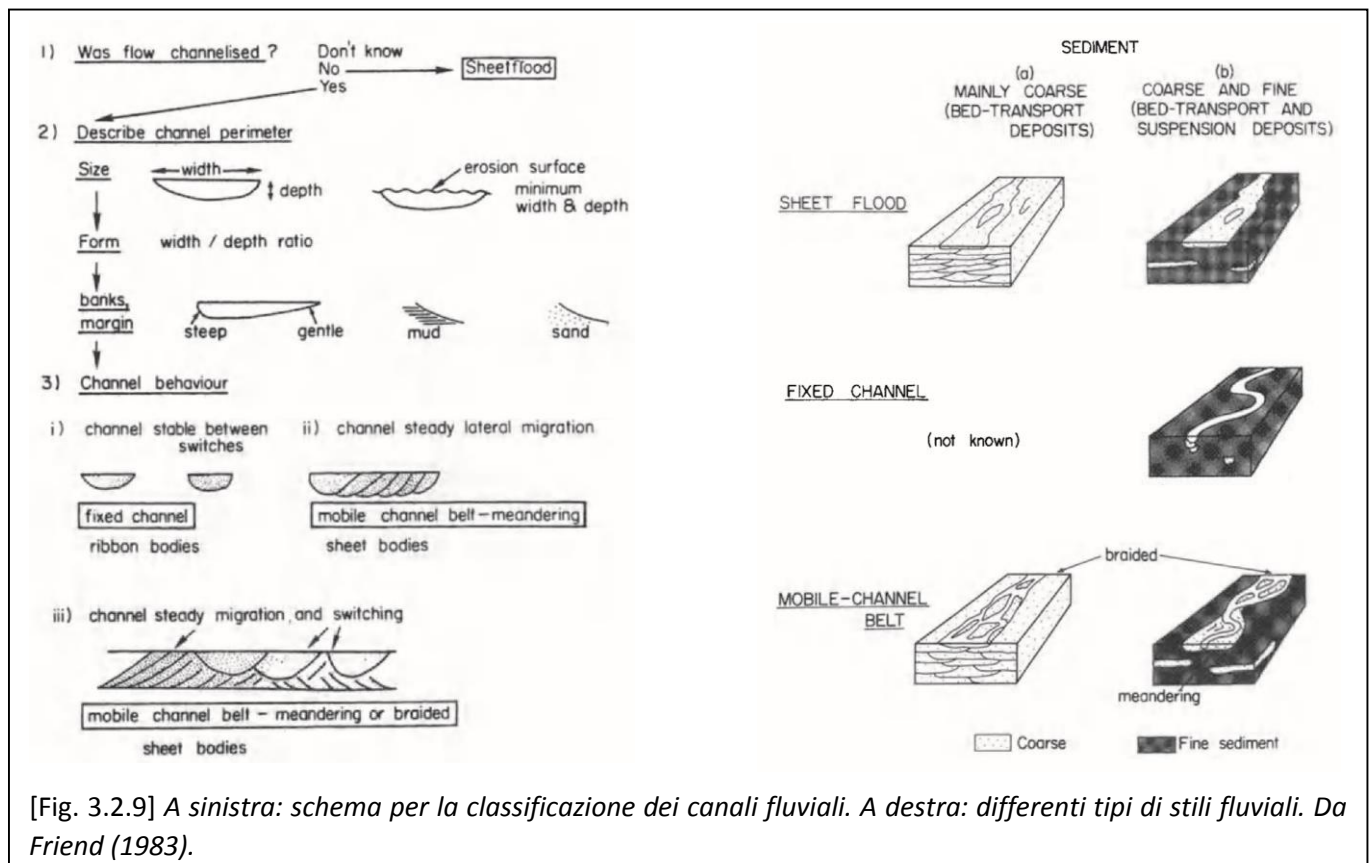
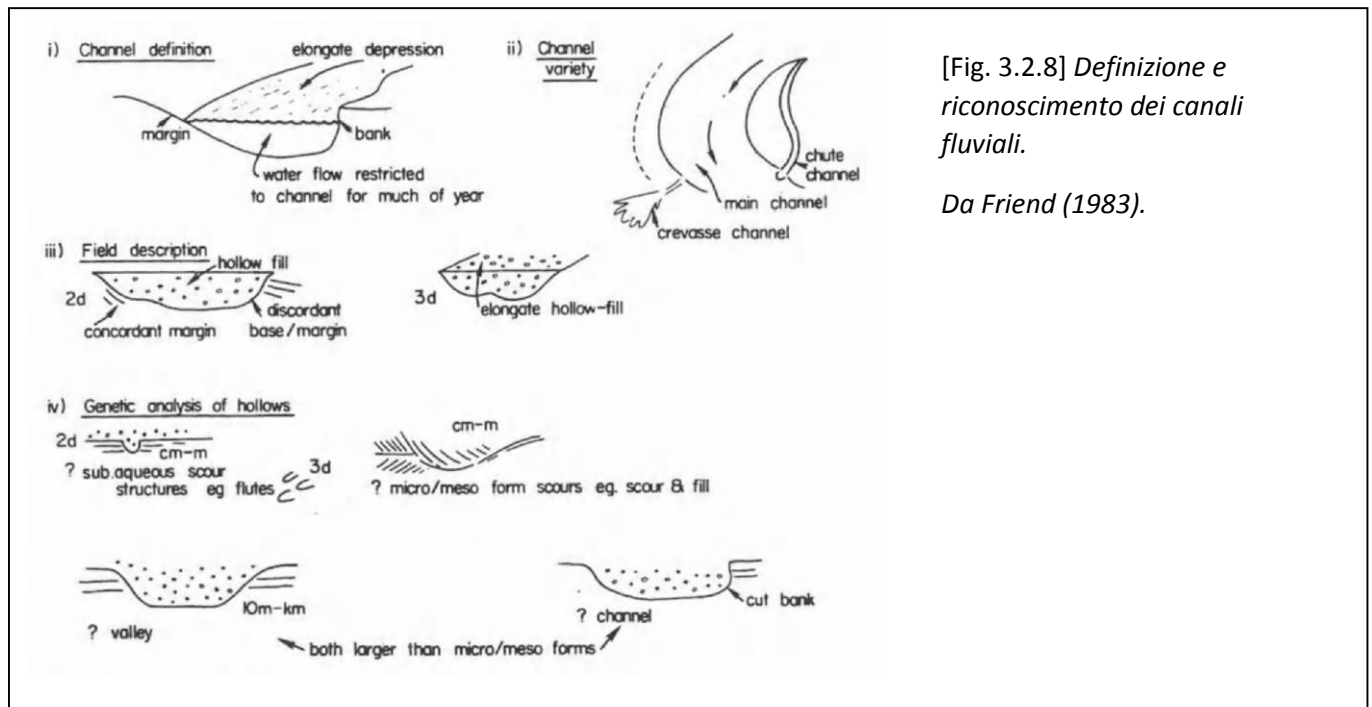
[Fig. 3.2.7] Gli ordini di ciclicità rappresentati dalle unità architettoniche. Da Miall (1996).

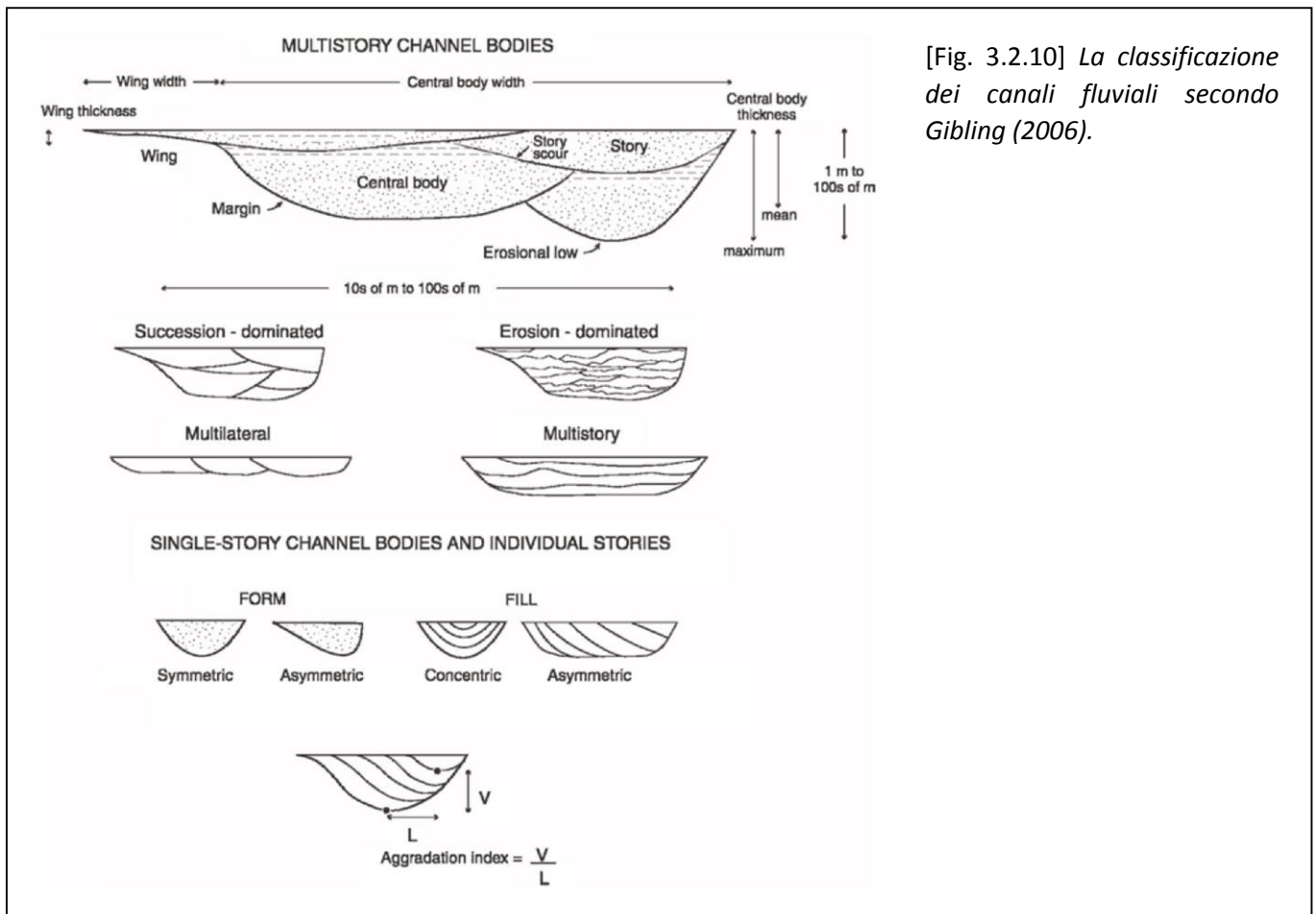
La metodologia degli elementi architettonici è stata recentemente applicata in vari contesti, dalla caratterizzazione delle rocce reservoir (Yuanquang et al., 2005), allo sviluppo di innovativi modelli

matematici per lo studio del sottosuolo (Colombera et al., 2013), all'elaborazione di modelli di facies per zone sub-tropicali (Allen & Fielding, 2007) e per successioni paleoproterozoiche (Long, 2006; Ielpi & Rainbird, 2015), all'analisi delle strutture sedimentarie in affioramenti 3D (Soltan & Mountney, 2016).

Sempre assecondando la convinzione della scarsa applicabilità dei profili verticali, Friend et al. (1979) propongono un approccio metodologico diverso rispetto a quello di Miall. Con questo approccio gli Autori, pur confermando la “natura architettonica” dei corpi fluviali, ne propongono una classificazione meno dettagliata, che dà importanza alla forma esterna nelle 3 dimensioni dei corpi canalizzati, definita essenzialmente dal rapporto ampiezza/profondità dei canali (arenarie “ribbon” e “sheet”). In più, mentre la classificazione di Miall, seppur supportata da molti dati da sistemi fluviali fossili, è per lo più basata su dati da esempi attuali, quella di Friend et al. (1979) fa riferimento alle successioni sedimentarie. Gli Autori, studiando gli spettacolari affioramenti in 2 e 3 dimensioni dell'oligo-miocene del Bacino dell'Ebro, sottolineano l'inadeguatezza di associare termini come “meandraiforme” ed “intrecciato” ai depositi canalizzati fossili e suggeriscono 3 diversi modi per classificarli: (1) stile fluviale; (2) forma dei corpi canalizzati; (3) architettura interna dei corpi descritti (vale a dire: se sono composti da 1 o più “storys”). La prima vera e propria classificazione secondo questa metodologia, nonché la più famosa ed utilizzata di questo tipo, è quella di Friend (1983), che riprende Schumm (1963, 1968, 1977, 1981) nel riconoscere l'importanza del tipo di carico sedimentario e della competenza del substrato nel controllare l'architettura fluviale [Figg. 3.2.8-9]. L'applicazione dell'approccio di Friend alle successioni sud-pirenaiche portò alla classificazione di Hirst (1991), la quale introduce anche i depositi fini di argine. Originale, ma molto simile a quella di Friend, è la classificazione di Galloway (1981), che si basa largamente su dati di sottosuolo. Su dati di sottosuolo e di superficie di ambienti giurassici lavora Alexander per elaborare la sua classificazione (1993), comunque simile alle precedenti. Ultimo lavoro similare a quelli sopramenzionati è quello di

Gibling (2006), che crea un ampio database con più di 1500 esempi di riempimenti di canale, sia fossili che attuali [Fig. 3.2.10].



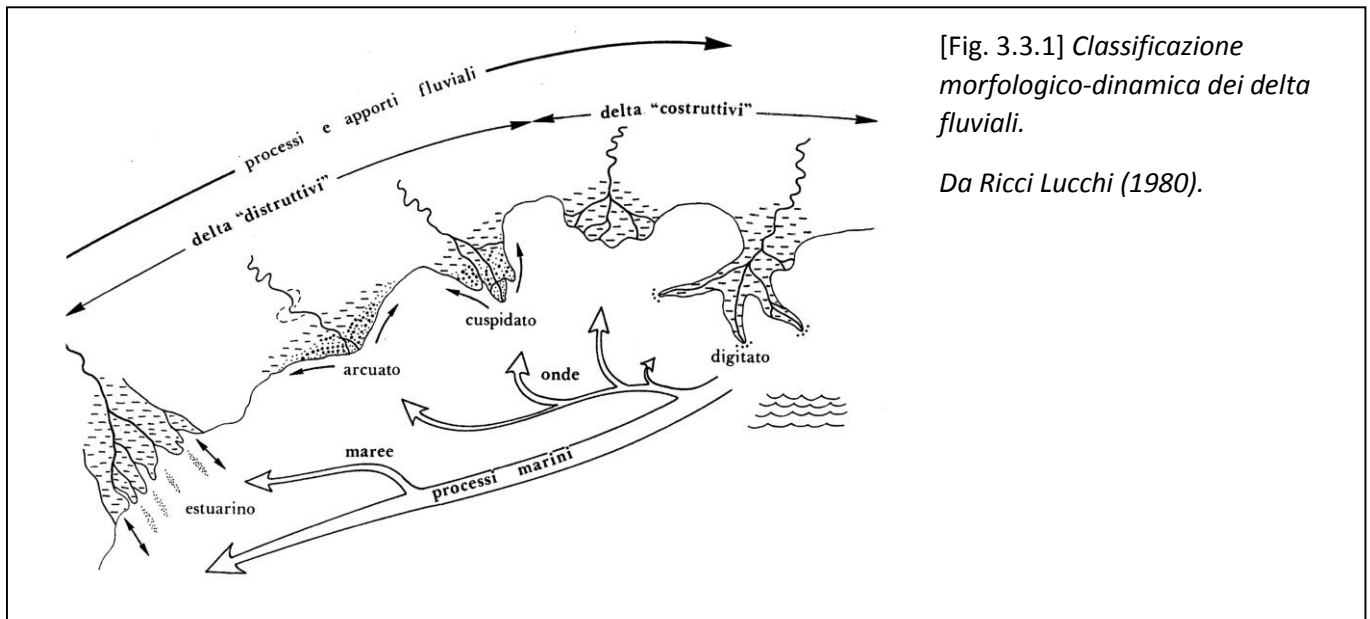


### 3.3 - I DELTA

In questo paragrafo si farà un breve accenno ai depositi deltizi, in quanto, pur non essendo l'oggetto principale di questo lavoro, vengono studiati nella sezione più distale della Val Isàbena (vedasi sezione n° 36 negli Allegati 3 e 4).

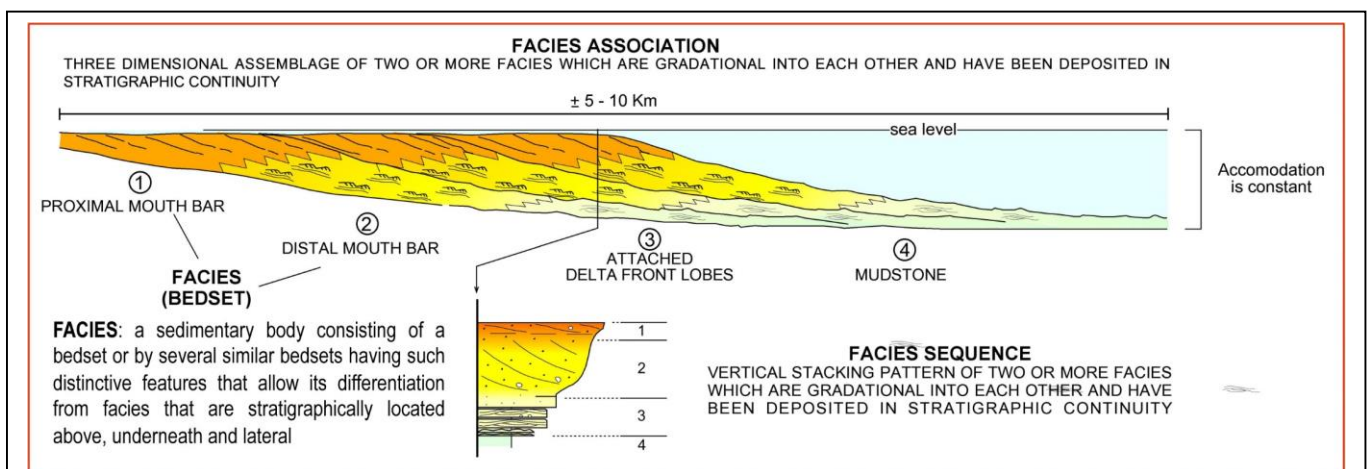
I delta costituiscono la zona (3) del sistema fluviale di Schumm (1977), cioè l'ambiente dove predomina la deposizione del carico sedimentario trasportato dai fiumi s.s. [Fig 3.1.1]. Essi costituiscono ambienti di transizione, al pari di spiagge, baie e lagune, tra gli ambienti subaerei e quelli subacquei. Dal punto di vista geologico un delta è un deposito sedimentario che si forma attraverso una interazione tra processi fluviali,

che tendono ad immettere sedimento all'interno del bacino, e processi marini (principalmente moto ondoso e tidale) che tendono invece ad ostacolare l'immissione di sedimento [Fig. 3.3.1].



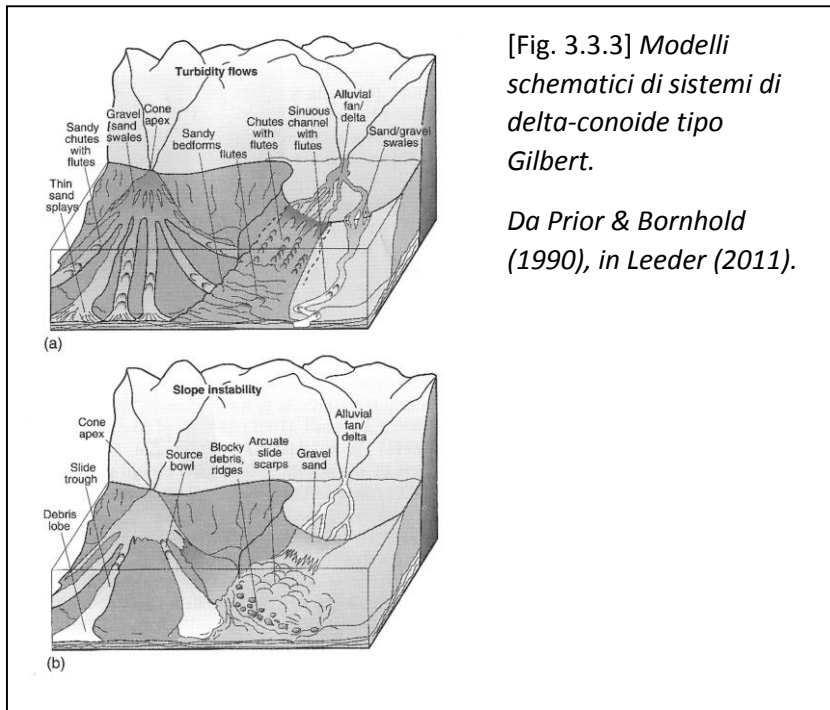
Nell'ottica delle unità stratigrafico-deposizionali, i delta sono dei sistemi (o ambienti) deposizionali costituiti da 3 elementi deposizionali, dal più prossimale al più distale [Fig. 3.3.2]:

- (1) Piana deltizia (l'unica porzione subaerea di un delta);
- (2) Fronte deltizio (suddivisibile in barre di foce, più prossimali, e lobi, più distali);
- (3) Prodelta.



[Fig. 3.3.2] *Gli elementi deposizionali che costituiscono il sistema deltizio.* Da Tinterri (2011, dispense corsi).

I sistemi deltizi possono essere alimentati da sistemi fluviali s.s., e in questo caso si tratta di sistemi di delta fluviali (river-delta), oppure da sistemi di conoide alluvionale, e si parla allora di sistemi di delta-conoide (fan-delta) [Fig. 3.3.3].



La forma di un delta riflette l'interazione tra:

- Quantità di sedimento che giunge alla foce;
- Rapporto tra sedimento in sospensione e carico di fondo;
- Regime fluviale;
- Contrasto di salinità;

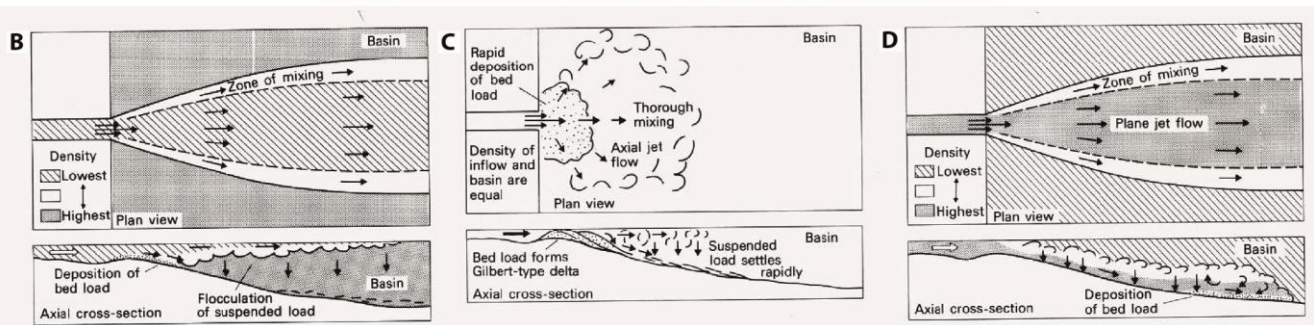
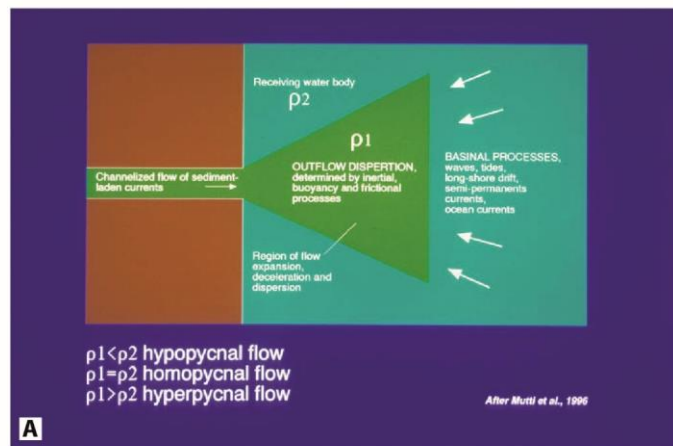
- Tipo di energia dei processi costieri (onde, maree, correnti);
- Morfologia del bacino recettore;
- Tasso di subsidenza.

I primi 3 fattori dipendono strettamente dal clima, dalla fisiografia del territorio (soprattutto dall'entità del rilievo) e dalla litologia. Gli ultimi 4 dipendono dall'interazione tra il bacino di drenaggio del fiume ed il bacino recettore.

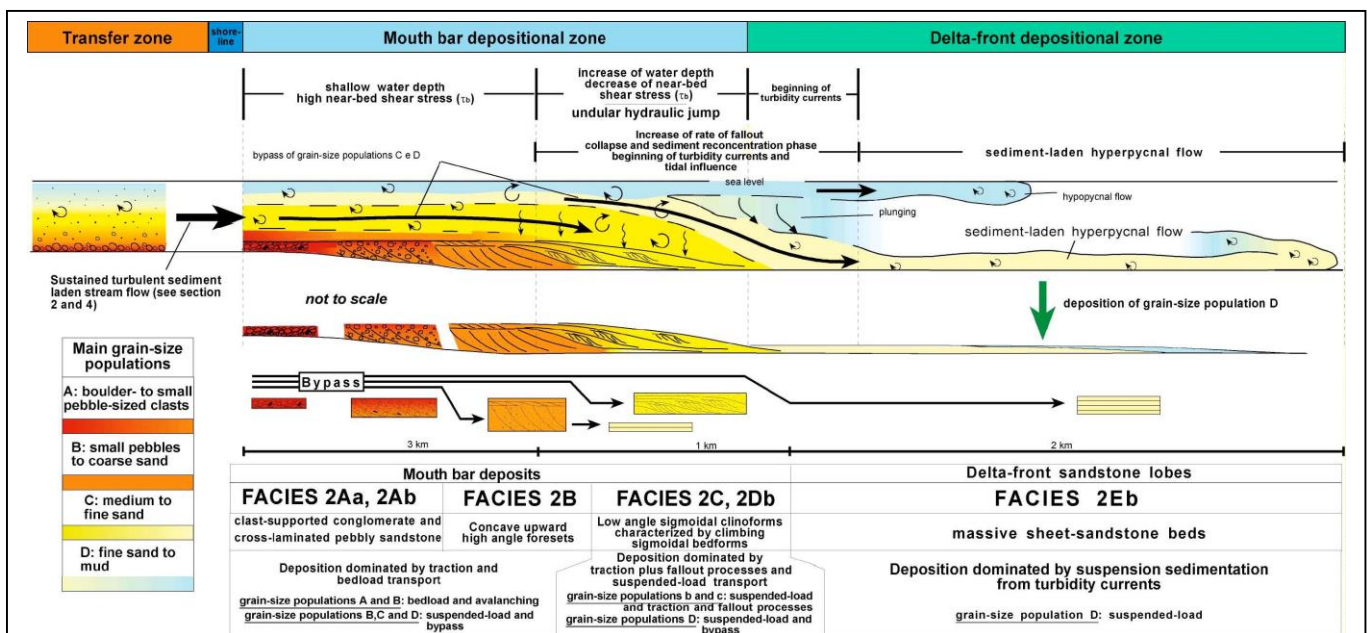
Il delta si forma quando un flusso fluviale entra in un corpo d'acqua (mare o lago), perde la sua capacità di trasportare sedimento, e lo deposita. Il carico sedimentario più grossolano si ferma nella zona prossimale, a formare il fronte deltizio, il carico fine (silt e argilla) trasportato in sospensione dal fiume si diffonde su distanze maggiori, e forma tipicamente i depositi di prodelta.

I delta possono essere costruttivi o distruttivi a seconda che tendano a predominare i processi fluviali che favoriscono l'immissione di sedimento o i processi di diffusione (onde e marea) che tendono, invece, a favorire la redistribuzione dei sedimenti (vedasi anche il diagramma triangolare di Galloway, 1975) [Fig. 3.3.6].

Il contrasto di salinità tra la miscela acqua-sedimento apportata dal fiume e il corpo d'acqua recettore è il principale fattore di controllo sulla tipologia e distribuzione di facies deltizie. Il flusso entrante può trovarsi in condizioni ipopicali (densità minore rispetto a quella del corpo accettore), omopicale (uguale densità) o ipericali (densità maggiore) (Bates, 1953; Elliott, 1986) [Fig. 3.3.4]. Quest'ultima condizione si verifica quando il fiume si trova in un regime di piena tale da creare un flusso turbolento carico di sedimento (sediment-laden) che entra in mare. Molti fiumi possono alternare o presentare contemporaneamente le tre condizioni (Nemec, 1995; Mulder & Syvitski, 1995; Kineke et al., 2000; Parsons et al., 2001). In ogni caso, i grandi fiumi che drenano estese piane alluvionali sono solitamente caratterizzati da condizioni ipopicali. Eventi di piena di proporzioni catastrofiche, invece, tendono a formarsi in piccoli fiumi ad alto gradiente ("small dirty rivers" di Milliman & Syvitski, 1992; Mulder & Syvitski, 1995; Syvitski & Morehead, 1999). Questi sistemi possono trasportare una gran quantità di sedimento e generare flussi ipericali, capaci addirittura di alimentare direttamente sistemi torbidity (vedasi il concetto di sistema fluvio-torbidity di Mutti et al. 1996; 1999) [Fig. 3.3.5]. Parsons et al. (2001) e Plink-Bjorklund & Steel (2004) hanno osservato comunque che, in ben determinate condizioni, flussi ipericali molto diluiti possono generarsi anche alla foce di grandi fiumi.



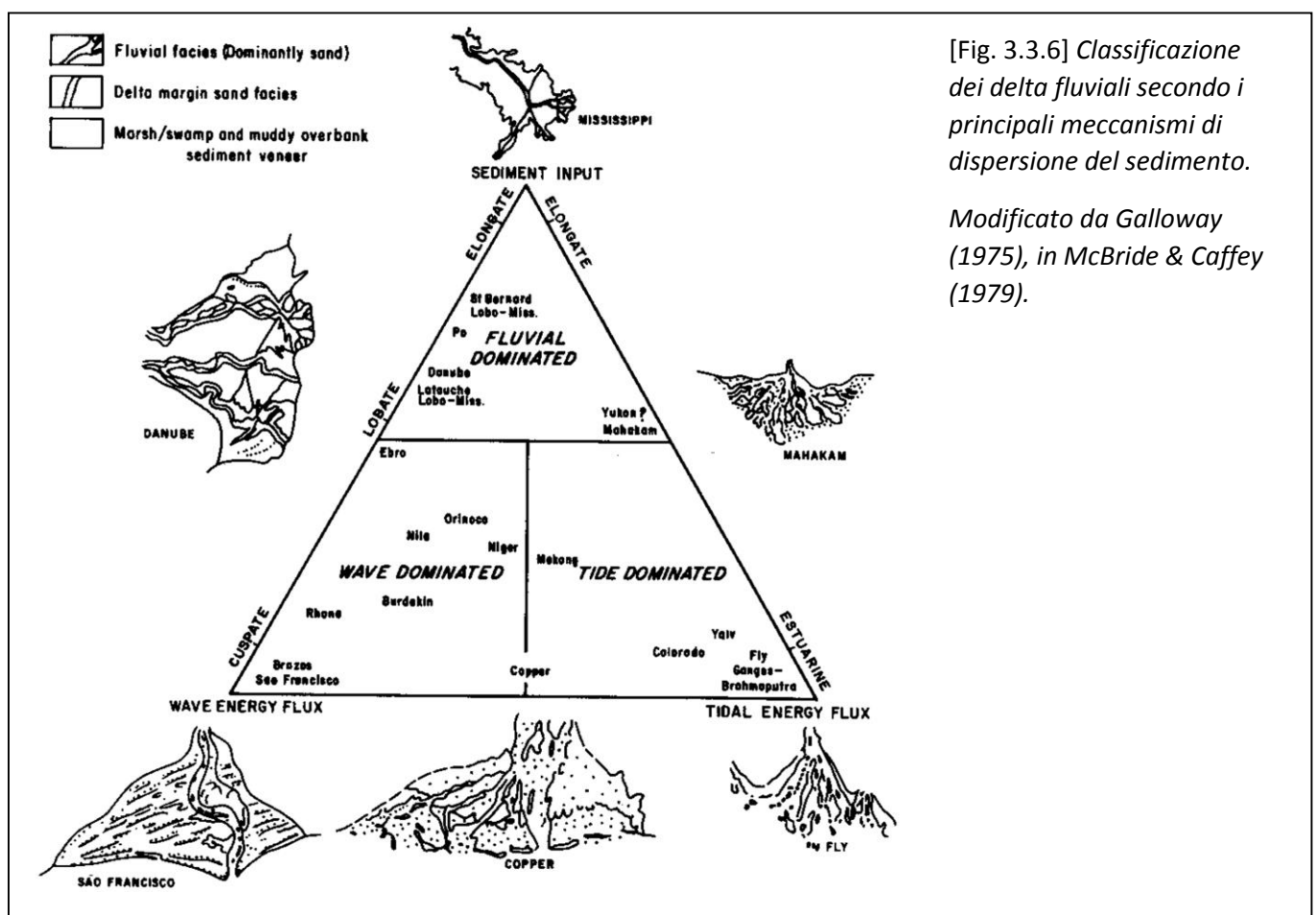
[Fig. 3.3.4] (A) Diagramma che mostra i principali fattori di controllo sulla sedimentazione in ambienti fluvio-deltizi attuali. Densità del flusso =  $\rho$ . Modificata da Elliott (1986) in Mutti et al. (1996). Meccanismi di sedimentazione per flussi (B) ipopicali, (C) omopicali e (D) iperpicnali. Da Reading (1986).

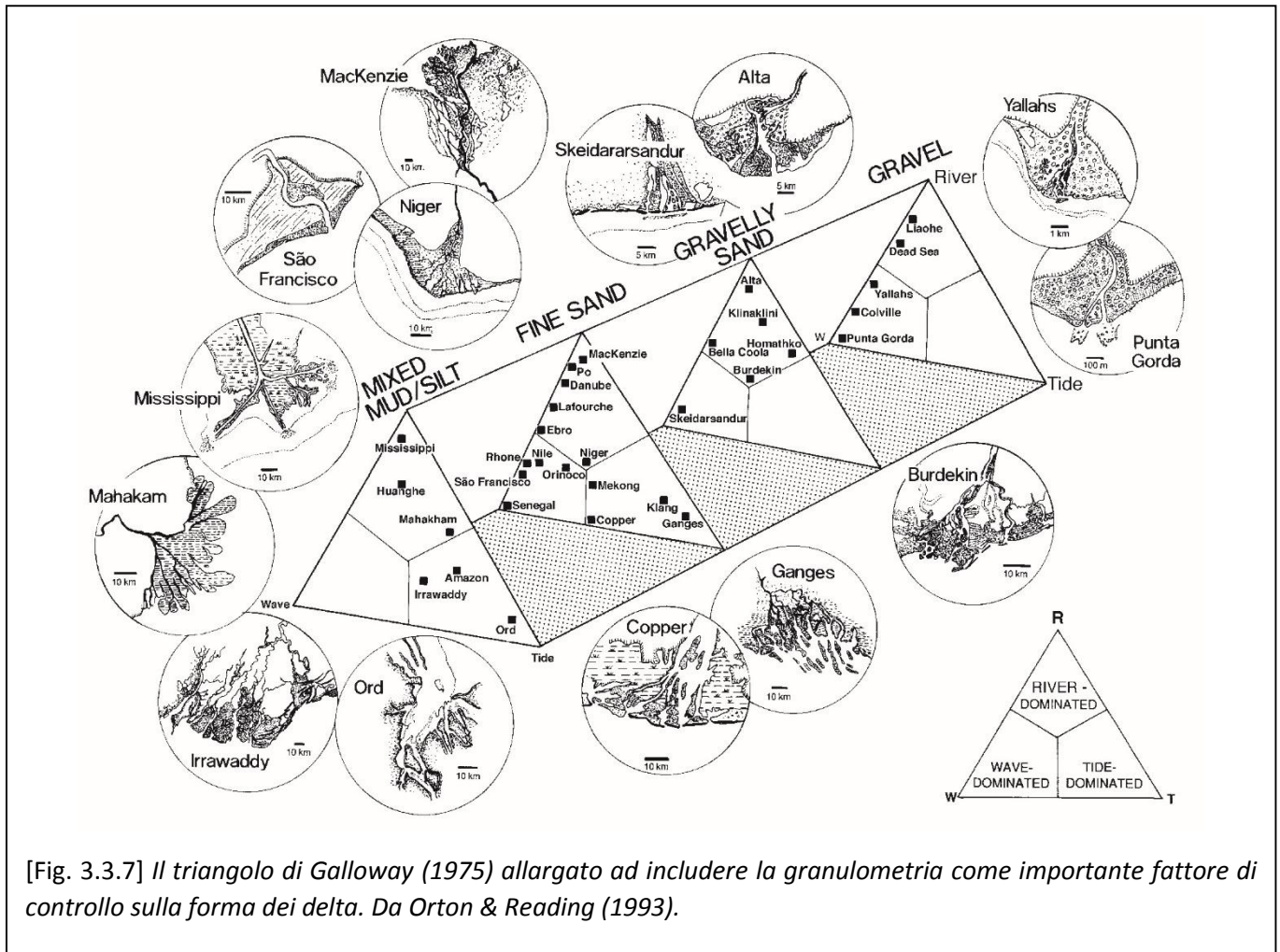


[Fig. 3.3.5] Facies-tract depositato da un ideale SLSF che entra in mare e, in corrispondenza della foce fluviale, si trasforma in un flusso iperpicinale. Da Tinterri (dispense corsi, non pubblicato).

Come per i sistemi fluviali s.s., gli studi che vengono effettuati sui sistemi deltizi sono soprattutto finalizzati alla mitigazione dei rischi ambientali e socio-economici e alla ricerca e sfruttamento delle risorse del sottosuolo. Tyler & Finley (1991) stimarono che i depositi deltizi detengono circa il 30% delle risorse mondiali di petrolio, carbone e gas.

La prima classificazione sistematica basata sulla morfologia dei delta è di Coleman & Wright (1975). Tale classificazione viene poi ripresa da Galloway (1975) che propone il famoso diagramma triangolare in base ai principali meccanismi di dispersione del sedimento [Fig. 3.3.6]. McPherson et al. (1987), Colella & Prior (1990), Postma (1990) e Orton & Reading (1993), Blair & McPherson (1994), studiando sistemi deltizi grossolani intuiscono l'importanza di fattori come granulometria, profondità del bacino accettore e tipo di bacino di drenaggio nel determinare la forma dei delta [Fig. 3.3.7].





[Fig. 3.3.7] Il triangolo di Galloway (1975) allargato ad includere la granulometria come importante fattore di controllo sulla forma dei delta. Da Orton & Reading (1993).

### 3.4 - CONSIDERAZIONI SUI MODELLI DI FACIES

Nonostante i progressi tecnologici degli ultimi decenni e i sempre più numerosi casi di studio indagati, siano essi in sottosuolo o in superficie, in sistemi attuali o fossili, i modelli di facies utilizzati per i sistemi fluviali sono rimasti essenzialmente, con qualche modifica, quelli formulati negli anni '80 (Ethridge, 2011; Miall, 2014; Mutti & Tinterri, 2015).

Come emerge dai paragrafi precedenti, questi modelli di facies sono in larga parte basati su una visione attualistica degli ambienti deposizionali. Essi, infatti, si basano essenzialmente su considerazioni

geomorfologiche, sviluppate a partire dai depositi che caratterizzano i grandi apparati fluviali e deltizi attuali. Questi schemi, però, non tengono sostanzialmente conto di quello che può essere l'effettiva capacità di preservazione nel record sedimentario dei depositi attuali (Mutti et al., 1996; Shanley, 2004; Miall, 2014). Queste classificazioni, infatti, tendono a non considerare il sistema fluviale come definito da Schumm (1977), bensì come un sistema isolato e distinto da quello deltizio, valutando la grande variabilità di processi e forme presenti nei sistemi attuali, ma allo stesso tempo sottovalutando gli stretti legami genetici che legano i due ambienti deposizionali.

Numerosi studi su ambienti fluviali e deltizi sia attuali sia fossili hanno messo in evidenza come sia ancora difficile confrontare le due realtà (Ethridge, 2011).

I riempimenti di bacino sviluppatisi in contesti collisionali come i bacini mediterranei mostrano come i sistemi deltizi siano caratterizzati da strati gradati a base netta erosiva, depositati da flussi gravitativi di sedimento di notevole energia, innescati da piene fluviali catastrofiche (Mutti, 1992; Mutti et al., 1994, 1996, 2000, 2003, 2007; Mutti & Tinterri, 2015). L'importanza delle piene come eventi più efficaci nella modellazione del territorio sul lungo periodo era già nota ai geomorfologi (vedi cap. 2 in Miall, 1996) ed è stata presa in considerazione parzialmente anche da Miall nella stesura del suo modello di facies (1992, 1996). Nel lavoro del 1996, Mutti et al. sottolineano però la differenza di almeno un ordine di grandezza tra gli eventi di piena olocenici e quelli pre-olocenici (Evans & Clague, 1994). I primi sono ampiamente documentati (Mutti et al., 1996 cum bibl.; Rodriguez et al., 2000; Fielding et al., 2005), i secondi meno considerati, nonostante la loro importanza nella costruzione delle successioni fluvio-deltizie (Mutti et al., 1996, 2000, 2003 cum bibl.; Baker, 2002 cum bibl.).

Le evidenze stratigrafiche mettono quindi in dubbio il dogma dell'uniformitarismo (come formulato da Hutton, Playfair e Lyell tra XIII e XIX secolo), secondo cui il presente sarebbe la chiave per leggere il

passato. Sicuramente nella storia geologica sono registrati eventi geologici di una tale magnitudo da essere impossibili da spiegare tramite la sola osservazione dei fenomeni che sperimentiamo attualmente (vedi, ad esempio, l'Evento Missoula in Baker & Bunker, 1985). Gli eventi catastrofici esistono, sono gerarchicamente ordinati e turbano i normali processi geologici in differenti modi (Ager, 1973, 1993 cum bibl.; Mutti et al., 1996 cum bibl.). Molto probabilmente, anche in passato, a prevalere era la deposizione in regime normale di flusso, ma è indubbio che eventi geologici quali possono essere le piene catastrofiche hanno avuto la capacità di esportare gran parte del sedimento depositato in precedenza, e di generare forme sedimentarie dalla grande capacità di preservazione, osservabili oggi nelle successioni sedimentarie. Per produrre eventi di piena di questa magnitudo la fisiografia del bacino di drenaggio doveva essere caratterizzata da quote massime relativamente elevate, zone di trasferimento ad alto gradiente e distanze brevi tra bacino di drenaggio e zona di deposizione (vedasi i "dirty" river di Milliman & Syvitski, 1992). In questo modo, eventi climatici estremi sulle zone di drenaggio e di trasferimento potevano portare alla formazione di flussi gravitativi di breve durata ma estremamente carichi di sedimento, tali da riuscire a raggiungere in breve tempo il mare aperto, a tal punto da creare all'occorrenza un legame genetico tra flussi di piena subaeree e correnti di torbida (sistemi fluvio-torbiditici di Mutti et al., 1994).

Proseguendo sulla linea tracciata da Mutti et al. (1994, 1996, 2000, 2003), vogliamo riportare enfasi sull'importanza degli eventi sedimentari catastrofici nella costruzione delle successioni sedimentarie, e ribadire il fatto che non sempre il presente è la chiave per leggere il passato, deduzione alla quale anche Miall (2014a, b) ultimamente ha dato una certa importanza nella sua rivisitazione del concetto di uniformitarismo. Per poter individuare i depositi generati da piene catastrofiche è necessario ripartire dall'analisi di facies alla scala sedimentologica, tenendo presente i recenti notevoli passi avanti fatti nella conoscenza delle strutture sedimentarie (Fielding, 2006; Duller et al., 2008; Ghienne, 2010; Tinterri, 2011; Lang & Winesmann, 2012; Cartigny et al., 2014; Ventra et al., 2015; Herbert et al., 2015). Ribadiamo

anche l'importanza di considerare i fiumi ed i delta come parte di un unico sistema fluviale (o fluvio-deltizio), obiettivo perseguibile riconoscendo l'importanza dei lavori di stratigrafia fisica di dettaglio, grazie ai quali è possibile fare correlazioni anche tra diversi ambienti deposizionali.

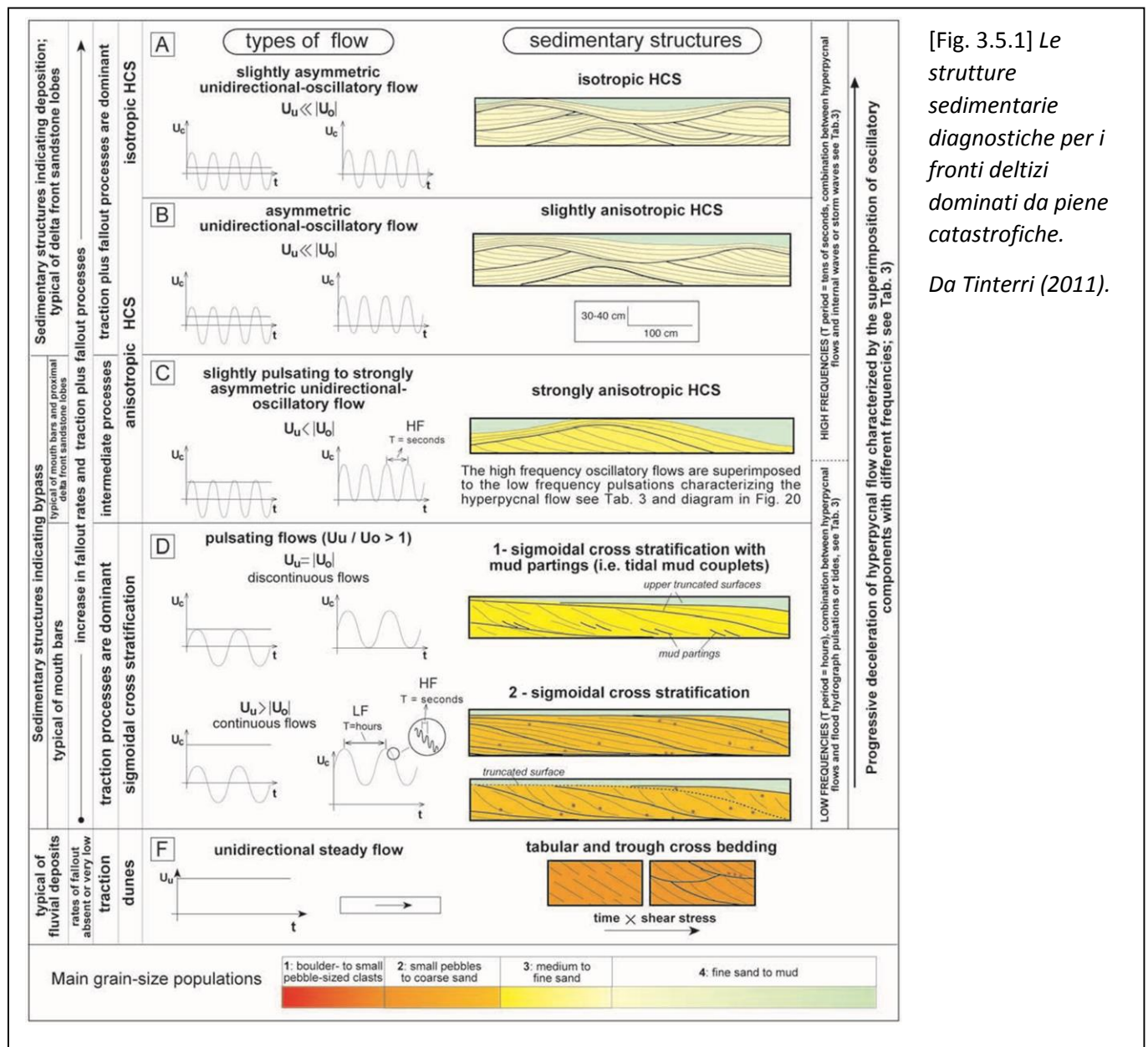
### 5.5 - I SISTEMI FLUVIO-DELTIZI DOMINATI DA PIENE

Con il termine “sistemi fluvio-deltizi dominati da piene” si intende un sistema deposizionale prevalentemente costituito da unità prodotte da piene catastrofiche, tracciabili in relativa continuità dall'ambiente alluvionale fino a quello marino. Ogni unità è deposta da un evento di piena ed è quindi uno strato nel senso di Campbell (1967). Queste unità sono composte da una gran varietà di facies, che vanno da conglomerati massivi a peliti, passando per svariati tipi di facies intermedie. All'interno di ogni unità, a seconda del volume della piena, la geometria stratale varia da fortemente lenticolare (vedasi la barra sigmoideale di Mutti et al. 1996) a piano-parallela (vedasi i lobi di Mutti et al. 1996).

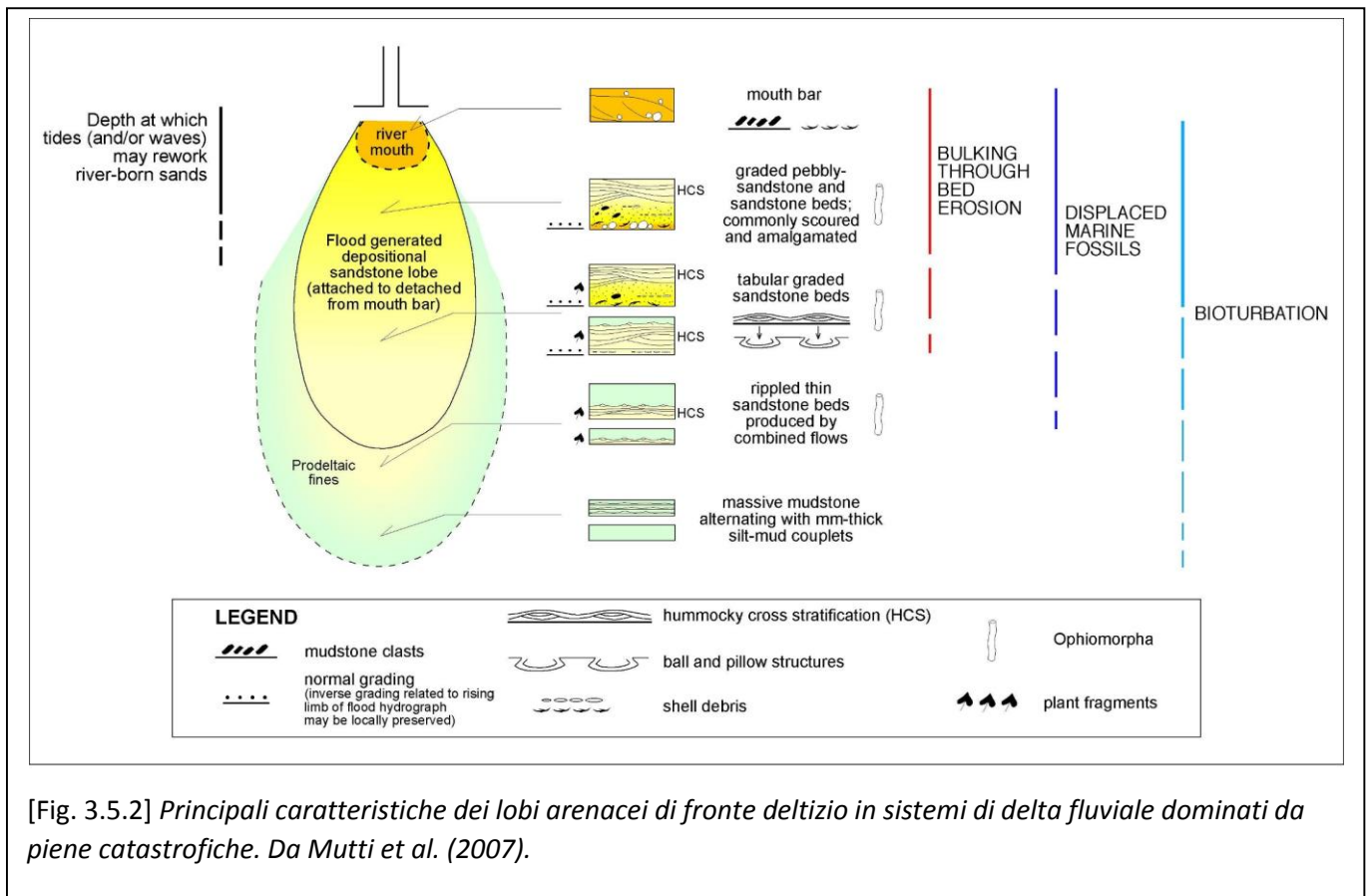
L'evoluzione sottocorrente delle facies (facies-tract) nei sistemi fluvio-deltizi può essere stabilita sulla base di correlazioni regionali di grande dettaglio. Gli strati più prossimali, infatti, sono costituiti da granulometrie grossolane e da unità spesso amalgamate, mentre più sottocorrente essi diventano sempre più tabulari, meglio gradati e di granulometria più fine. Come termine ultimo, in ambiente marino, si depositano strati molto spessi e a base netta di arenarie gradate normalmente, le quali sfumano in zone più distali a prevalenti peliti con intercalazioni di livelli arenacei a granulometria fine.

L'espressione tipica degli sistemi fluvio-deltizi dominati da piene fossili è rappresentata da importanti spessori di lobi arenacei ad Hummocky Cross Stratification (HCS), che si formano in ambiente di piattaforma. Questi corpi tabulari, che solitamente si sviluppano come strati di spessore metrico talora separati da facies più fini, vengono definiti da Mutti e al. (1996) “lobi arenacei di piattaforma con HCS”

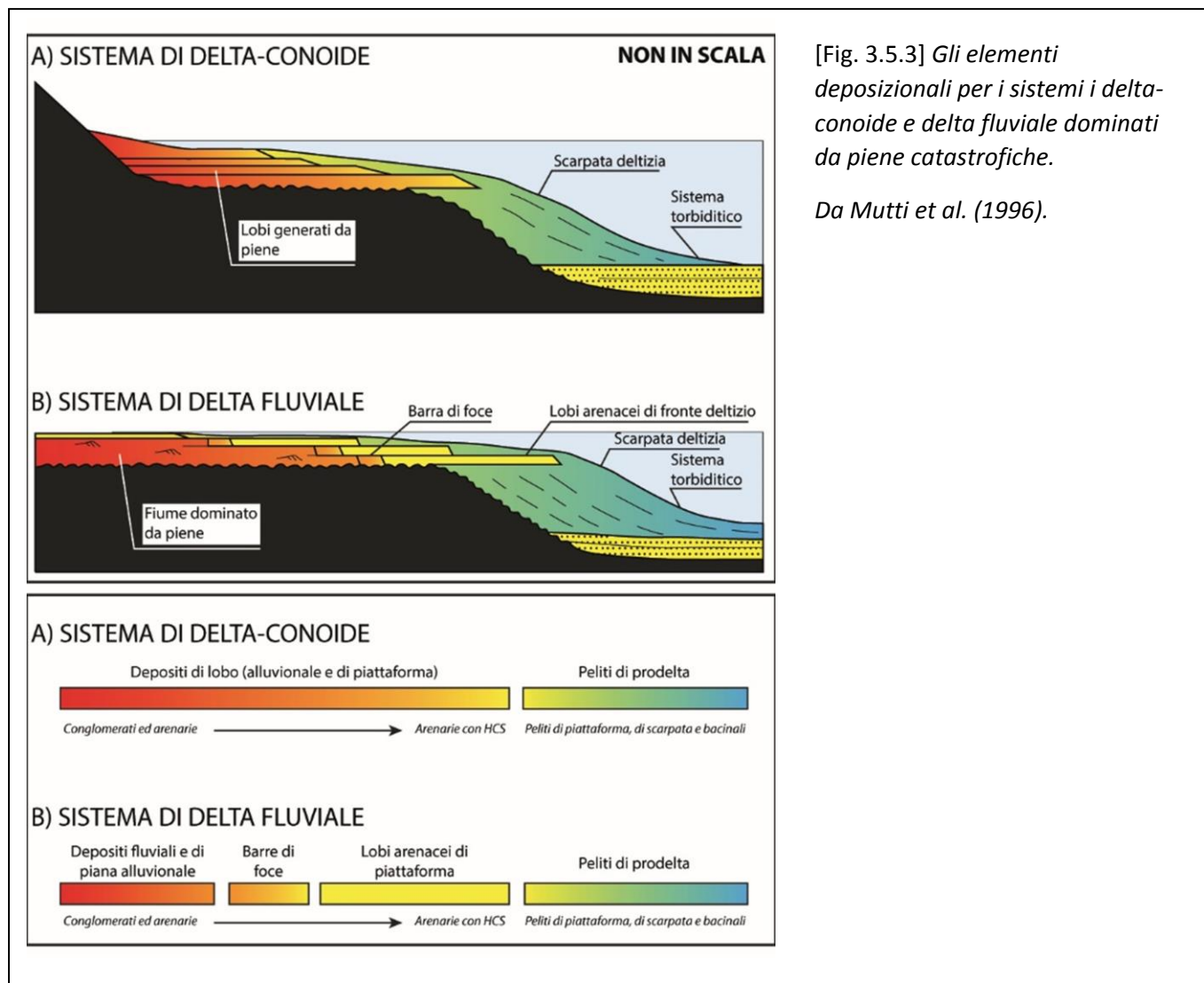
perché presentano importanti similitudini con i lobi arenacei torbidity (Mutti e Ghibaudo, 1972; Mutti e Ricci Lucchi, 1972; Mutti, 1992). Sebbene per la formazione di strutture tipo HCS fossero storicamente chiamati in causa eventi di tempesta o flussi oscillatori nella zona di transizione all'offshore (Hamblin & Walker; Duke et al., 1991; Morsilli & Pomar, 2012), i lavori di Mutti e al. (1996, 2000, 2003) e di Tinterri (2006; 2007; 2011) hanno dimostrato, sia sperimentalmente sia sulla base di dati di terreno, che queste geometrie deposizionali sono l'espressione più genuina dei lobi di fronte deltizio depositi da correnti di torbida di acque basse innescate da flussi di piena catastrofici [Fig. 3.5.1-2].



[Fig. 3.5.1] Le strutture sedimentarie diagnostiche per i fronti deltizi dominati da piene catastrofiche. Da Tinterri (2011).



Mutti et al. (1996) presentano numerosi casi di studio, dove hanno individuato unità di piena sia in sistemi di river delta che di fan delta. La sostanziale differenza tra i due sistemi risiede in due differenti facies tractate dalle diverse modalità con cui il flusso di piena arriva in mare. Per i sistemi di delta-conoide i flussi che arrivano in mare sono essenzialmente flussi iperconcentrati non confinati (flussi iperconcentrati di Mutti et al. 1996), mentre nei sistemi di delta-fluviale abbiamo flussi turbolenti carichi di sedimento generalmente canalizzati che si espandono solo una volta raggiunta la foce (sediment-laden stream flow di Mutti et al. 1996). Questa differenza risulta in associazioni di facies diverse; i sistemi di delta fluviale, infatti, sviluppano barre di foce associate verso terra a depositi fluviali grossolani, mentre quelli di delta-conoide formano lobi grossolani tabulari che possono essere tracciati direttamente dalle zone subaeree a quelle di piattaforma [Fig. 3.5.3].



[Fig. 3.5.3] *Gli elementi deposizionali per i sistemi i delta-conoide e delta fluviale dominati da piene catastrofiche.*

*Da Mutti et al. (1996).*

I delta, trattandosi di ambienti di transizione, subiscono l'influenza dei moti ondosi e tidali, i cosiddetti processi di diffusione marina. Questi processi raramente lasciano traccia nei depositi di delta-conoide dominati da piene, a causa del grande potere erosivo che gli eventi catastrofici hanno in questo ambiente. Nei sistemi di delta-fluviale, invece, i processi di diffusione marina sono più preservati e rappresentati, e sono principalmente dovuti alle correnti tidali, che rielaborano, talora anche in maniera pervasiva, i depositi di piena, soprattutto nei periodi tra un evento catastrofico e il successivo. Diversamente, in questi ambienti più difficilmente sono preservati depositi rielaborati dal moto ondoso (vedasi discussione in Mutti et al. 1996, 2000). In particolare, i depositi deltizi rielaborati da correnti tidali tendono a formarsi soprattutto in

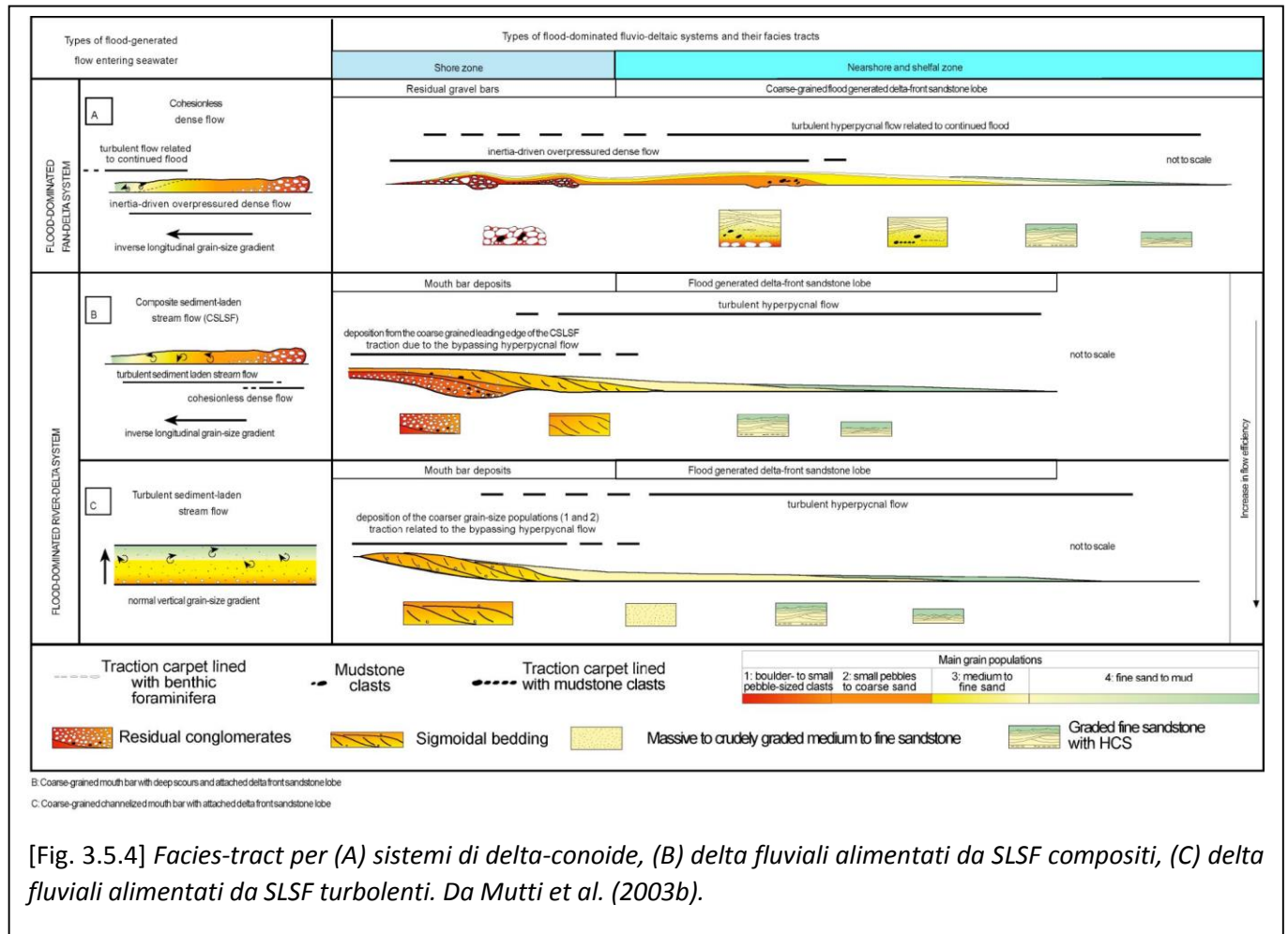
zone tettonicamente confinate, dove il confinamento morfologico può provocare la risonanza le correnti di marea (vedasi Tinterri, 2007).

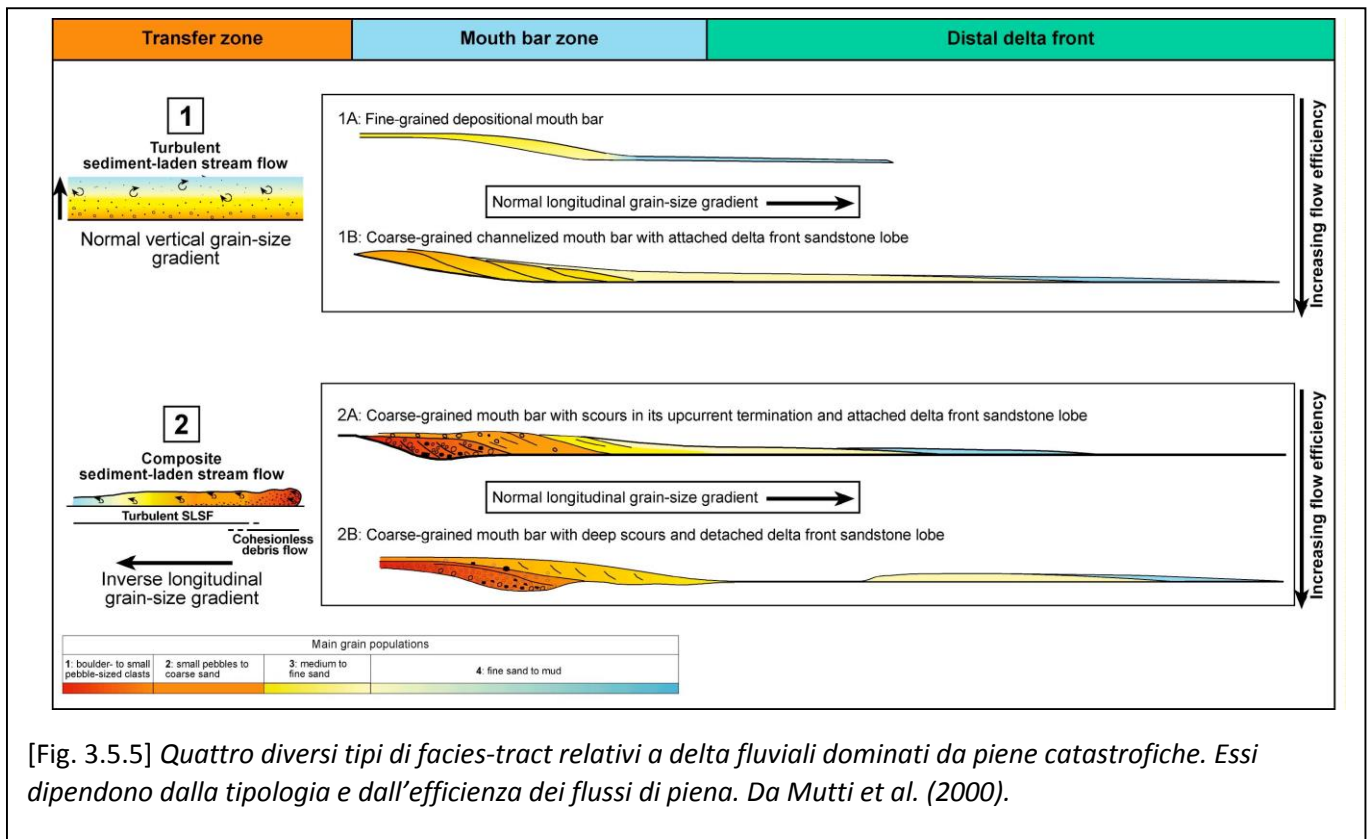
L'evoluzione sottocorrente delle facies (facies-tract) nei sistemi deposizionali è data dal modo in cui il flusso carico di sedimento si sviluppa lungo il suo percorso.

Nei sistemi di delta-conoide dominati da piene i flussi gravitativi iperconcentrati e poco o per nulla confinati entrano in acqua come flussi iperpicnali che si trasformano velocemente in correnti di torbida ad alta densità, le quali poi si evolvono diventando progressivamente più diluite. Queste correnti di torbida di acqua bassa formano depositi arenacei stratificati spesso intercalati a peliti siltose e sabbiose molto bioturbate e fossilifere [Fig. 3.5.4].

Nei sistemi di delta-fluviale, invece, i flussi iper-concentrati si trasformano nella zona fluviale subaerea in sediment laden stream flow (SLSF), cioè in flussi altamente turbolenti in grado di trasportare grandi quantità di sedimento in sospensione. A seconda dell'energia con cui arriva alla foce, il SLSF può depositare tutto il suo carico in corrispondenza del fronte deltizio o trasformarsi in un flusso iperpicnale ed espandersi più sottocorrente. In generale, le barre di foce deltizie sono corpi arenacei caratterizzate da accrezioni frontali, ognuna delle quali registra uno o più eventi di piena. Esse agiscono in pratica da filtro per gli stessi SLSF, determinando quanto del carico di sedimento viene rilasciato nel fronte deltizio prossimale e quanto riuscirà a raggiungere il mare aperto attraverso la formazione di flussi iperpicnali o correnti di torbida di mare basso per formare lobi arenacei con HCS. L'energia del singolo SLSF, i contrasti di densità, le forze d'attrito e i processi di diffusione marina determinano le caratteristiche locali della deposizione in zona di barre di foce, rendendo obbligatorio lo studio di ogni sistema caso per caso (Mutti e al., 2000; Tinterri, 2007). Esiste, quindi, una grande variabilità di tipi di barre di foce e lobi di fronte deltizio a seconda del grado di efficienza del flusso e delle popolazioni granulometriche dallo stesso trasportate [Figg. 3.3.5-3.5.4-

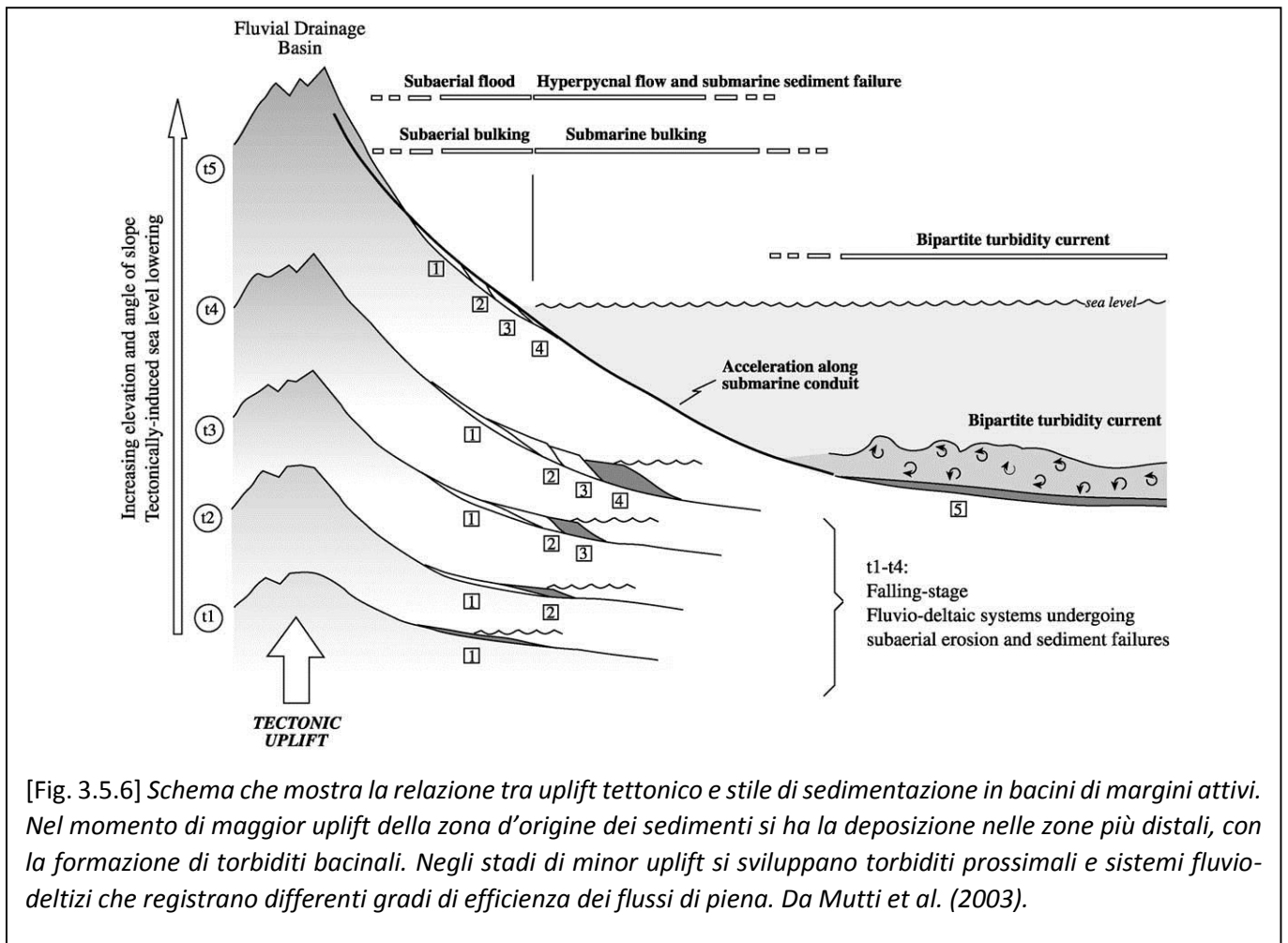
.5]. In particolare, nei river-delta dominati da piene tipo SLSF composti, caratteristici quindi di sistemi fluviali relativamente piccoli, ad alto gradiente e ricchi di materiale grossolano (i già citati “dirty” rivers di Milliman & Syvitski, 1992), i delta possono sviluppare vari tipi di barre di foce sigmoidali, ognuna delle quali è generata da un evento di piena (Mutti e al., 2000, 2003; Tinterri, 2007, 2011).



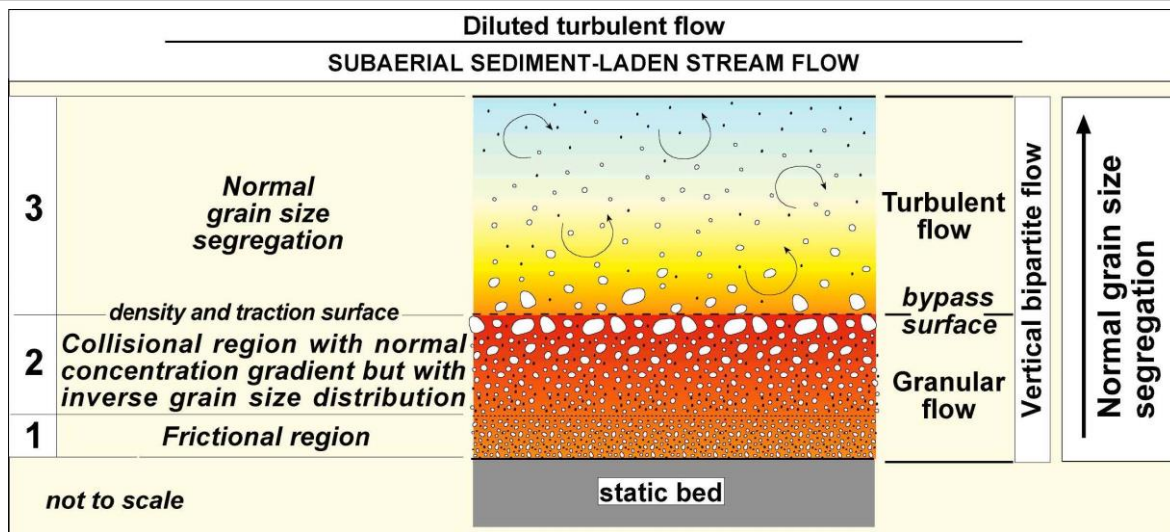


[Fig. 3.5.5] Quattro diversi tipi di facies-tract relativi a delta fluviali dominati da piene catastrofiche. Essi dipendono dalla tipologia e dall'efficienza dei flussi di piena. Da Mutti et al. (2000).

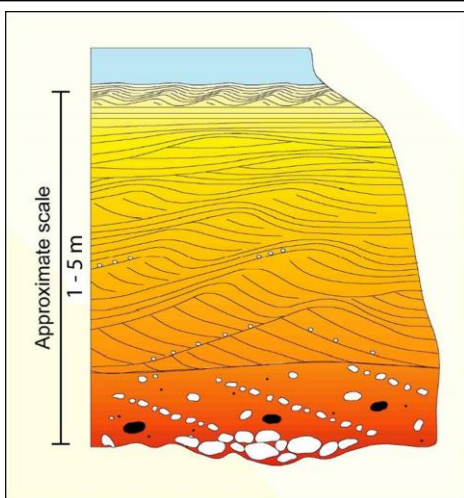
Osservando le successioni dei sistemi fluvio-deltizi dominati da piene, risulta particolarmente evidente la loro organizzazione ciclica. Questa ciclicità è composta da vari ordini di diversa durata temporale. La ciclicità a più alta frequenza, rappresentata dalle EDS introdotte nel Capitolo 2, è quasi sicuramente di tipo climatico, ed è quella che più direttamente influenza l'innesco delle piene catastrofiche. La ciclicità più a lungo periodo, invece, è il risultato del fatto che questi sistemi si sviluppano in contesti di tettonica attiva, ed è dovuta ad eventi di uplift particolarmente importanti. Questi fenomeni di uplift creano gradiente topografico e aumentano la disponibilità di materiale erodibile dagli eventi climatici estremi. Questi cicli vengono definiti da Mutti e al. (1996) "cicli di tipo davisiano", in quanto sono simili, seppur di durata minore, al ciclo di erosione di Davis (1899) [Fig. 3.5.6].



L'Allogruppo di Castissent (Mutti et al., 1988) nel Bacino di Tresp-Graus, e soprattutto la sua porzione inferiore (Formazione di Castissent di Nijman & Nio, 1975), è stato da noi individuato come lo scenario ideale dove studiare i depositi fluviali fossili, al fine di arrivare a formulare uno schema di facies per la porzione subaerea dei sistemi fluvio-deltizi dominati da piene. Tale schema, infatti, nonostante i lavori di Mutti et al. (1996, 2000, 2003), è ancora sostanzialmente mancante [Figg. 3.5.7-8].



[Fig. 3.5.7] Sezione istantanea di un SLSF durante il suo scorrere verso mare/lago. Predominano i processi di trazione e decantazione. Si tratta di un flusso caratterizzato da una segregazione verticale delle classi granulometriche. Esso risulta formato da un tappeto di trazione basale grossolano e da un flusso diluito turbolento sovrastante che trasporta le popolazioni granulometriche più fini, a loro volta segregate normalmente. Da Tinterri (dispense corsi, non pubblicato).



[Fig. 3.5.8] Sequenza di facies ideale di un'unità di piena depositata da un SLSF in fase calante. Si può notare il trend fining-upward e, dal basso verso l'alto: (1) conglomerato da massivo a malamente stratificato, ricco in clasti pelitici e resti vegetali; (2) arenaria ciottolosa molto mal classata con stratificazione obliqua e abbondanti clasti pelitici e resti vegetali; (3) arenaria da gross. a molto gross. con stratificazione obliqua da trazione pura; (4) arenaria da grossolana a media a formare dune rampicanti separate da superfici erosive ondulate; (5) arenarie medio-fini ben classate con laminazione obliqua a basso angolo da decant.+traz.; (6) arenaria da fine a molto fine/silt in sottili lamine piane che gradano verso climbing ripples; (7) peliti di piana alluvionale. Da Mutti et al. (1996).

## 4 - L'ALLOGRUPPO DI CASTISSENT

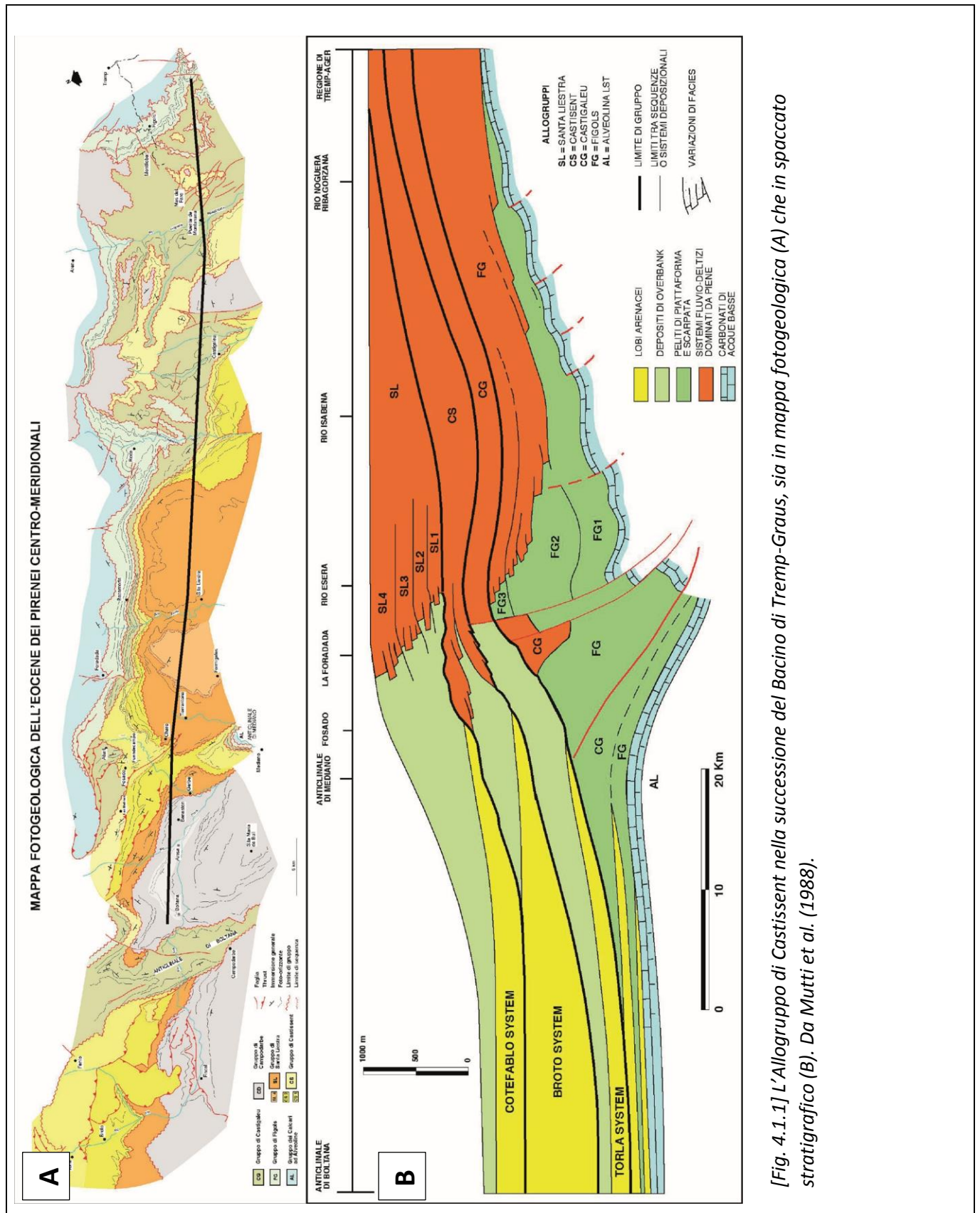
### 4.1 – CONSIDERAZIONI GENERALI E LAVORI PRECEDENTI

L'Allogruppo di Castissent è stato definito per la prima volta da Mutti et al. nel 1988, in seno all'applicazione degli allora moderni concetti di stratigrafia sequenziale alle successioni sin-orogiche affioranti nei pre-pirenei meridionali (vedasi anche Mutti et al., 1985). Da questo nuovo approccio metodologico scaturì una nuova suddivisione stratigrafica (vedasi cap. 1, par. 3), che va oltre la normale descrizione litologica per introdurre i concetti di analisi di facies e sequenziale allo studio delle successioni sedimentarie in contesti di tettonica attiva.

Tra i 4 allogruppi sviluppatisi tra i 2 principali eventi tettonici pirenaici, relazionabili alle trasgressioni dei Calcari ad Alveolina (Ypresiano inf.) e “Biarriziana” (passaggio Luteziano/Bartoniano), molto probabilmente quello di Castissent è il più significativo, principalmente per via delle fasi deformative registrate dai suoi sedimenti [Fig. 4.1.1].

La sedimentazione dell'intero Gruppo avviene in circa 3 Ma (Oms et al., 2000), tra i 50 ed i 47 Ma, a cavallo tra Ypresiano e Luteziano. In questo periodo si ha la fase parossistica di attività tettonica al bordo occidentale del Bacino di Tresp-Graus. In particolare, il sistema di sovrascorrimenti di La Fueba e la Faglia de La Foradada prima e l'inizio del sollevamento delle strutture di Añisclo e Mediano poi hanno condizionato fortemente la sedimentazione nella zona di transizione tra sedimenti di piattaforma e di mare profondo [vedasi Figg. 1.1.2-1.3.1.1-1.3.4.1]. Queste deformazioni sono dovute ai movimenti traslativi differenziali della falda Gavarnie-Sierras Marginales, più considerevoli nella zona sud-pirenaica centrale rispetto a quelli nella zona occidentale, che hanno comportato l'inizio dei piegamenti nella Zona di Ainsa (pieghe di Añisclo, Mediano e Boltaña) (Muñoz et al., 2013). Durante questa fase si ha un'accelerazione

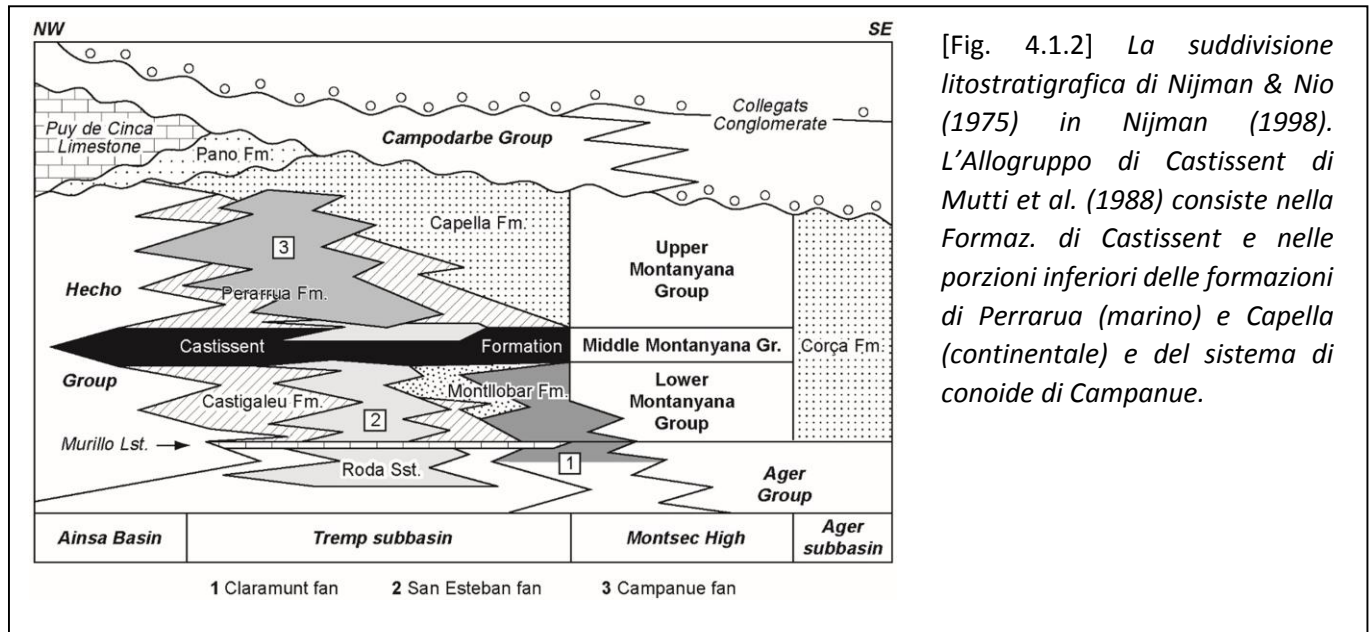
dell'esumazione della Zona Assiale Pirenaica, con il movimento contemporaneo delle falde di basamento di Nogueres ed Orri (Fitzgerald et al., 1999; Fillon & van der Beek, 2012).



[Fig. 4.1.1] L'Allogruppo di Castissent nella successione del Bacino di Tremp-Graus, sia in mappa fotogeologica (A) che in spaccato stratigrafico (B). Da Mutti et al. (1988).

Nel Bacino di Tremp-Graus, la porzione inferiore dell'Allogruppo è costituita da tre corpi arenacei di tipo fluviale non canalizzati, individuabili chiaramente e con continuità dalla Val Noguera Ribagorçana alla Val Esera, fino a La Foradada del Toscar, dove, in corrispondenza dell'omonima faglia, si ha un passaggio da facies fluviali a deltizie. Questa porzione inferiore è meglio nota come Formazione di Castissent o Arenarie di Castissent (Nijman & Nio, 1975), e sarà oggetto di un'estesa trattazione nel prossimo capitolo. La porzione superiore e più sviluppata del Gruppo è costituita da depositi fini di piana alluvionale (essenzialmente paleosuoli) con intercalati corpi fluviali più o meno canalizzati e relativi depositi di trascinamento. Verso la Val Isábena e proseguendo verso zona de La Foradada questa successione entra in ambiente transizionale, caratterizzato da depositi fini scuri di ambiente deltizio e barre di foce arenacee. Fanno parte di questa porzione di Allogruppo la Formazione di Perrarua e la parte inferiore della Formazione di Capella, nonché parte del sistema di conoide di Campanue (Nijman & Nio, 1975) [Fig. 4.1.2]. Ad Ovest de La Foradada il Gruppo è costituito da due sistemi torbiditici arenacei che si estendono verso il Bacino di Jaca-Pamplona. Dei due sistemi, quello inferiore è composto, nel verso delle paleocorrenti, dai riempimenti di canale di Fosado e dai lobi di Torla, questi ultimi correlabili alla discordanza basale dell'Allogruppo. Il sistema torbiditico superiore è definito sistema del Broto ed è correlabile ad una discordanza di origine tettonica che si è formata durante la deposizione dell'Allogruppo, ben visibile anche nei depositi continentali, che divide lo stesso in 2 sequenze deposizionali composite (CS1 e CS2), riferibile all'avanzamento da nord dei sistemi di conoide alluvionale, precursori della maggiore fase deformativa testimoniata dal Gruppo di Santa Liestra. Il limite superiore del Gruppo è anch'esso segnato da una superficie di inconformità. Ad Ovest de La Foradada esso si manifesta come il contatto tra i sottili lobi del sistema di Broto ed i più grossolani e spessi depositi del sistema di Cotefablo, che si correlano, attraverso i riempimenti di canale del canyon di Charo, alla discordanza basale del Gruppo di Santa Liestra, ben visibile anche nel Bacino di Tremp-Graus. In Val Isábena il limite superiore è ben evidenziato dal passaggio dai

depositi marino marginali del gruppo di Castissent ai paleosuoli e conglomerati del Gruppo di Santa Liestra. Nella zona di Mas de Faro, propaggine orientale degli affioramenti del Gruppo, il limite superiore è caratterizzato dalla comparsa conglomerati arrossati facenti parte del Gruppo di Campodarbe.

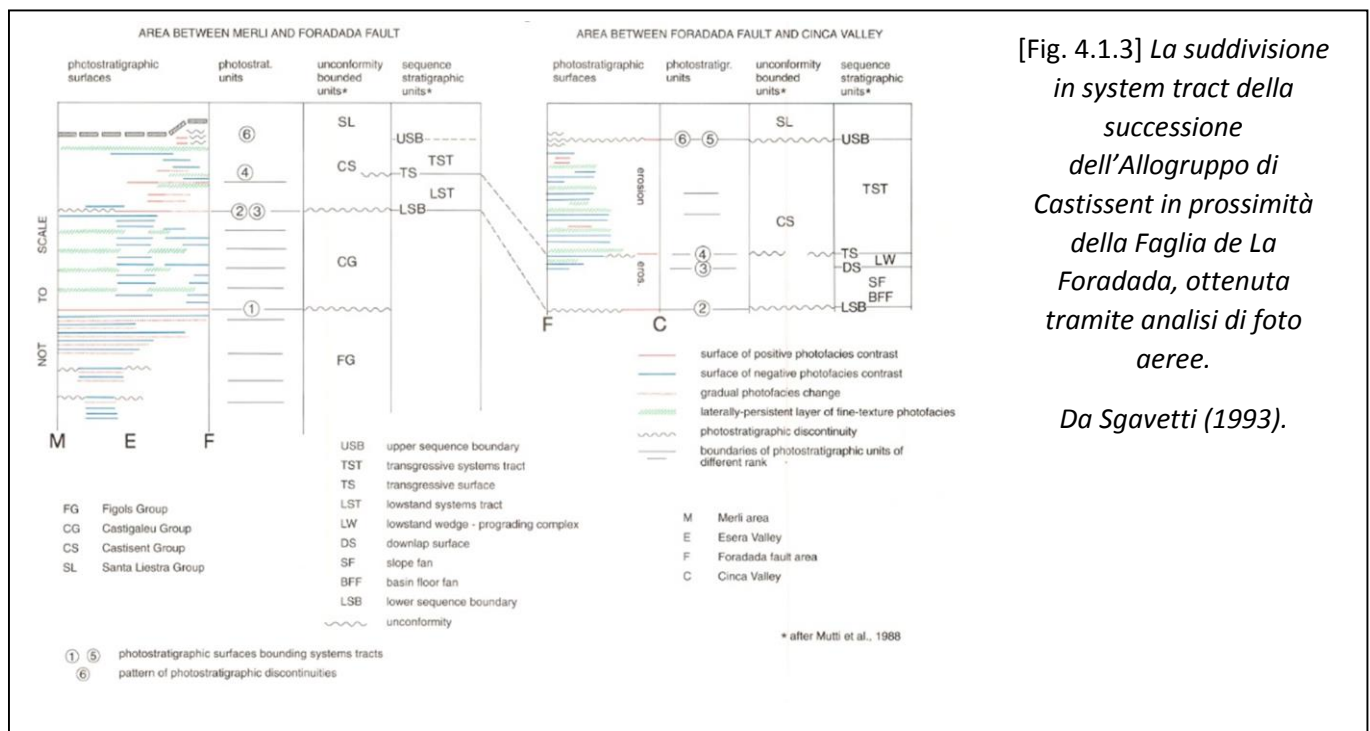


Nei lavori di Mutti et al. (1988, 1994), Davoli et al. (1991) e Sgavetti (1993) viene proposta un'interpretazione in chiave stratigrafico sequenziale dei depositi dell'Allogruppo, supportata sia da dati di campagna sia da interpretazione di foto aeree [Fig. 4.1.1-3]. La successione sedimentaria può essere suddivisa in 3 distinti system-tract, formati durante un ciclo di terzo ordine (Vail et al., 1977) di variazione del livello di base. Dalla base al tetto sono stati riconosciuti:

- (1) Lowstand System Tract (LST). Esso include (a) i lobi torbidity del sistema di Torla, (b) il complesso canale-argini di Fosado-Fuendecampo e (c) un sistema fluvio-deltizio progradante di lowstand, che coincide con la Formazione di Castissent di Nijman & Nio (1975).
- (2) Transgressive System Tract (TST). In Val Isàbena è rappresentato dal netto passaggio da depositi fluviali a depositi fini di ambiente salmastro in cui sono inseriti depositi deltizi influenzati da moti

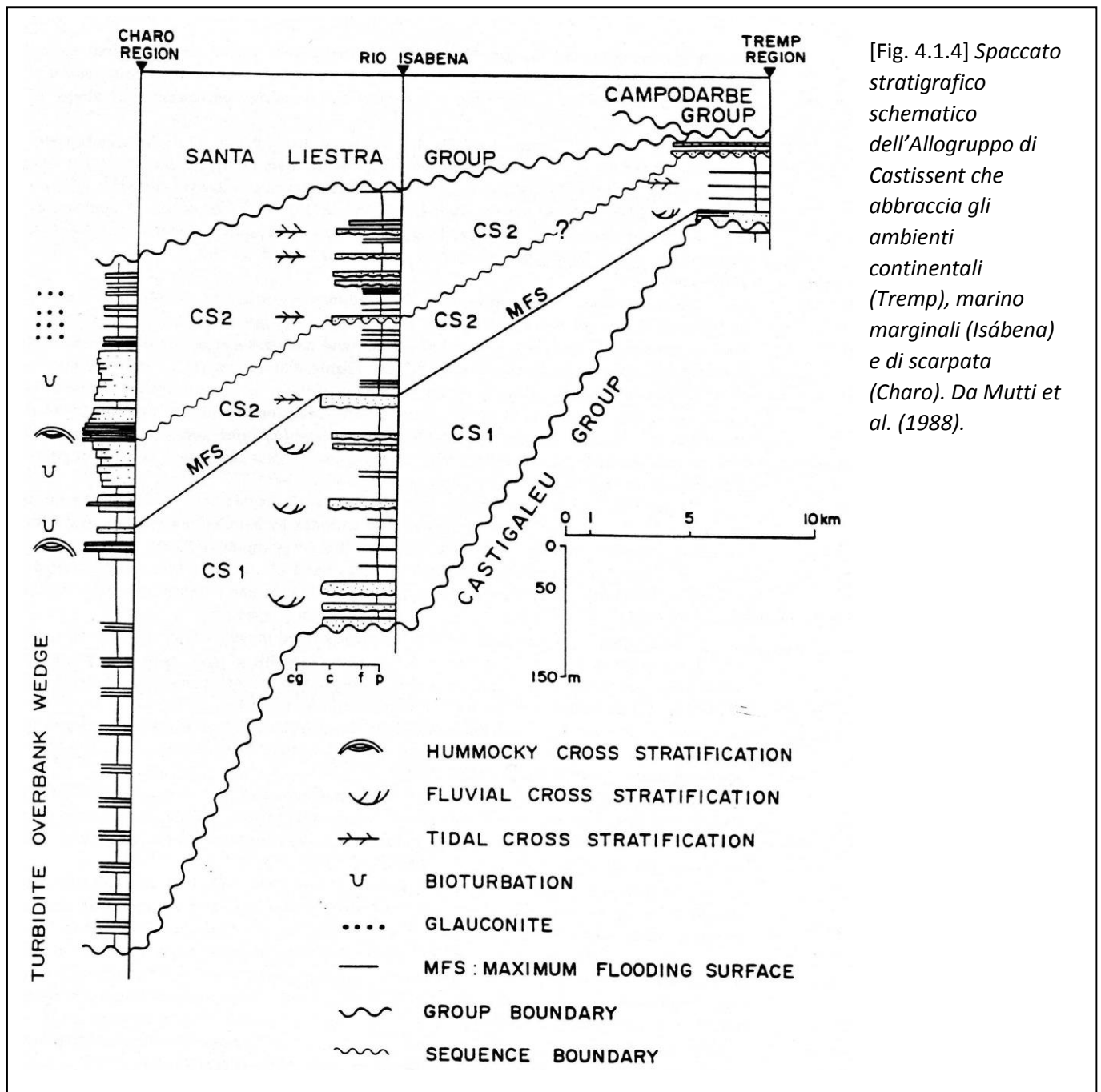
tidali. Più ad Est, nella Val Noguera Ribagorçana, il TST è rappresentato da depositi fini di piana alluvionale. Nella zona di Charo, ad Ovest rispetto alla faglia de La Foradada, il sottostante lowstand è tagliato da un'erosione (Canyon di Charo) sopra cui si sono sedimentati (a) i lobi del sistema di Broto, (b) i depositi di scarpata di Arro e (c) depositi fini di piattaforma, questi ultimi correlabili con il TST della zona orientale.

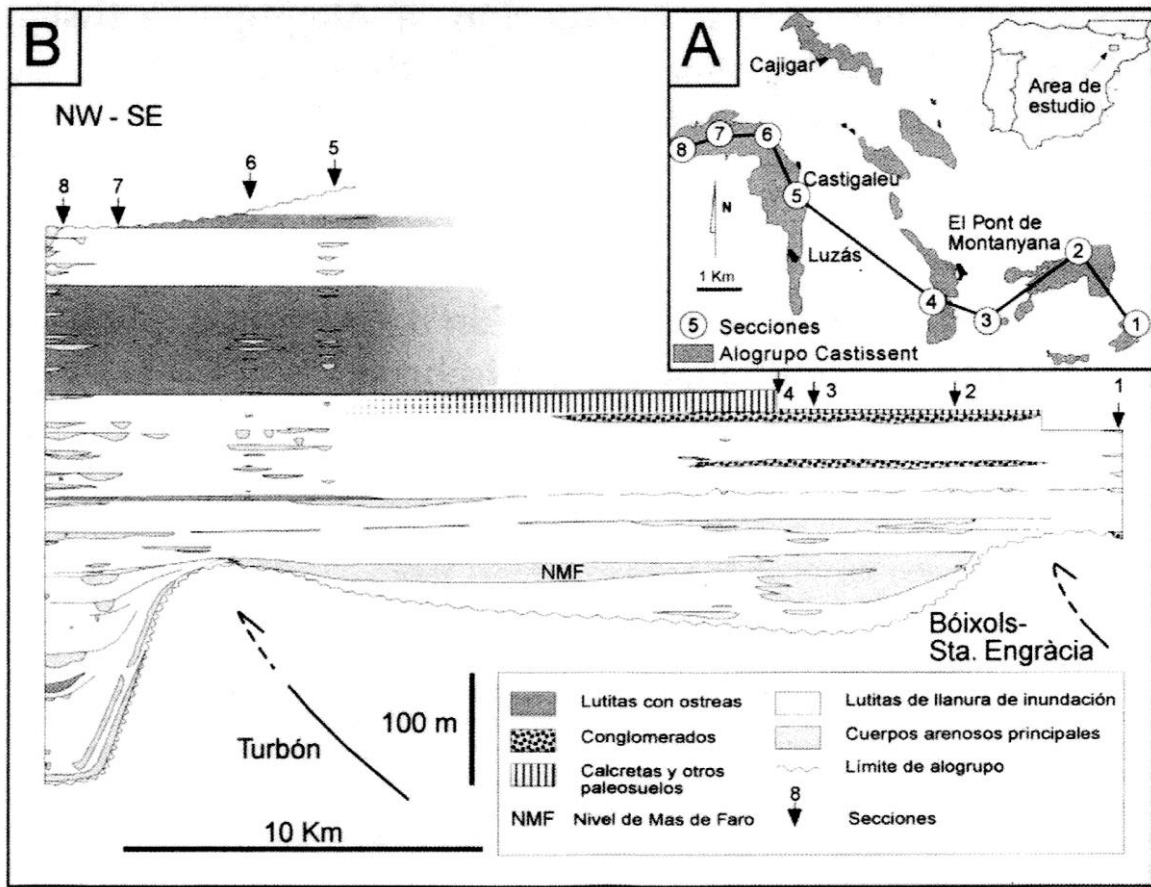
(3) Highstand System Tract (HST). Esso è riconoscibile principalmente in Val Isàbena, dove facies conglomeratiche ed arenaceo grossolane si alternano a più spesse porzioni di peliti e siltiti scure molto fossilifere.



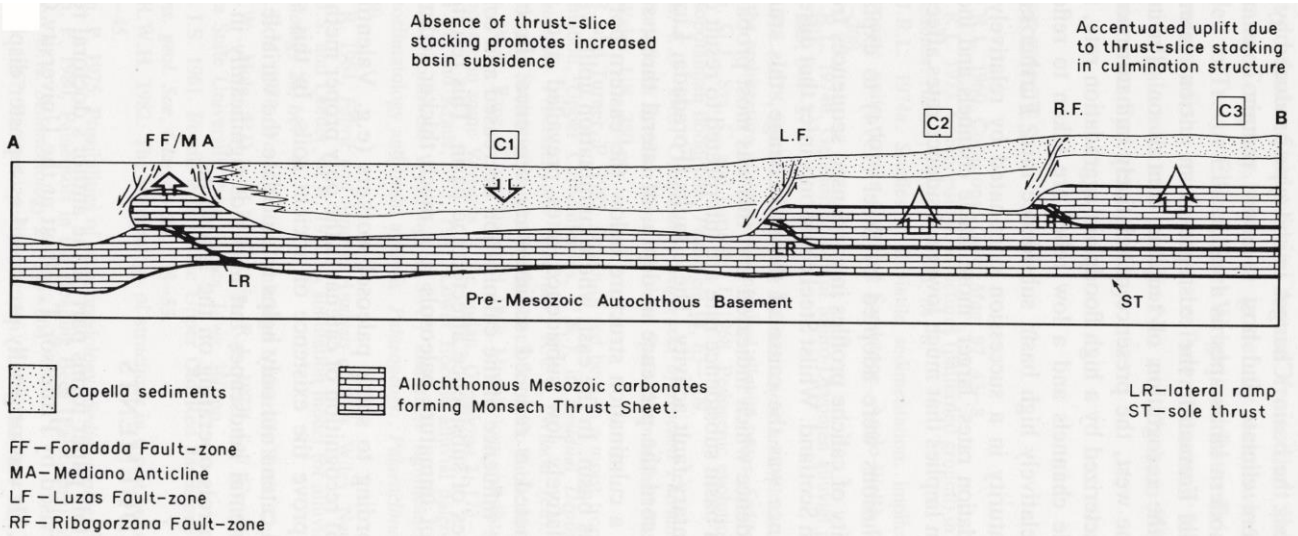
I principali studi stratigrafici sull'Allogruppo di Castissent sono stati condotti nella zona di transizione tra l'ambiente marino marginale e quello di scarpata/bacinale (Mutti et al., 1988; Mutti et al., 1996) [Fig. 4.1.4]. Della stessa zona hanno trattato recenti contributi congressuali (Remacha et al., 2011; Obradors et al., 2013; Poyatos-Moré et al., 2014). Oms et al. (2000) hanno però messo in evidenza, seppur solamente

sotto forma di un atto congressuale, come la sedimentazione dell'Allogruppo sia stata condizionata da movimenti tettonici non solo nella sua porzione più occidentale, bensì anche nel contesto interno al Bacino di Tremp-Graus, a causa della riattivazione di strutture precedenti (Bóixols e Turbón) [Fig. 4.1.5]. A deduzioni simili erano giunti anche Atkinson nel 1986, studiando i paleosuoli nella formazione di Capella tra Mas de Faro e Capella [Fig. 4.1.6] e Nijman (1989).





[Fig. 4.1.5] Spaccato stratigrafico tratto da Oms et al. (2000) che mostra come la deposizione della porzione inferiore dell'Allogruppo di Castissent (CS1) sia stata condizionata dalla tettonica anche all'interno del Bacino di Tremp-Graus.



[Fig. 4.1.6] Atkinson (1986) propone uno spaccato O-E del Bacino di Tremp-Graus in cui mette in evidenza come varie strutture trasversali all'asse dello stesso abbiano condizionato la sedimentazione e lo sviluppo di paleosuoli nella Formazione di Capella, la cui porzione inferiore fa parte dell'Allogruppo di Castissent.

Uno degli obiettivi principali del presente lavoro di ricerca è stato proprio quello di analizzare la stratigrafia del gruppo nella sua porzione più prossimale, in modo tale da proporre un'impalcatura stratigrafica che essenzialmente ancora manca per questa porzione del bacino per questa importante parte della successione sedimentaria sud-pirenaica. Nei prossimi paragrafi verranno illustrati i principali spaccati stratigrafici compilati alla scala dell'allogruppo, grazie ai quali sarà possibile proporre osservazioni riguardanti il controllo tettonico sulla sedimentazione e la ciclicità di quest'ultima.

## 4.2 – L'ALLOGRUPPO DI CASTISSENT NELL'AREA DI STUDIO

### 4.2.1 – Introduzione

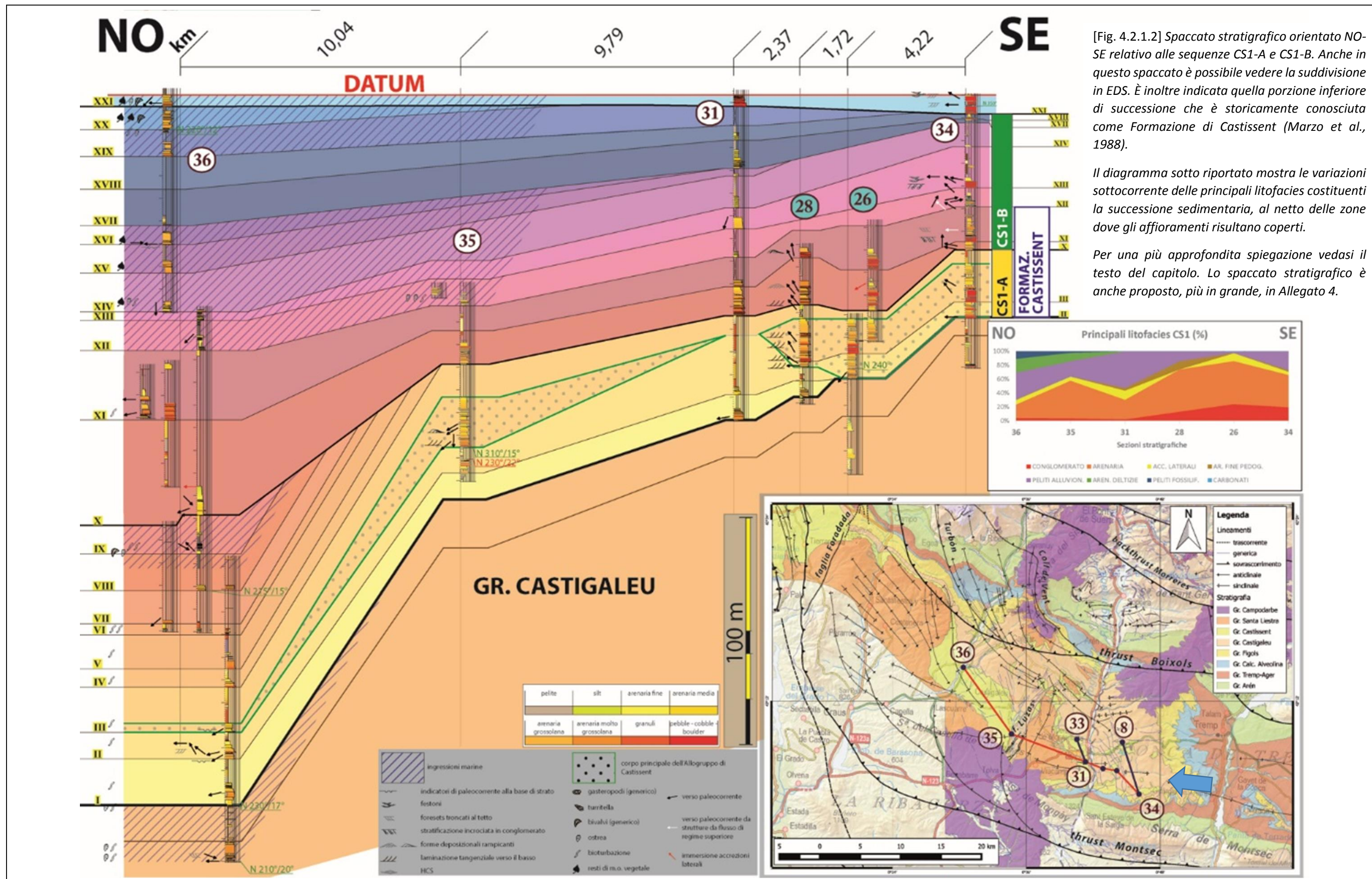
La porzione di Allogruppo di Castissent oggetto di studio della presente tesi affiora tra Castellnou de Montsec, villaggio situato al limite meridionale del bacino di Tremp-Graus, la zona prospiciente Mas de Faro, sul versante orientale del rio Noguera Ribagorçana, e località La Roca, sulla sponda sinistra del rio Isàbena [vedasi **Figura 1.3.1.1**].

Localmente l'Allogruppo è costituito prevalentemente da depositi fini variamente colorati di piana alluvionale, cui si intercalano corpi arenaceo/conglomeratici, più o meno canalizzati di origine fluviale. Un altro costituente importante della successione sono i depositi arenacei tendenzialmente fini che possono essere interpretati come depositi di tracimazione (depositi di overbank). Solo nella porzione più occidentale della zona studiata la successione mostra chiaramente un carattere transizionale verso ambienti marini, eccezion fatta per la porzione inferiore della stessa che rimane di pertinenza prettamente continentale.

Relativamente all'organizzazione stratigrafica dell'Allogruppo, sono stati elaborati 3 spaccati stratigrafici orientati grossomodo in senso E/SE-O/NO [Figg. 4.2.1.1-2-4, rispettivamente visibili in formato maggiore negli **Allegati 3, 4, 5**], cioè parallelamente all'asse del bacino e alla direzione di trasporto del sistema fluviale, e 2 trasversalmente rispetto a questi [Fig. 4.2.1.3 e **Allegato 4**]. Gli spaccati derivano dalla misurazione di dettaglio di 22 sezioni stratigrafiche, di cui solo 3 raggiungono il limite superiore dell'Allogruppo. Altre 14 sezioni sono state misurate per dettagliare meglio il corpo basale dell'Allogruppo, come si vedrà nel prossimo capitolo. In tutto, quindi, sono state misurate 36 sezione di dettaglio strato a strato per un totale complessivo di circa 3.800 m.



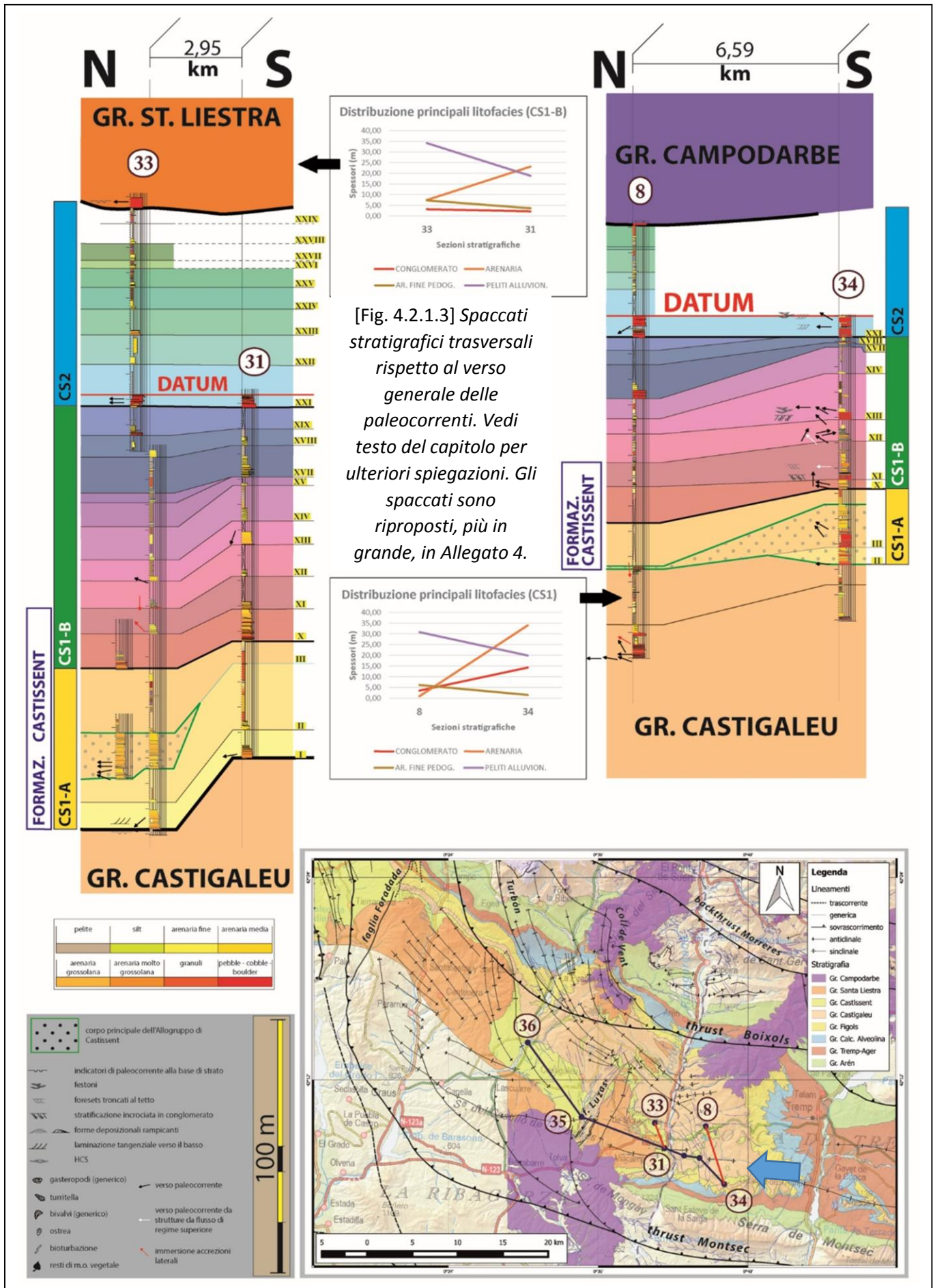
[Fig. 4.2.1.1] Spaccato stratigrafico orientato NO-SE relativo all'intero Allogruppo di Castissent. Il livello di spianamento usato è il tetto del corpo grossolano la cui superficie basale definisce la discordanza angolare tra CS1-B e CS2. È indicata la suddivisione dell'Allogruppo in sequenze deposizionali composite ed in EDS (numeri romani in riquadro giallo). Si noti l'importante erosione della parte alta della successione dovuta alla messa in posto degli allogruppi di Santa Liestra e Campodarbe. Per una più approfondita spiegazione vedasi il testo del capitolo. Lo spaccato stratigrafico è anche proposto, più in grande, come Allegato 3. La freccia azzurra nella mappa in alto indica la principale direzione di trasporto sedimentario del sistema di drenaggio assiale.

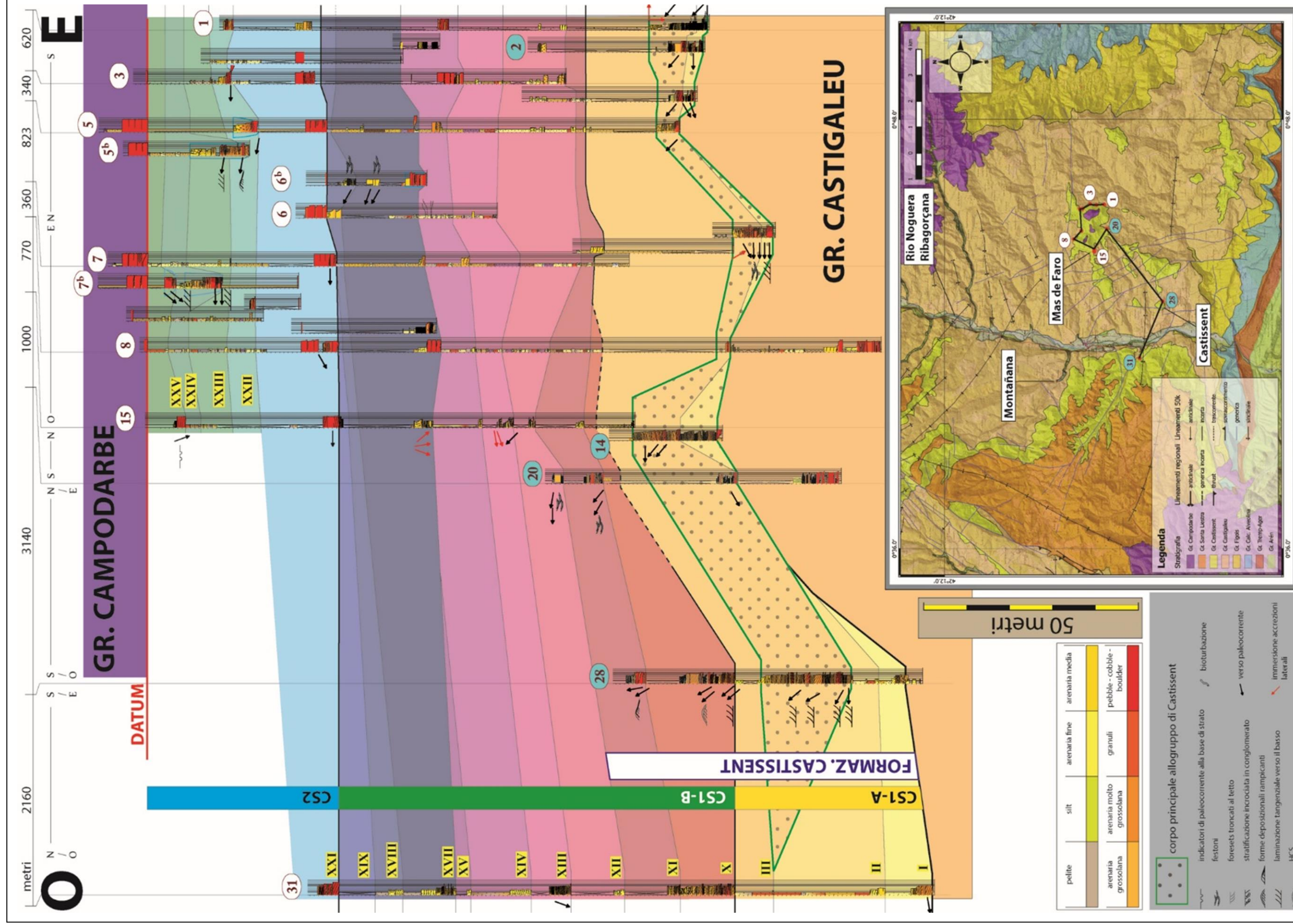


[Fig. 4.2.1.2] Spaccato stratigrafico orientato NO-SE relativo alle sequenze CS1-A e CS1-B. Anche in questo spaccato è possibile vedere la suddivisione in EDS. È inoltre indicata quella porzione inferiore di successione che è storicamente conosciuta come Formazione di CastisSENT (Marzo et al., 1988).

Il diagramma sotto riportato mostra le variazioni sottocorrente delle principali litofacies costituenti la successione sedimentaria, al netto delle zone dove gli affioramenti risultano coperti.

Per una più approfondita spiegazione vedasi il testo del capitolo. Lo spaccato stratigrafico è anche proposto, più in grande, in Allegato 4.





[Fig. 4.2.1.4] Spaccato stratigrafico dell'Allogruppo di Castissent relativo alla zona circostante Mas de Faro. Come per le figure precedenti, è indicata la suddivisione dell'Allogruppo in sequenze deposizionali composite, nonché quella in EDS (numeri romani in riquadro giallo). In questo caso il livello di spianamento utilizzato è il tetto della successione di Castissent. Per ulteriori spiegazioni vedasi il testo del capitolo. Lo spaccato è riproposto, più in grande, nell'Allegato 5.

#### 4.2.2 – I limiti dell'Allogruppo

La successione sedimentaria studiata è stata classificata come allogruppo sulla base dell'importanza delle superfici di discontinuità che la delimitano (Mutti et al. 1988). L'individuazione di queste superfici è possibile direttamente sul terreno, ma risultano ugualmente evidenti anche a grande scala attraverso l'analisi delle foto aeree [Allegato 2 e Fig. 4.1.1A].

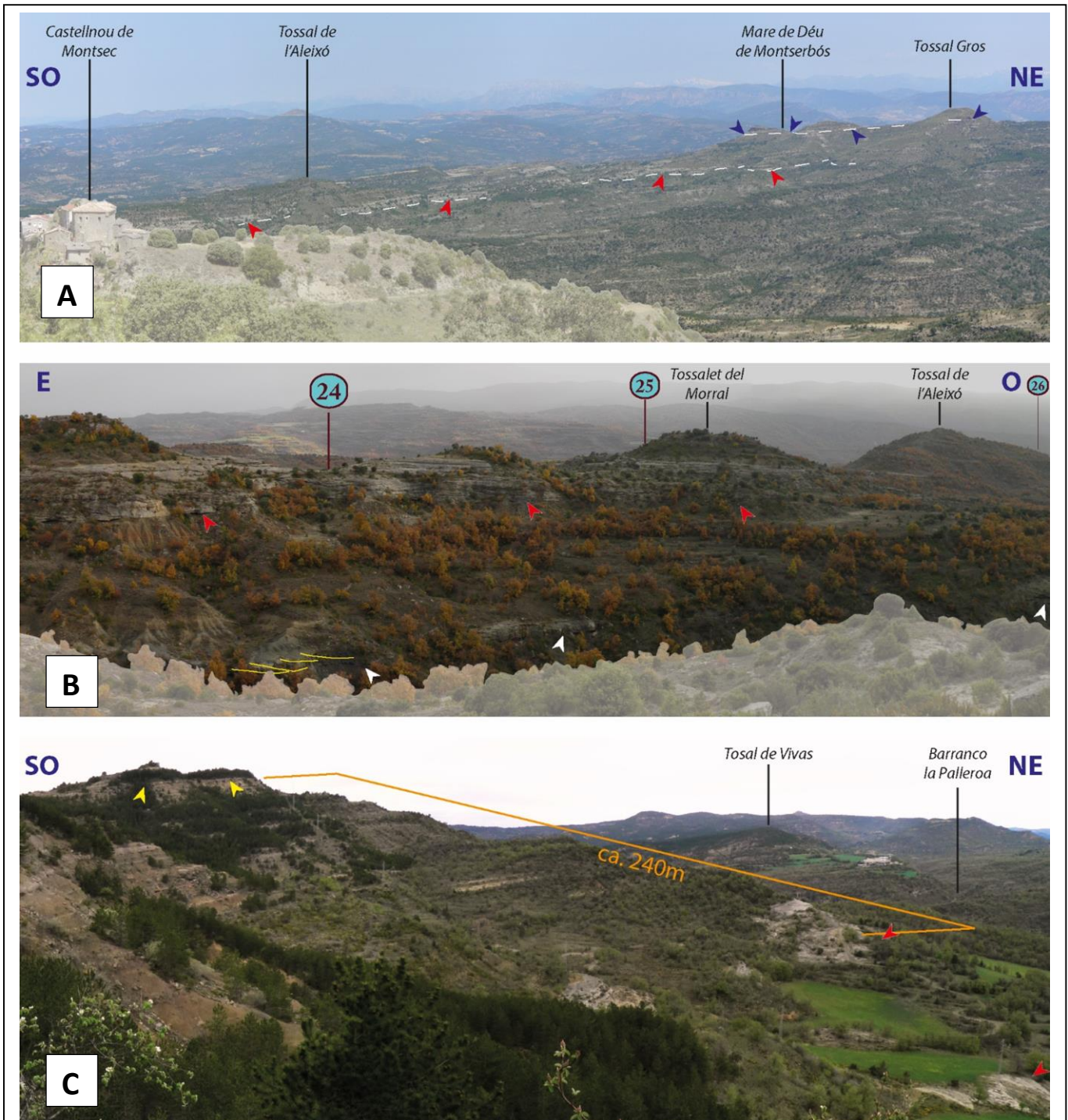
Nell'area studiata, il limite inferiore del Gruppo, erosivo sull'Allogruppo di Castigaleu, è reso chiaramente visibile dalla presenza del corpo arenaceo basale del Gruppo di Castissent caratterizzato da un colore molto chiaro, da spessori generalmente considerevoli (20-30 m) e da una grande estensione areale [Fig. 4.2.2.1]. Questo corpo incide i depositi fini sottostanti appartenenti al Gruppo di Castigaleu, che variano, da est verso ovest, da paleosuoli ad argille-siltiti lagunari molto fossilifere [Figg. 4.2.1.1-2 - 4.2.2.1-2]. Questo corpo fa parte della Formazione di Castissent (Nijman & Nio, 1975) e sarà descritto per esteso nel prossimo capitolo. La natura del contatto basale è chiaramente erosiva, come testimoniato dall'abbondanza di materiale sottostante riciclato all'interno delle Arenarie di Castissent. Tuttavia, Davoli (1996) precisa che il limite tra Castigaleu e Castissent è caratterizzato da un'unità transizionale che preannuncia le caratteristiche del Gruppo di Castissent.

Nella zona orientale (quindi più prossimale) del bacino è difficile notare una discordanza angolare tra i due allogruppi, probabilmente a causa del fatto che gli affioramenti della successione di Castissent sono per lo più localizzati nella zona assiale dello stesso [Fig. 1.3.1.1], dove le conseguenze del sollevamento dei margini (strutture di Boixols a N e Montsec a S) sono meno evidenti. Il passaggio tra i due allogruppi è quindi marcato essenzialmente da un contrasto litologico netto tra paleosuoli e corpo basale della successione di Castissent, ad indicare un drastico aumento dell'apporto sedimentario osservabile in tutta l'area di studio.

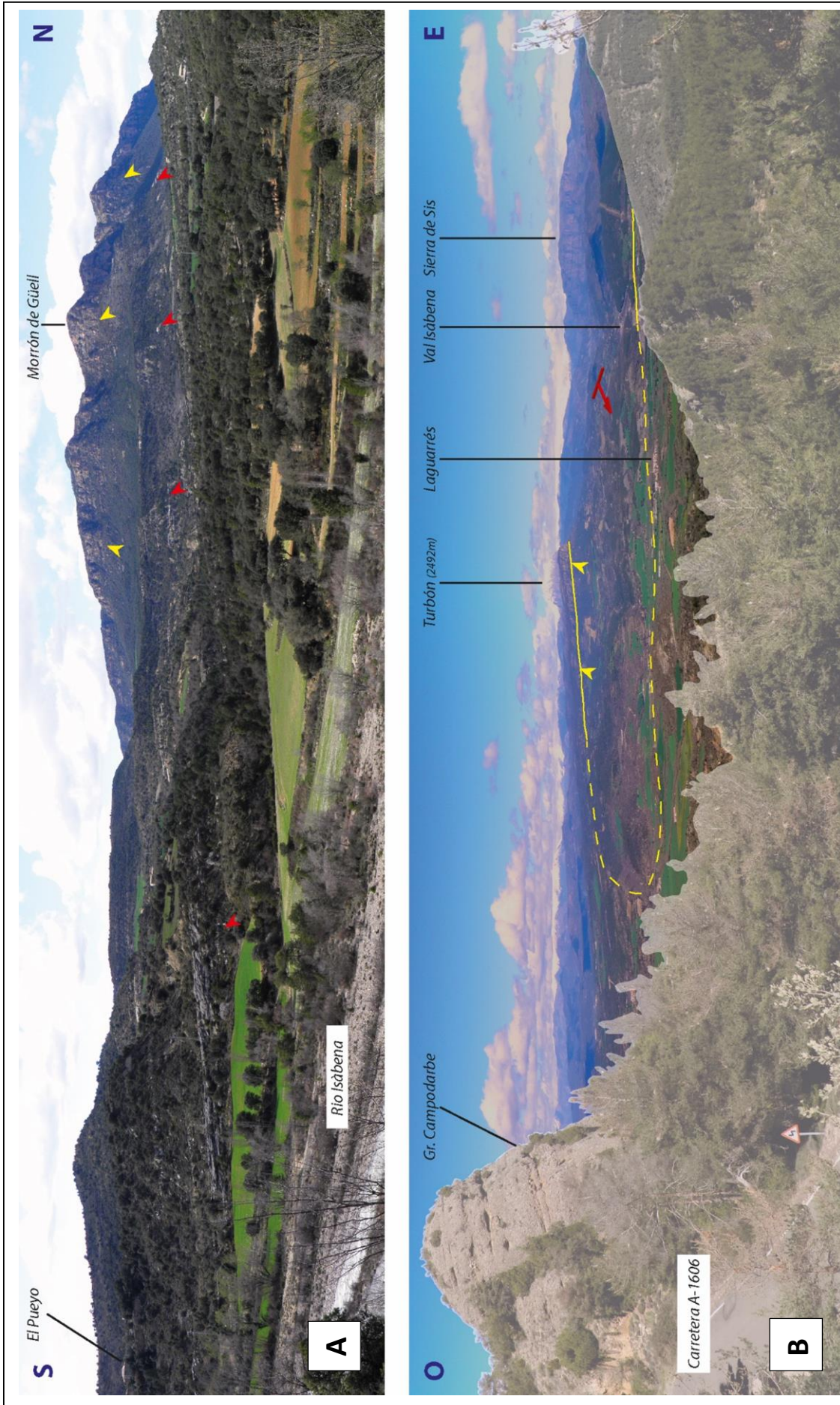
Il limite superiore della successione di Castissent è ben visibile nella zona di Mas de Faro (Allegato 2), dove è marcato da un contatto netto ed erosivo definito dai depositi del gruppo di Campodarbe [Fig. 4.2.1.1-4]. In definitiva, ciò che rende particolarmente evidente il limite è il contrasto di litofacies tra i depositi fini di piana alluvionale, incassanti isolati corpi fluviali canalizzati, e quelli conglomeratici arrossati e amalgamati sovrastanti [Fig. 4.2.2.1]. La discordanza angolare in questa zona assiale del bacino non è visibile, ma lungo i margini dello stesso essa risulta molto bene espressa, essendo una delle più spettacolari discordanze dei Pirenei centro meridionali (vedasi Mutti et al., 1994).

Pochi chilometri sottocorrente, nella zona di Montañana [Allegato 2; sez. strat.: 33 in Fig. 4.2.1.1-3], diversamente dal caso precedente il limite superiore dell'Allogruppo di Castissent non è facilmente individuabile, dal momento che le successioni sedimentarie al di sopra e al di sotto del limite hanno caratteristiche simili. Entrambe sono composte da paleosuoli, con sporadici livelli decimetrici di arenaria medio-fine, sia a geometria tabulare sia leggermente clinostratificati, intensamente pedogenizzati. Ciò che differenzia la successione superiore da quella inferiore è la presenza frequente, nella prima, di banconi conglomeratici lateralmente piuttosto estesi, a ciottoli prevalentemente carbonatici. La base erosiva del primo di questi banconi è stata presa come limite tra gli allogruppi di Castissent e Santa Liestra [Fig. 4.2.2.1].

Più evidente è l'individuazione del limite tra gli stessi due allogruppi nelle zone più distali della Val Isàbena [sez. n° 36 in Fig. 4.2.1.1]. Tale limite, infatti, è situato al passaggio tra le siltiti scure fossilifere di ambiente deltizio/lagunare della successione di Castissent ed i paleosuoli del Gruppo di Santa Liestra, localmente caratterizzati da potenti unità conglomeratiche amalgamate [Fig. 4.2.2.2].



[Fig. 4.2.2.1] Panoramiche con indicazioni riguardo i limiti dell'Allogruppo di Castissent. In questa figura, come nelle prossime di questo e del successivo capitolo, le frecce ROSSE indicano il contatto Castigaleu-Castissent, le frecce GIALLE indicano il contatto Castissent-Santa Liestra, le frecce BLU indicano il contatto Castissent-Campodarbe, le frecce BIANCHE indicano corpi e/o superfici particolarmente interessanti all'interno della successione sedimentaria. (A) Panoramica da Castellnou de Montsec verso la zona di Mas de Faro. (B) Zona di affioramento di Mas de Faro, le frecce bianche indicano ben sviluppate accrezioni laterali in un corpo del gruppo di Castigaleu. Si noti il colore biancastro del corpo principale del gruppo di Castissent, che lo fa spiccare rispetto la successione sottostante. Questa è l'unità studiata nel particolare da Nijman & Puigdefàbregas (1978). (C) I limiti dell'Allogruppo nei pressi di Montañana.



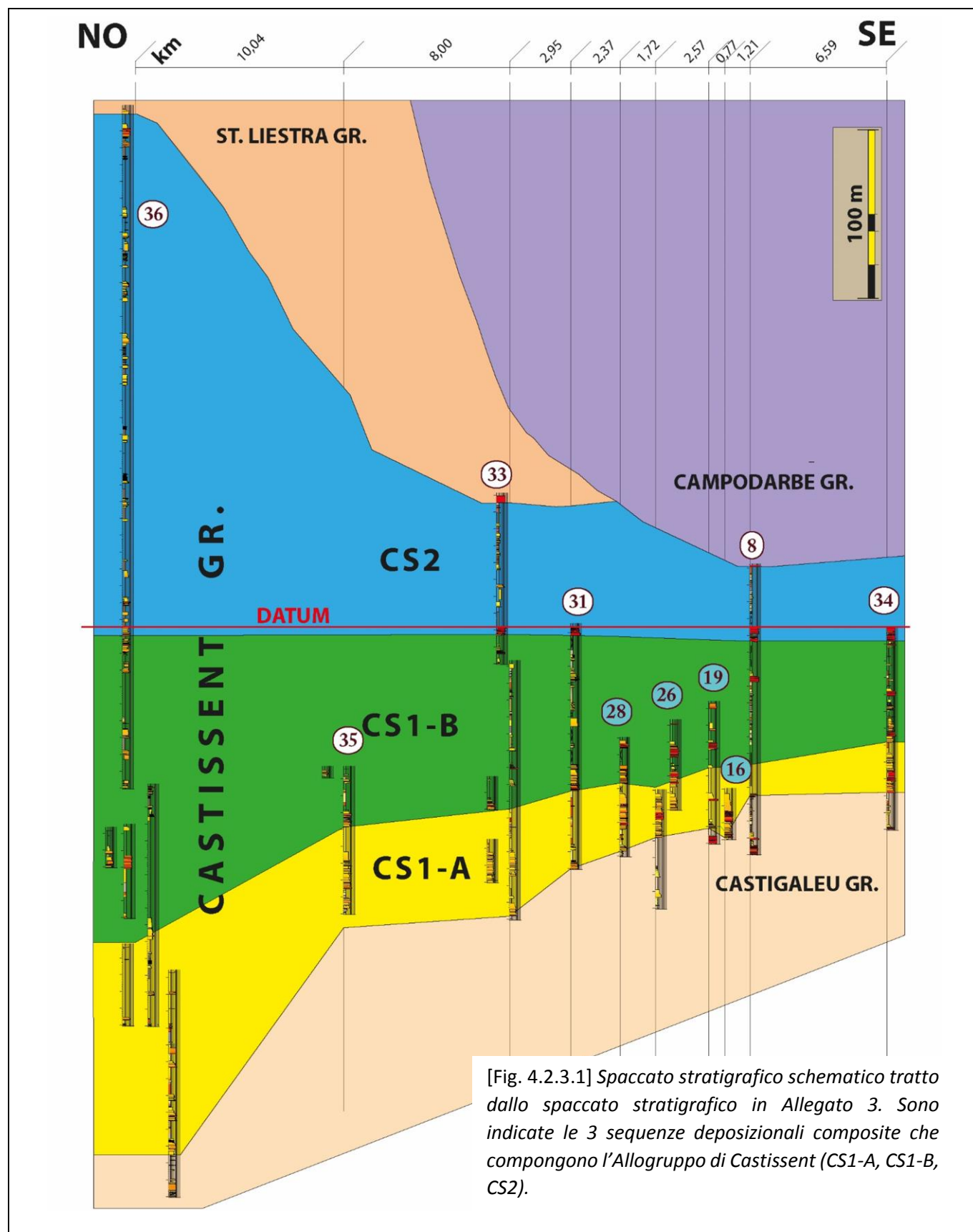
[Fig. 4.2.2.] I limiti dell'Allogruppo di Castissent nella bassa val Isábena. (A) Dalla sponda sinistra del fiume, nei pressi di La Roca, guardando verso ovest è possibile vedere i limiti dell'Allogruppo. (B) Dal punto più elevato della strada che collega Benabarre a Laguarrés si ha una panoramica sulla bassa val Isábena. Indicati con le frecce gialle si possono notare i conglomerati visibili nella panoramica precedente.

### 4.2.3 – Stratigrafia fisica dell'Allogruppo

Gli spaccati stratigrafici negli Allegati 3, 4 e 5 sono caratterizzati dall'impilamento di sequenze di facies di ordine decametrico, organizzate in trend fining-upward caratterizzati da una parte basale arenaceo-conglomeratica che passa verso l'alto a depositi fini pedogenizzati; tali unità, come introdotto nel Capitolo 2, possono essere viste come sequenze deposizionali elementari (elementary depositional sequence, EDS) nel senso di Mutti et al. (1994). Queste unità possono essere correlate su considerevoli distanze [Allegati 3, 4, 5] e possono essere anche cartografate in foto area [Allegato 2]. Dall'analisi dei pannelli stratigrafici ne sono state individuate 39 (da I and XXXIX in Allegato 3) di cui le prime 27 (da I a XXVII negli Allegati 3 e 4) possono essere correlate dalle zone più prossimali a quelle più distali, mentre le restanti 12 (da XXVIII a XXXIX, Allegato 3) sono state individuate solo nella porzione più distale della zona studiata, in Val Isàbena (vedasi sez. 36 in Allegato 3). Queste ultime non è stato possibile correlarle alle zone più prossimali a causa dell'erosione associata alla deposizione degli allogruppi sovrastanti (Santa Liestra e Campodarbe) (vedasi sempre Allegato 3).

Dalle correlazioni dei pannelli stratigrafici si può osservare un'evidente espansione stratigrafica dell'Allogruppo sottocorrente, verso ovest. In particolare, questa espansione stratigrafica è definita soprattutto da discordanze angolari progressive associate principalmente alle sequenze elementari X e XXI [Allegati 3 e 4]. Sui medesimi pannelli stratigrafici, inoltre, appare evidente come questa espansione stratigrafica risulti particolarmente significativa soprattutto ad ovest della sezione stratigrafica 35, tra la valle del rio Cajigar e quella del rio Isàbena. Queste due superfici di discontinuità possono essere viste come discordanze di rango minore rispetto a quelle che marcano i limiti dell'Allogruppo, e permettono di suddividere la successione stratigrafica in 3 sequenze deposizionali composite (sensu Mutti et al., 1994).

Queste unità, dal basso verso l'alto, sono: Castissent 1A, Castissent 1B e Castissent 2, rispettivamente abbreviate in CS1-A, CS1-B e CS2 [Fig. 4.2.3.1].



Osservando i grafici negli Allegati 3 e 4 è possibile notare le variazioni sottocorrente delle principali litofacies costituenti la successione sedimentaria studiata. Le facies fluviali più grossolane (conglomerati ed arenarie che costituiscono gli riempimenti di canale) diminuiscono gradualmente verso ovest. Al contrario, a partire dalla sezione stratigrafica 35 e sempre spostandosi verso ovest aumentano gradualmente le facies di ambiente transizionale, nella fattispecie arenarie deltizie e peliti scure fossilifere.

In Allegato 4 sono riportate anche le rose delle paleocorrenti suddivise per sezione stratigrafica e per sequenza deposizionale composita (CS1-A e CS1-B). Si può notare come non sembrano esservi particolari variazioni nel tempo e nello spazio delle direzioni di trasporto. Nella sezione 36, quella più distale, è comunque apprezzabile una maggior dispersione del dato, dovuta anche agli influssi delle correnti tidali. In corrispondenza della sezione 34, in particolare per la sequenza CS1-B, le paleocorrenti dirette verso NE sono state raccolte su un affioramento di canale meandriforme.

La sequenza CS1-A, che va dalla EDS I alla EDS IX, comprende il corpo A della Formazione di Castissent secondo Marzo et al. (1988). In particolare, nelle zone più prossimali essa risulta composta prevalentemente da corpi arenaceo conglomeratici poco canalizzati [Fig. 4.2.3.2]. Nella zona più distale, limitatamente alla sezione della Val Isàbena, la sequenza CS1A presenta alla base ancora corpi fluviali poco canalizzati, indicativi della forte progradazione dei sistemi clastici [Fig. 4.2.3.2], e una prima ingressione marina localizzata nella parte alta della successione, testimoniata da peliti scure fossilifere e da un piccolo corpo arenaceo di ambiente deltizio, bioturbato ed influenzato da correnti tidali [Allegato 4].



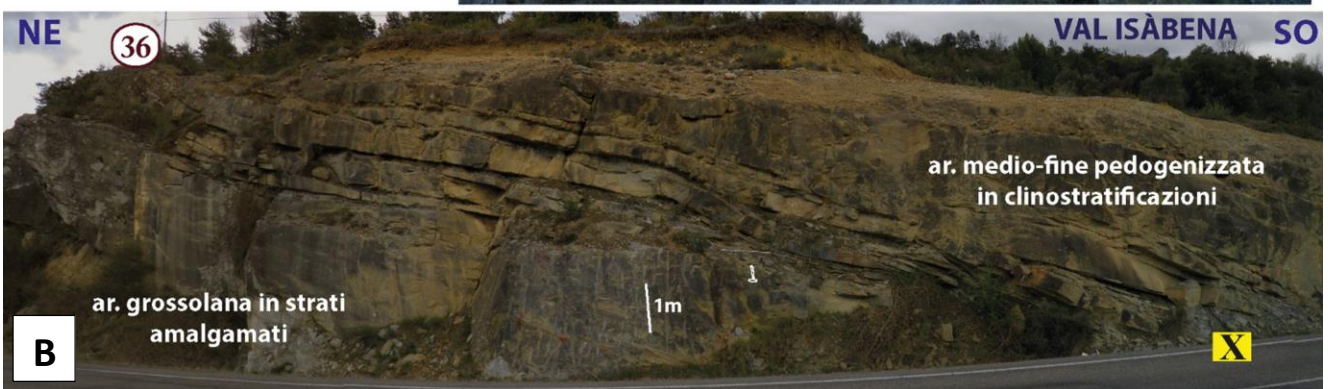
[Fig. 4.2.3.2] I numeri arabi nei cerchi si riferiscono alle sezioni misurate. I numeri romani in riquadro giallo indicano le EDS. La porzione inferiore dell'Allogruppo di Castissent presso (A) Mas de Faro, (B) Val Isàbena e (C) la località-tipo di Castissent. Le sequenze elementari I, II e III sono parte della CS1-A; la X e la XI sono parte della CS1-B.

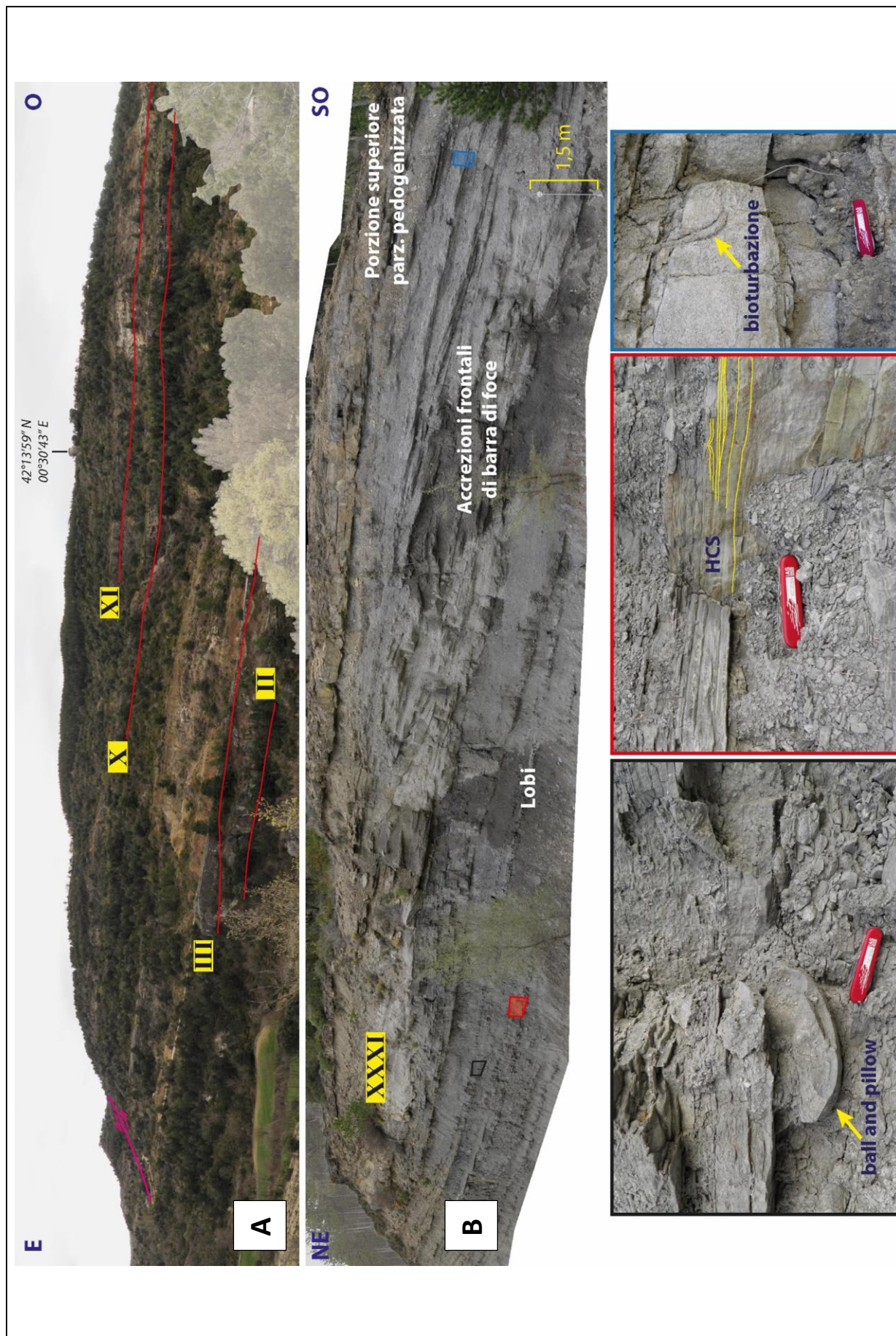
La sequenza CS1-B, costituita dalle EDS dalla X alla XX, comprende i corpi B e C della Formazione di Castissent di Marzo et al. (1988), oltre ad una porzione di quelle che per gli stessi Autori sono le formazioni di Capella e Perrarua (Mutti et al., 1994). Questa sequenza presenta nella sua porzione inferiore due unità arenaceo-conglomeratiche di origine fluviale, che preservano le loro caratteristiche in tutta l'area studiata [Fig. 4.2.3.3]. Al di sopra di queste due unità si ha l'ingressione marina principale, visibile in val Isàbena e nell'area di Luzas in corrispondenza della sezione 35 [Allegati 3 e 4]. Questa ingressione è materializzata dalla EDS XII, e persiste fino all'EDS XV, in corrispondenza della quale viene interrotta da una discordanza di ordine minore associata all'EDS XVI, che registra una fase puntuale di progradazione dei sistemi clastici. La parte sommitale della sequenza CS1-B è quindi caratterizzata, nella porzione più occidentale dell'area di studio, da depositi deltizi dominati da piene [Fig. 4.2.3.4] che passano sopracorrente a depositi fluviali canalizzati e rispettivi depositi fini tabulari che possono essere interpretati come depositi di tracimazione [Figg. 4.2.3.5-6].

La sequenza CS2, infine, inizia con la deposizione di una unità conglomeratica di spessore considerevole (localmente supera i 10 m), piuttosto continua lateralmente, che nelle zone distali della Val Isàbena si evolve in arenarie grossolane, ricche in fossili e frammenti vegetali, che possono essere interpretate come depositi di barra di foce [Fig. 4.2.3.7]. Al di sopra di questo corpo, nel settore più distale si trovano depositi arenacci deltizi/lagunari che passano verso le zone più prossimali a depositi di piana alluvionale caratterizzata da corpi arenaceo-conglomeratici canalizzati di origine fluviale [Figg. 4.2.3.5-6] [Allegato 5]. Le EDS della CS2, tuttavia, possono essere correlate sopracorrente solo parzialmente in quanto, a causa dell'erosione legata alla deposizione degli allogruppi sovrastanti (Santa Liestra e Campodarbe), buona parte di queste sequenze risulta non essere preservata nella zona di Mas del Faro [Allegati 3 e 5].

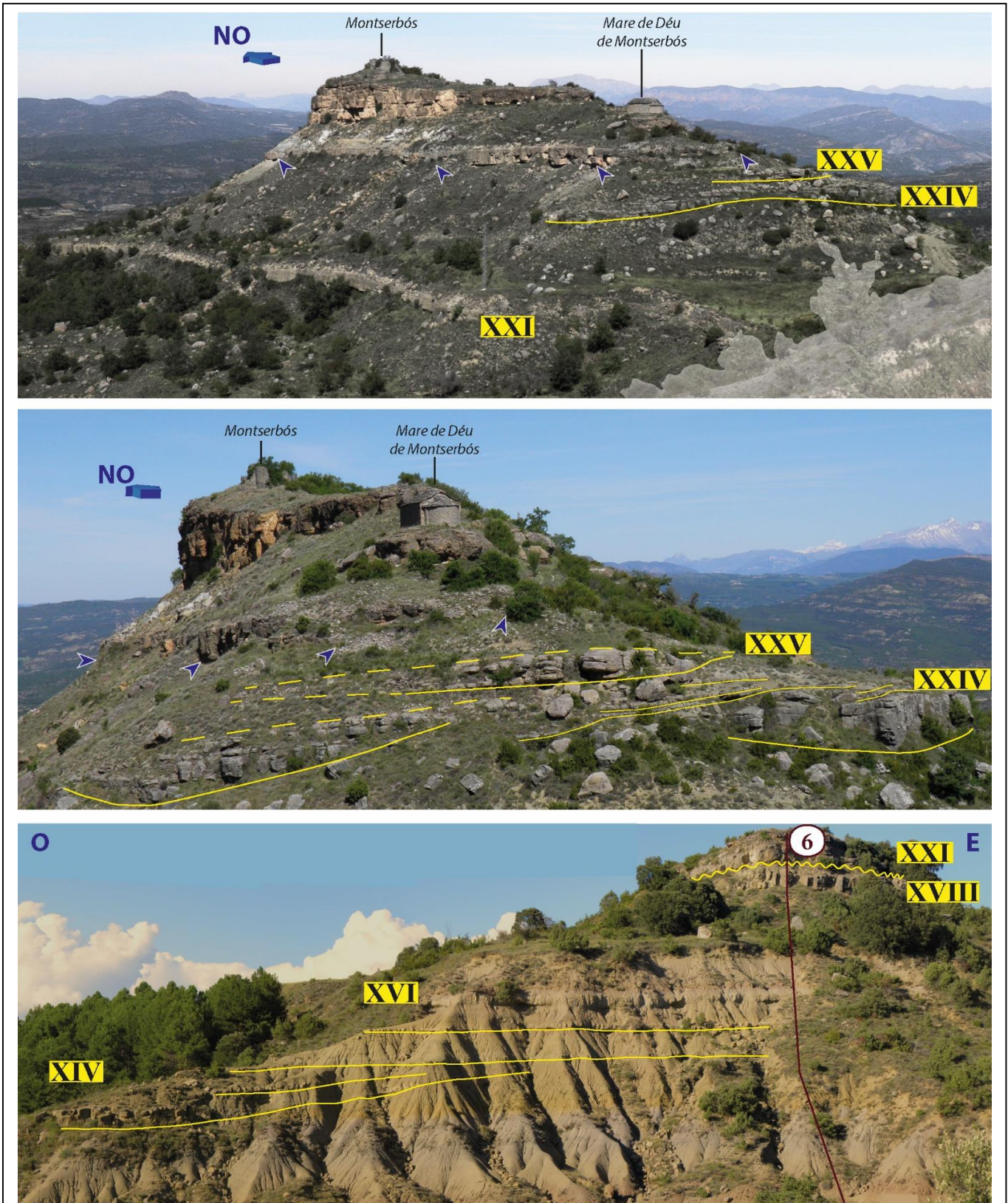


[Fig. 4.2.3.3] I corpi progradanti alla base della sequenza CS1-B, come visibile (A) nella zona di Mas de Faro e (B) sulla sponda sinistra del rio Isàbena. Questi corpi mantengono la loro connotazione fluviale per oltre 30 km sottocorrente. La porzione inferiore è composta da strati a base netta erosiva, gradati normalmente, a composizione arenaceo-conglomeratica. Nella porzione superiore si sviluppano accrezioni laterali in arenaria fine.

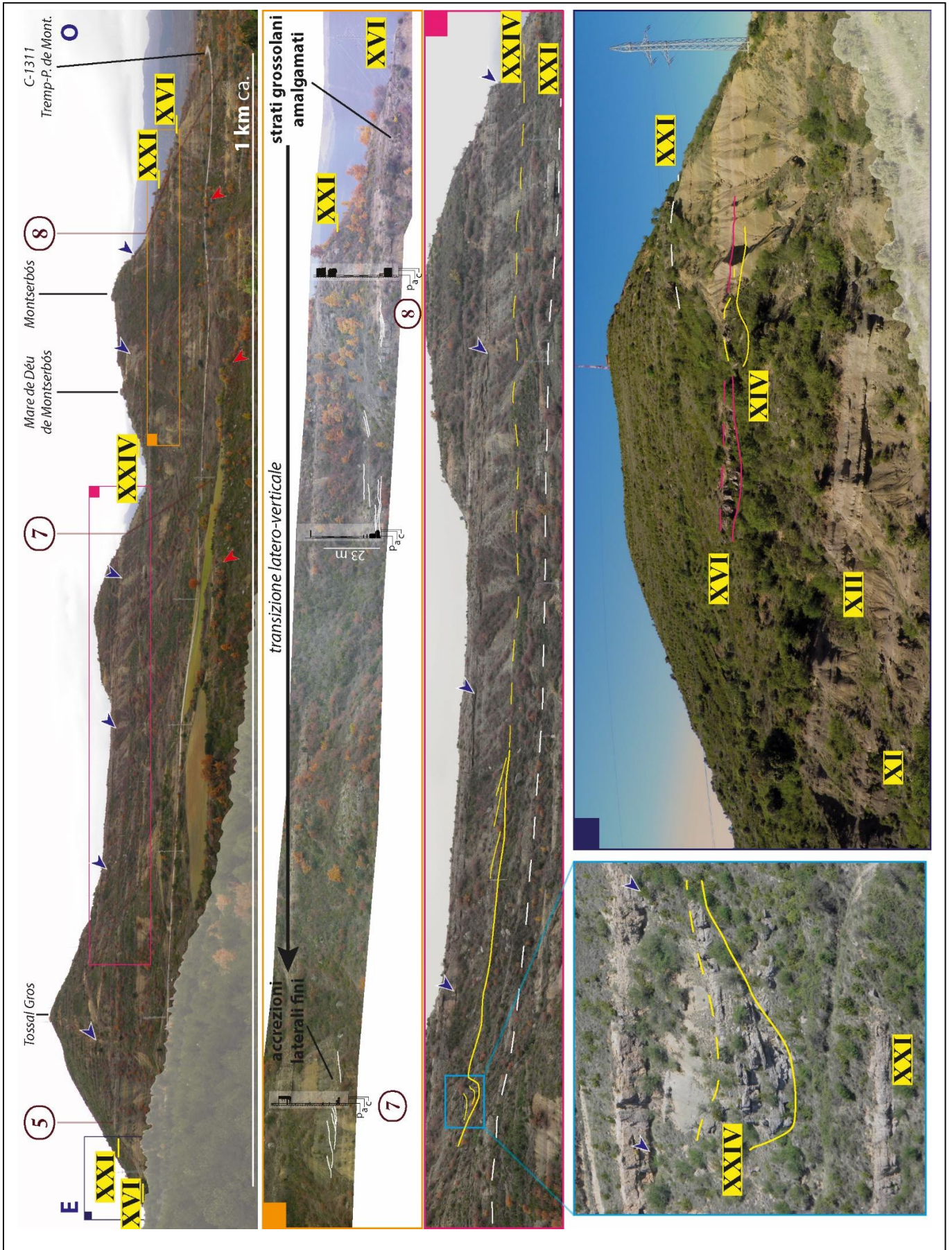




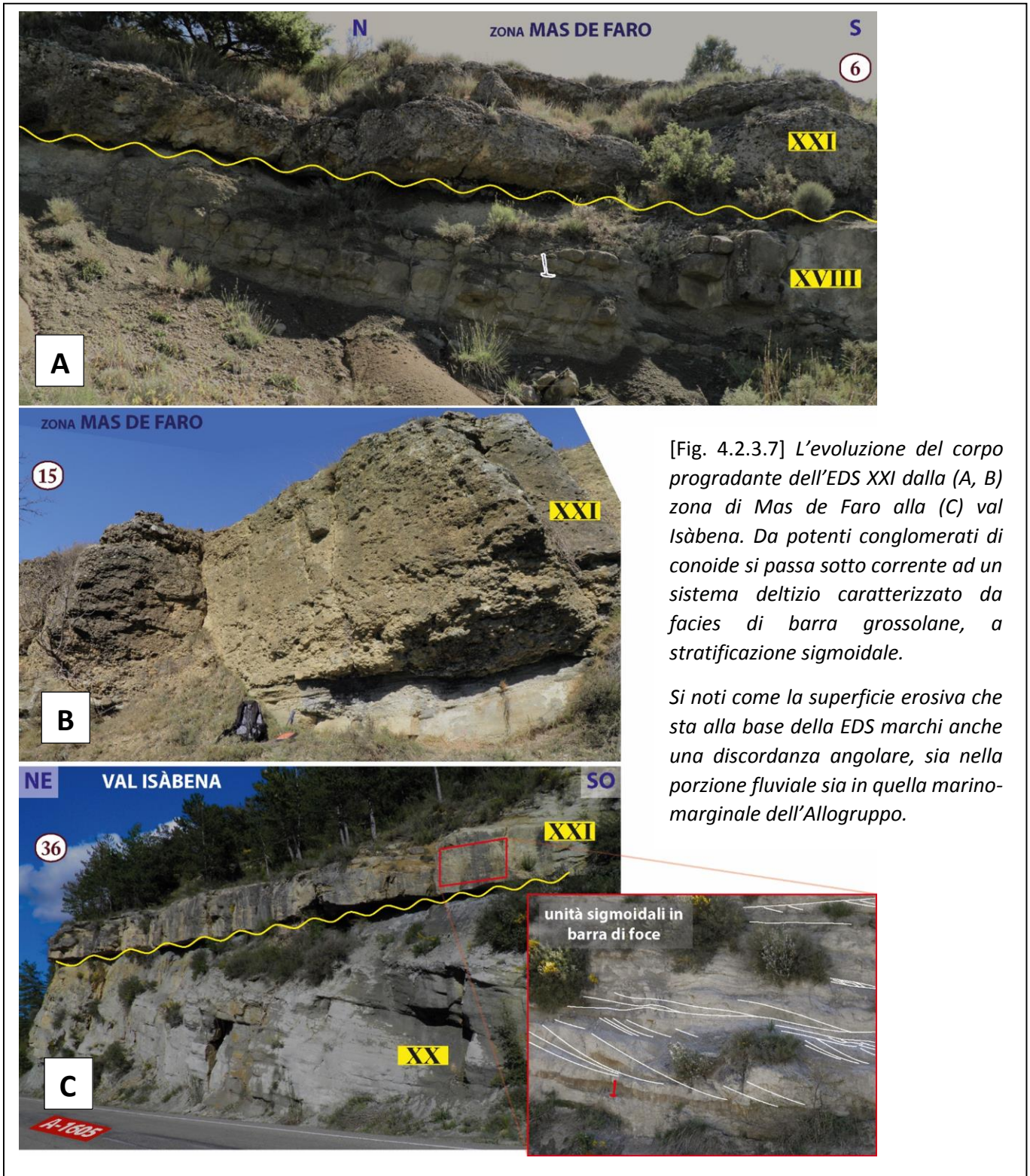
[Fig. 4.2.3.4] Nella sezione stratigrafica n° 36 è possibile vedere in senso verticale una variazione da (A) depositi continentali a (B) deltidali. Le foto incorniciate in basso sono ubicate nella foto (B).



[Fig. 4.2.3.5] Esempi di corpi canalizzati nella porzione medio-alta della successione dell'Allogruppo di Castissent nella zona di Mas de Faro. In (A) sono visibili i corpi XXIV e XXV, incastonati in una successione di peliti di piana alluvionale compresa tra il corpo XXI e i conglomerati dell'Allogruppo di Campodarbe. Il corpo dell'unità XXI è conglomeratico e presenta un'estensione latero-verticale paragonabile a quella dei corpi di conoide alluvionale dell'allogruppo superiore. In (B) uno zoom sui corpi canalizzati XXIV e XXV. In (C) un corpo fluviale (XIV) più fine rispetto ai precedenti, inserito all'interno della seq. CS1-B, caratterizzato da accrezioni laterali che si ispessiscono nella loro porzione inferiore.



Pagina precedente - [Fig. 4.2.3.6] *Panoramica sull'esteso affioramento sul fianco nord del Tossal Gros (zona di Mas de Faro); si nota tutta la successione dell'allogruppo di Castissent, e gli ingrandimenti nei vari riquadri colorati mostrano le caratteristiche di certi corpi marcatamente canalizzati, nonché le loro variazioni latero-verticali. Negli zoom incorniciati in fucsia e blu la linea tratteggiata in bianco indica la superficie basale dell'unità XXI, che può servire come livello di riferimento. Nello zoom contornato d'arancione sono riportate anche 3 porzioni di sezioni stratigrafiche stilizzate (p: pelite; a: arenaria; c: conglomerato).*



[Fig. 4.2.3.7] *L'evoluzione del corpo progradante dell'EDS XXI dalla (A, B) zona di Mas de Faro alla (C) val Isàbena. Da potenti conglomerati di conoide si passa sotto corrente ad un sistema deltizio caratterizzato da facies di barra grossolane, a stratificazione sigmoidale.*

*Si noti come la superficie erosiva che sta alla base della EDS marchi anche una discordanza angolare, sia nella porzione fluviale sia in quella marino-marginale dell'Allogruppo.*

Come detto al punto 4.2.1, la successione sedimentaria dell'Allogruppo è stata studiata anche attraverso la costruzione di due pannelli stratigrafici laterali, cioè all'incirca perpendicolari al verso delle paleocorrenti [Allegato 4]. Il primo, ubicato in zone più prossimali, è compreso tra le sezioni n° 8 e 35, mentre il secondo, ubicato qualche chilometro sottocorrente rispetto al precedente, è compreso tra le sezioni n° 31 e 33. Dal confronto dei due pannelli si può osservare bene l'espansione stratigrafica verso le zone più distali occidentali di tutte e tre le sequenze composite a grande scala CS1-A, CS1-B e CS2; presi singolarmente, i due spaccati mostrano un moderato ispessimento della successione verso nord, direzione verso la quale si può anche osservare un passaggio a depositi più fini dominati da paleosuoli e da arenarie fini da tracimazione.

#### 4.2.4 – La carta fotogeologica

La carta in **Fig. 4.2.4.1** (vedasi anche **Allegato 2**) è di tipo essenzialmente fotostratigrafico, ed è stata redatta seguendo la metodologia già indicata nel Capitolo 2. Essa rappresenta la porzione più orientale dell'area di studio, compresa tra Castellnou de Montsec a sud, Mas de Faro lungo la C-1311 e Montañana a nord-ovest. La decisione di rappresentare solo questa porzione degli affioramenti studiati è dettata dal fatto che è questa la zona dove i dati stratigrafici di terreno, necessari per validare la carta fotogeologica preliminare, sono stati raccolti con maggior densità, come si può vedere dalla fitta rete di punti di misura (pallini e numeri in rosso).

La base topografica utilizzata è la Mapa Topográfico Nacional alla scala 1:25000, scaricata gratuitamente in formato digitale dal Centro Nacional de Información Geográfica del Instituto Geográfico Nacional di Spagna. I limiti stratigrafici non inerenti l'Allogruppo di Castissent sono tratti principalmente dalla carta di Sgavetti in Mutti et al. (1988), in via secondaria da dati vettoriali 1:50000 della Mapa geològic de Catalunya fruibili gratuitamente dal sito web del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. Le faglie tracciate sono tutte visibili da foto aerea; le sinclinali che percorrono la mappa in senso O-E sono dedotte dalle giaciture degli strati e tracciate tenendo come riferimento anche la cartografia ufficiale. Si è optato per omettere le coperture quaternarie, comunque scarsamente presenti, in modo tale da rendere più immediata la lettura della carta.

La geologia rappresentata è nel complesso semplice, con strati che definiscono una sinclinale orientata O-E con asse che immerge gentilmente verso ovest. La successione sedimentaria, qui espressa secondo la suddivisione in allogruppi proposta da Mutti et al. (1988, 1994), è sempre rispettata. Le faglie tracciate sono tutte principalmente di attività post-deposizionale.

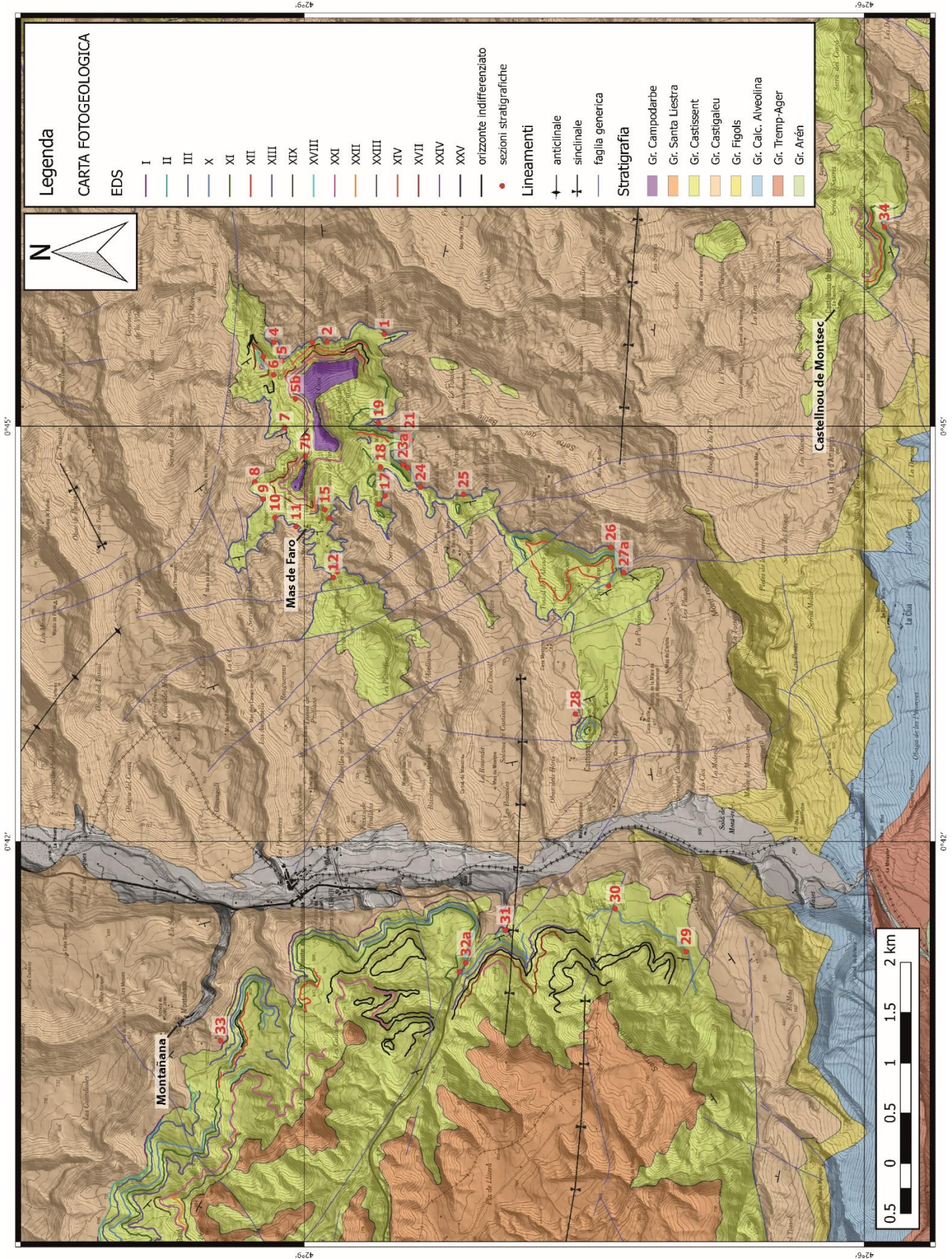
L'Allogruppo di Castissent è rappresentato in carta col colore giallo chiaro. Dal punto di vista fotostratigrafico, un allogruppo è definibile come unità fotostratigrafica, cioè come unità composta da un certo schema ciclico di associazioni di fotofacies (Sgavetti, 1992). Da questo punto di vista, in realtà, la successione sedimentaria dell'Allogruppo di Castissent non si discosta molto per caratteristiche da quella del sottostante Allogruppo di Castigaleu; entrambe, infatti, sono costituite dall'alternanza ciclica di coppie di fotofacies (associazione di fotofacies) costituite da una porzione inferiore che risalta con netto contrasto positivo sulla porzione soprastante [Fig. 4.2.4.2]. Ciò che permette di distinguere i due allogruppi è la porzione basale dell'Allogruppo di Castissent (cioè la Formazione di Castissent in senso stretto), costituita da 3 corpi arenacei (EDS I, II, III) dal diagnostico colore chiaro che presentano, soprattutto il 3° corpo, un netto contrasto positivo di fotofacies con i depositi fini sottostanti, tracciabile con notevole continuità in tutta l'area cartografata [Figg. 4.2.4.1-2]. Il limite superiore dell'Allogruppo di Castissent separa invece successioni organizzate in maniera differente. Al di sopra del limite si nota infatti una netta diminuzione in termini percentuali della fotofacies a rilievo negativo. A differenza dell'Allogruppo di Castissent, rappresentato nella sua porzione superiore da prevalenti depositi fini, gli allogruppi di Campodarbe (viola) e Santa Liestra (arancione acceso) sono, infatti, costituiti prevalentemente da spessi banconi conglomeratici [Fig. 4.2.4.2].

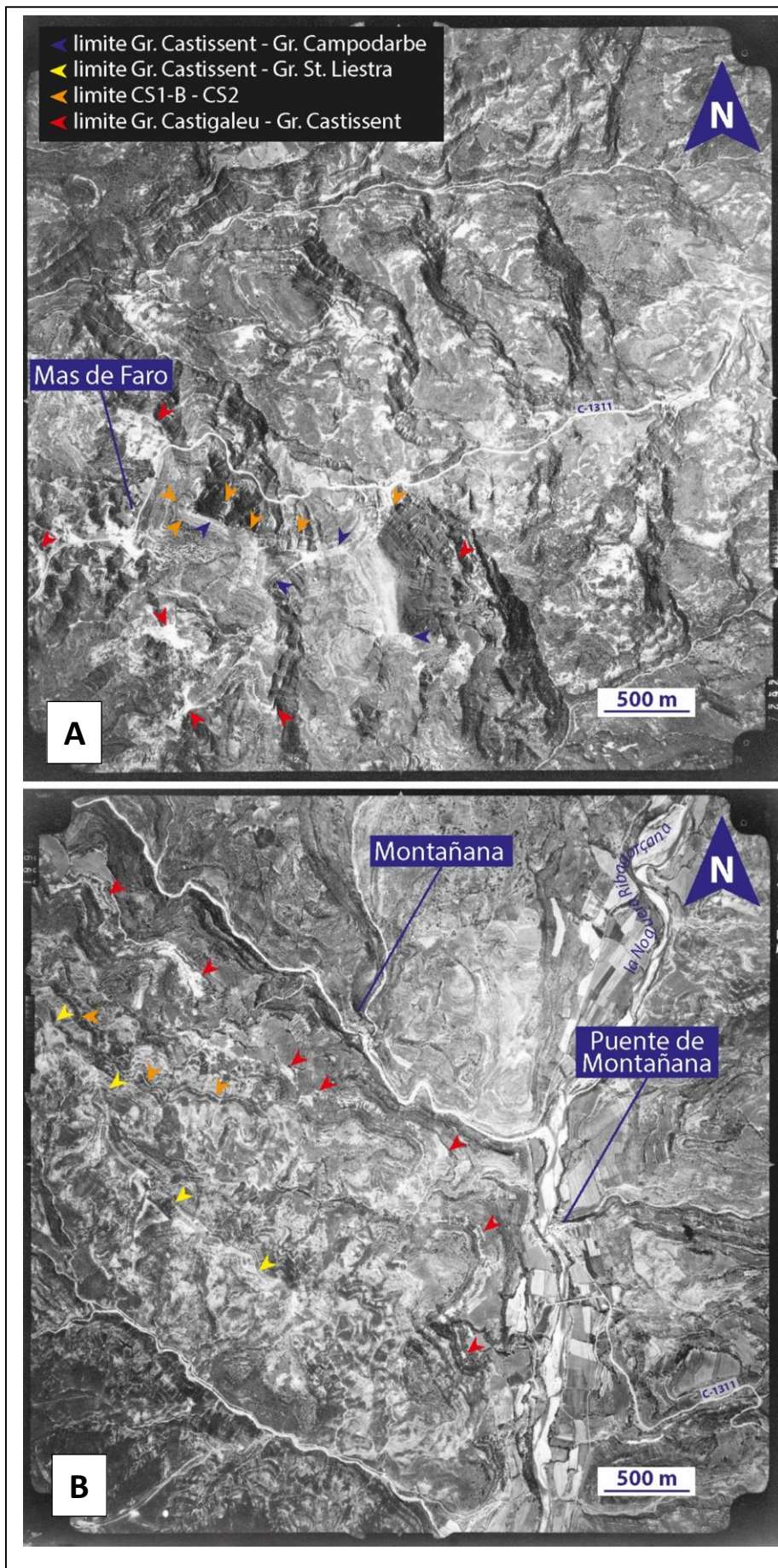
Dal punto di vista geologico, le coppie di fotofacies cui prima si è accennato sono identificabili sul terreno, tenendo sempre conto della scala, come coppie di litofacies costituite da una porzione inferiore più competente e grossolana e da una porzione superiore più fine ed erodibile. In ultima analisi le si può quindi definire sequenze deposizionali elementari (EDS), come brevemente introdotte nei paragrafi precedenti (vedasi anche il capitolo successivo). La scala dei fotogrammi analizzati, la scala di rappresentazione, le condizioni di affioramento e la discontinuità delle litofacies arenacee che costituiscono la successione analizzata non permettono ovunque la rappresentazione cartografica di tutte le EDS in cui è stato suddiviso

l'Allogruppo, che sono invece riconoscibili negli spaccati stratigrafici [Allegati 3, 4, 5]. In carta, i foto-orizzonti che delimitano le varie EDS sono indicati con linee di vari colori. Particolarmente ben tracciabile è il foto-orizzonte che identifica la superficie basale del corpo grossolano della EDS XXI, il quale mostra anche una discreta continuità [Fig. 4.2.4.2]. Questa superficie rappresenta un limite di rango superiore rispetto a quelli delle EDS, in quanto funge da demarcazione tra le sequenze composite CS1-B e CS2, come indicato anche negli spaccati. La superficie che delimita le sequenze composite CS1-A e CS1-B coincide con la superficie basale dell'EDS X, e non marca qui particolari variazioni nelle caratteristiche dei corpi sedimentari.

La carta fotogeologica, quindi, mostra come le superfici limite delle sequenze deposizionali elementari siano identificabili e cartografabili su grandi distanze, a meno di particolari terminazioni laterali che sono comunque proprie di depositi fluviali spesso canalizzati come quelli studiati. Per redigere una carta geologica, partendo da foto aeree alla scala 1:180000, che arrivi al dettaglio delle sequenze deposizionali elementari non è comunque possibile prescindere da un'accurata ed estesa campagna di rilevamento e di controllo sul terreno.

Pagina seguente – [Fig. 4.2.4.1] *La carta fotogeologica elaborata durante questo lavoro di tesi. Una versione ingrandita, alla scala 1:20000 è visibile nell'Allegato 2.*





[Fig. 4.2.4.2] Due fotogrammi b/n della fine degli anni '70 utilizzati come base per elaborare la carta fotogeologica, sui quali sono indicati con le frecce le i principali foto-orizzonti individuabili.

In (A) la zona di Mas de Faro; in (B) gli affioramenti appena ad ovest del rio Noguera Ribagorçana.

## 5 - LA FORMAZIONE DI CASTISSENT

### 5.1 – CONSIDERAZIONI GENERALI E LAVORI PRECEDENTI

La Formazione di Castissent (Nijman & Nio, 1975) [Fig. 5.1.1] costituisce la porzione inferiore dell'Allogruppo di Castissent (Mutti et al., 1988). Essa è rappresentata principalmente da un corpo arenaceo di origine fluviale di colore chiaro, spesso fino a 30m, che si distingue decisamente dai depositi fini in cui si trova inserito. Caratteristica peculiare di questo corpo, che affiora estesamente nella zona di Mas de Faro [vedi localizzazione in Allegato 2], è la sua continuità laterale, che lo rende un'unità di riferimento per le correlazioni a grande scala all'interno della successione sedimentaria eocenica del Bacino di Tremp-Graus [Fig. 5.1.1].

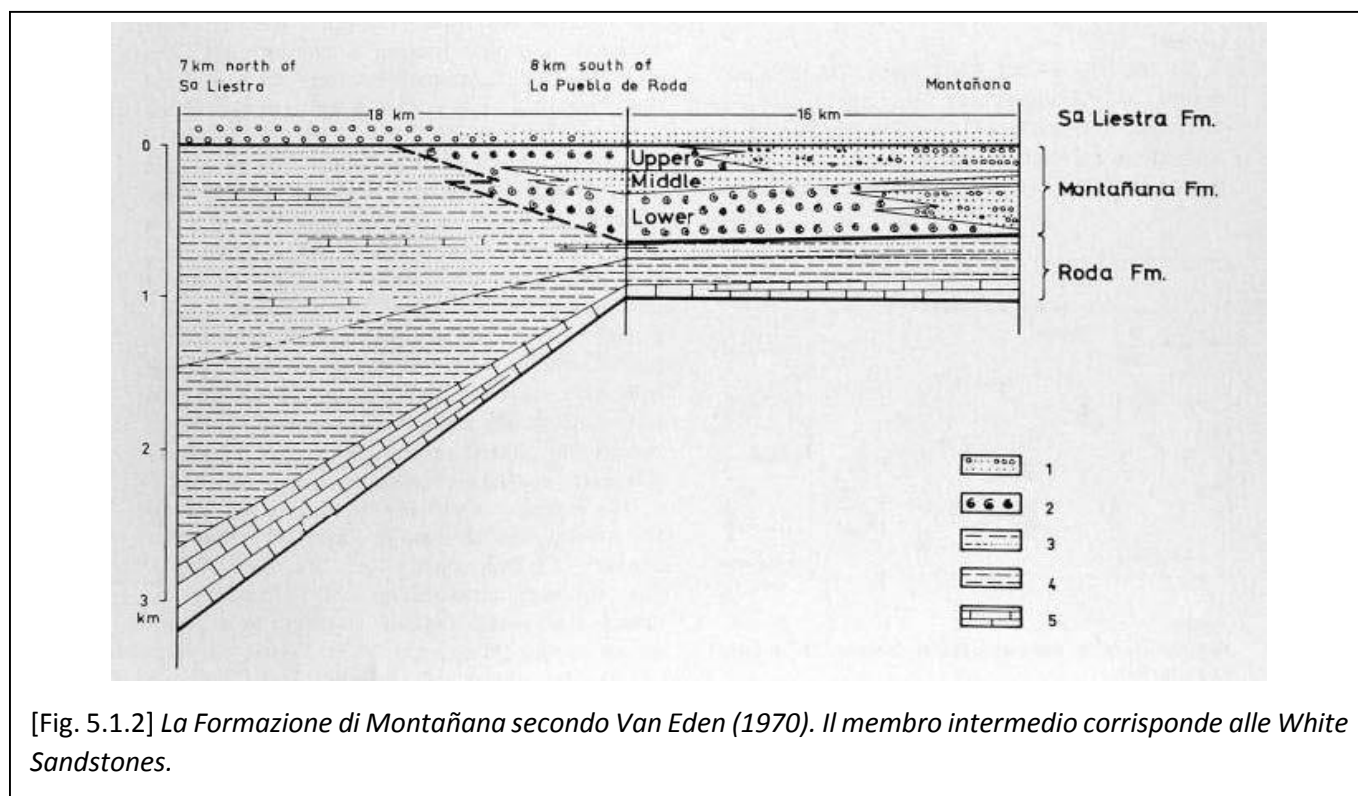


Per la Formazione di Castissent, e più in generale per l'intero Delta di Montañana (Nijman & Nio, 1975), la granulometria grossolana e la composizione prevalentemente carbonatica dei clasti fanno pensare ad una area sorgente piuttosto vicina e a gradienti topografici relativamente elevati. L'interferenza di sistemi fluviali assiali e di conoidi da Nord fa sì che i depositi siano relativamente poco maturi (Nijman & Puigdefàbregas, 1978).

Nella località tipo [Fig. 5.1.1] le Arenarie di Castissent costituiscono un sistema di canali fluviali sovrapposti, spesso fino a 40m, con un rapporto ampiezza/spessore di circa 100. Si tratta di areniti litiche calcaree (da 10-30 % a > 64% clasti carbonatici) con cemento di calcite, le restanti componenti sono 20-32% quarzo, 5-8% feldspato, 23-42% frammenti non carbonatici. La maggior parte dei clasti carbonatici deriva dal mesozoico esposto sui fianchi della falda di Peña Montañesa-Montsec, in minor misura da rocce paleozoiche. I materiali litici derivano da rocce metamorfiche erciniche presenti sia nella zona assiale sia nel basamento del Bacino dell'Ebro. I conglomerati sono polimittici con frazioni variabili di carbonati, arenarie, quarzo, selce scura, clasti pelitici, noduli di caliche e alcuni componenti di rocce intrusive. Frammenti di legno limonitizzati sono frequenti, talora si rinvenivano piccole ossa di vertebrato (Nijman & Puigdefàbregas, 1978; Marzo et al., 1988).

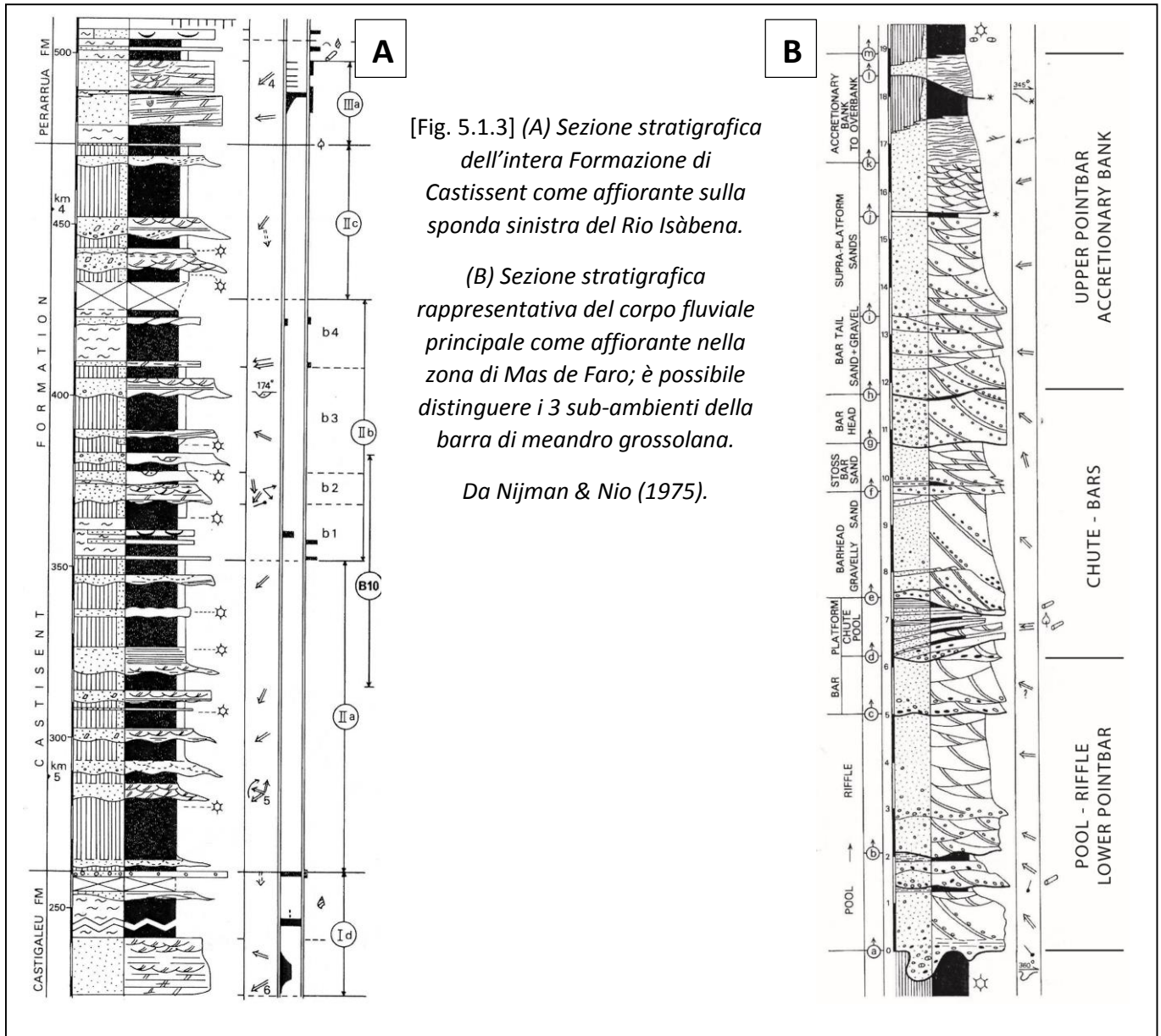
Gli studi palinologici di Haseldonckx (1973) e indagini sui paleosuoli hanno permesso di definire per il periodo di deposizione della Formazione di Castissent la presenza di un clima con una marcata alternanza stagionale tra periodi secchi e periodi umidi. Questo fattore probabilmente si andava a sommare ad un sicura fase di sollevamento tettonico nel determinare la natura grossolana e le dimensioni eccezionali dei depositi fluviali (Nijman & Nio, 1975).

Fu Van Eden (1970) a soffermarsi per primo su questi depositi, che usò come unità di demarcazione tra la porzione inferiore e quella superiore della Formazione di Montañana [Fig. 5.1.2]. L'Autore descrisse questi sedimenti come aventi una geometria esterna tabulare ("sheet-like") molto estesa, costituita da arenarie di principale composizione carbonatica (calcarei cretatici) aventi strutture interne caratterizzate da stratificazione incrociata a grande scala. Egli chiamò questa unità "White Sandstones" e le interpretò come un ambiente di piana costiera dominata dal moto ondoso, risultante da una fase in cui l'energia dei processi distruttivi di origine marina dominava sulla generale deposizione deltizia.



Nijman & Nio (1975), in uno dei primi tentativi di applicare al Bacino di Tremp-Graus i concetti di sedimentologia per risalire all'evoluzione tettonica dell'avanpaese sud-pirenaico, chiamarono i depositi sopra citati con il nome di "Castissent Formation" e, alla stregua di Van Eden, li utilizzarono come unità di demarcazione tra la porzione inferiore e quella superiore del Gruppo di Montañana (o Delta di Montañana) [Fig. 4.1.2]. Diversamente da Van Eden, che li interpretò come depositi trasgressivi, Nijman & Nio li individuano come il maggior evento progradante del Delta di Montañana. La Formazione di Castissent è composta da 3 corpi fluviali sovrapposti, dei quali quello intermedio è quello meglio sviluppato (corrisponde alle White Sandstones di Van Eden, 1970), e per la scala delle strutture sedimentarie che contiene rappresenta un fenomeno di un ordine di grandezza maggiore rispetto a quelli che caratterizzano il resto del Gruppo di Montañana. Gli Autori, studiando in dettaglio questo corpo, lo hanno interpretato come una sequenza di canale di tipo "coarse-grained pointbar" (McGowen & Garner, 1970) [Fig. 5.1.3B]. In direzione sottocorrente il corpo principale rimane visibile fino alla Val Esera. In Val Isàbena compaiono

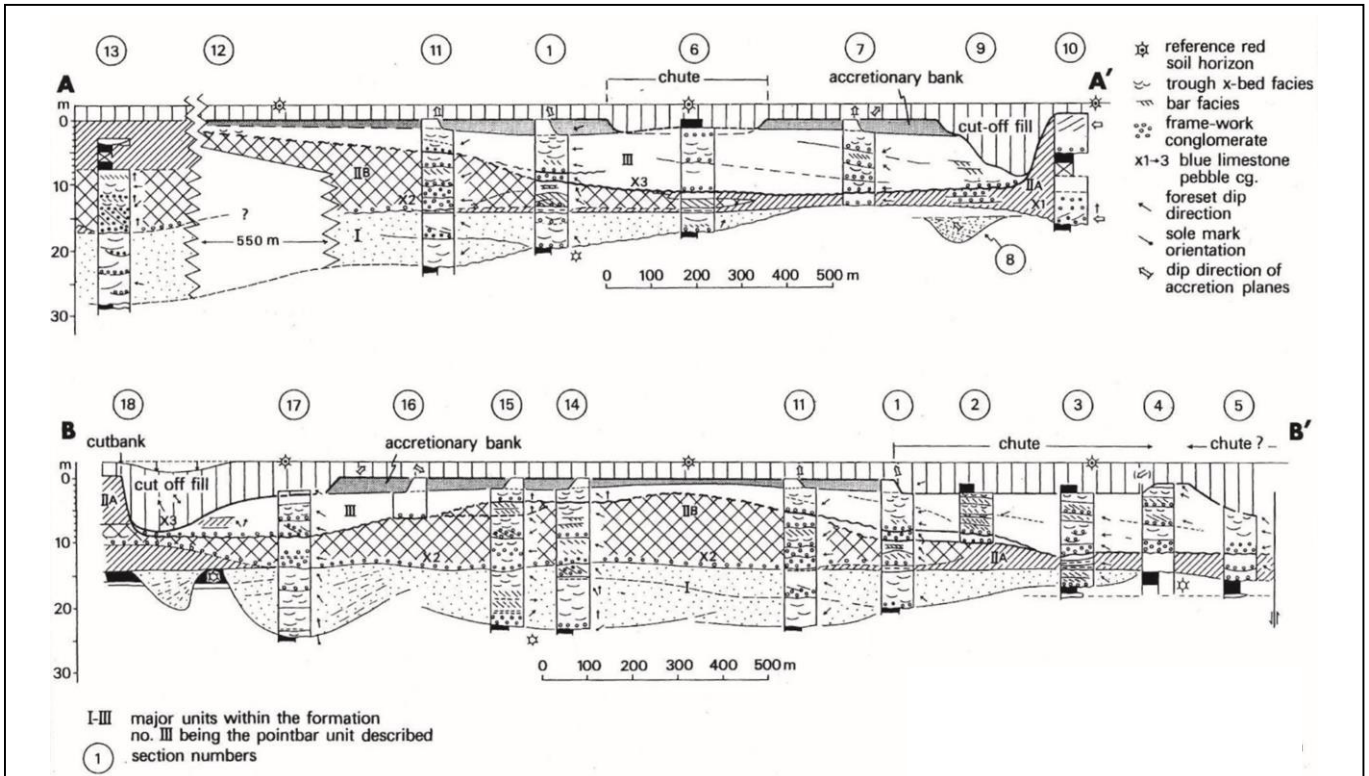
le prime marne di ambiente salmastro. Nei pressi della zona de La Foradada, nel giro di 7km le arenarie perdono del tutto la loro connotazione fluviale, per passare a facies litorali e di offshore (Fig. 5.1.3A; Formaz. di San Vicente, facente parte del Gruppo di Arro-Lumbier di Mutti et al., 1972).



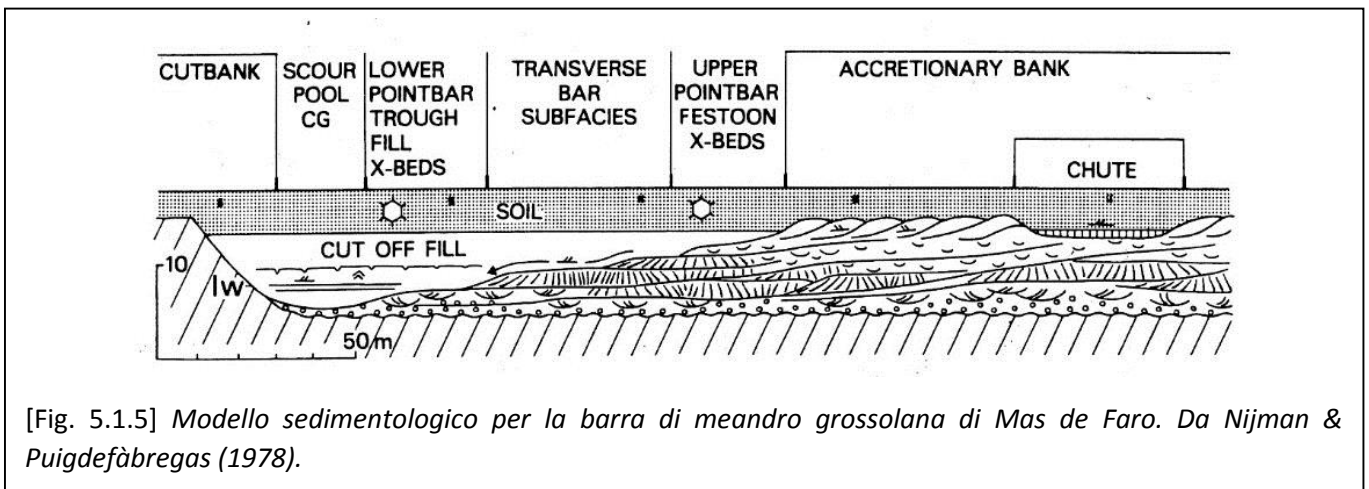
Studiando il corpo intermedio nell'affioramento tipico di Mas de Faro, Nijman & Nio (1975) lo suddividono in 3 parti sovrapposte, riconoscibili in sequenza anche in molti altri affioramenti, seppur con spessori differenti [Fig. 5.1.3B]. Il corpo sedimentario sarebbe l'espressione di un unico sistema fluviale che ha mantenuto il medesimo stile nel tempo. Per i primi due intervalli della sequenza gli Autori citati

chiamano frequentemente in causa processi di piena, quali unici meccanismi in grado di creare strutture di fondo di notevoli dimensioni, salvo poi non tenerne sostanzialmente conto nella loro classificazione finale, così come non tengono in sufficiente considerazione le strutture da decantazione più trazione che rinvencono a vari livelli nella sequenza. In Val Isàbena la Formazione è rappresentata da arenarie fluviali inserite in depositi di piana alluvionale e di overbank ben sviluppati. È ben marcato il fining-upward delle varie unità, le più spesse delle quali presentano grandi festoni e rappresentano l'evoluzione sottocorrente del corpo principale di Mas de Faro. Il limite superiore della formazione è dato dalla prima comparsa di marne grigie fossilifere di ambiente lagunare [Fig. 5.1.3A].

Nijman & Puigdefàbregas (1978) eseguono un'analisi di dettaglio sedimentologico sul corpo principale affiorante nella zona di Mas de Faro. A differenza di Nijman & Nio (1975), riconoscono nel corpo l'espressione di 3 diversi stili fluviali sovrapposti: una fase più canalizzata, una fase grossolana a canali intrecciati, infine una fase a barra di meandro grossolana [Fig. 5.1.4]. Gli Autori individuano nella barra di meandro 6 differenti tipi di facies, che si associano in maniera sistematica a formare i diversi sub-ambienti della stessa (scour-pool, point-bar inf. e sup., chute, lato convesso in accrezione) [Fig. 5.1.5]. Il generale trend fining-up è il risultato della sovrapposizione di più cicli fining-up a più piccola scala, attribuite alla crescita non costante della barra di meandro. Gli Autori infine tentano una comparazione tra quanto visto e gli esempi di fiumi attuali simili presenti in letteratura, non riuscendo però ad inquadrare le Arenarie di Castissent in una tipologia fluviale chiaramente definita [Fig. 5.1.6]. Secondo lo schema di Miall (1977), questi depositi sarebbero parte di un sistema fluviale a carattere transizionale tra i canali intrecciati e meandranti.



[Fig. 5.1.4] Due spaccati stratigrafici relativi al corpo principale riguardanti la zona tra Mas de Faro e Castissent. Si nota la sovrapposizione dei 3 diversi stili fluviali (I, II, III). Da Nijman e Puigdefàbregas (1978).



[Fig. 5.1.5] Modello sedimentologico per la barra di meandro grossolana di Mas de Faro. Da Nijman & Puigdefàbregas (1978).

	McGowen and Garner (1970)		Bluck (1971)	Jackson (1975, 1976a, b)	this paper
	Amite River Magnolia point b.	Colorado River Columbus point b.	River Endrick (reach B)	lower Wabash River Helm bend	Castissent point bar
<b>River parameters</b>					
river sinuosity	1.4 - 1.7	1.5 - 1.75	[±2]	2.3	estim. 1.5 - 2
arc of curvature	[90°]	[90°]	[max. 250°]	[180°]	min. 110°
radius of curvature, Rc	[115 m]	[675 m]	[60 - 135 m]	[500 m]	850 m
rel. curvature Rc/width	[±5]	[±7.5]	[2.5 - 5.5]	1.8	6
water level range/ bankfull depth	[0.7]	no data	[max. 6.5]	[0.4 - 0.5]	0.75
<b>Point bar structures</b>					
lateral accretion	no data	no data	high-angle channel- ward bedding in accretionary bank	scroll migration by high-angle foresetting towards convex bank	high-angle channel- ward bedding in accretionary bank
			low-angle in lower point b. (reach C)		low-angle in lower to upper point b
scroll spacing	—	—	[5 - 10 m]	10 - 40 m	±15 m
chutes	present	present	no indication	no indication	present
bar foreset forms in upper point bar	linguoid chute bars	transverse bars	linguoid bars	longitudinal (scroll) bars	—
in intermediate level	—	—	—	transverse bars	transverse bars
bar foreset forms in lower point bar	small transverse bars	—	—	sandwaves	—
grain size trend	no FU trend grain size maxima in scour pool and upper point bar		FU and CU, maxima in riffle and upper point bar head; FU accretionary bank.	indifferent or CU in upper point bar; FU accretionary bank	overall FU, composed of repeated FU units

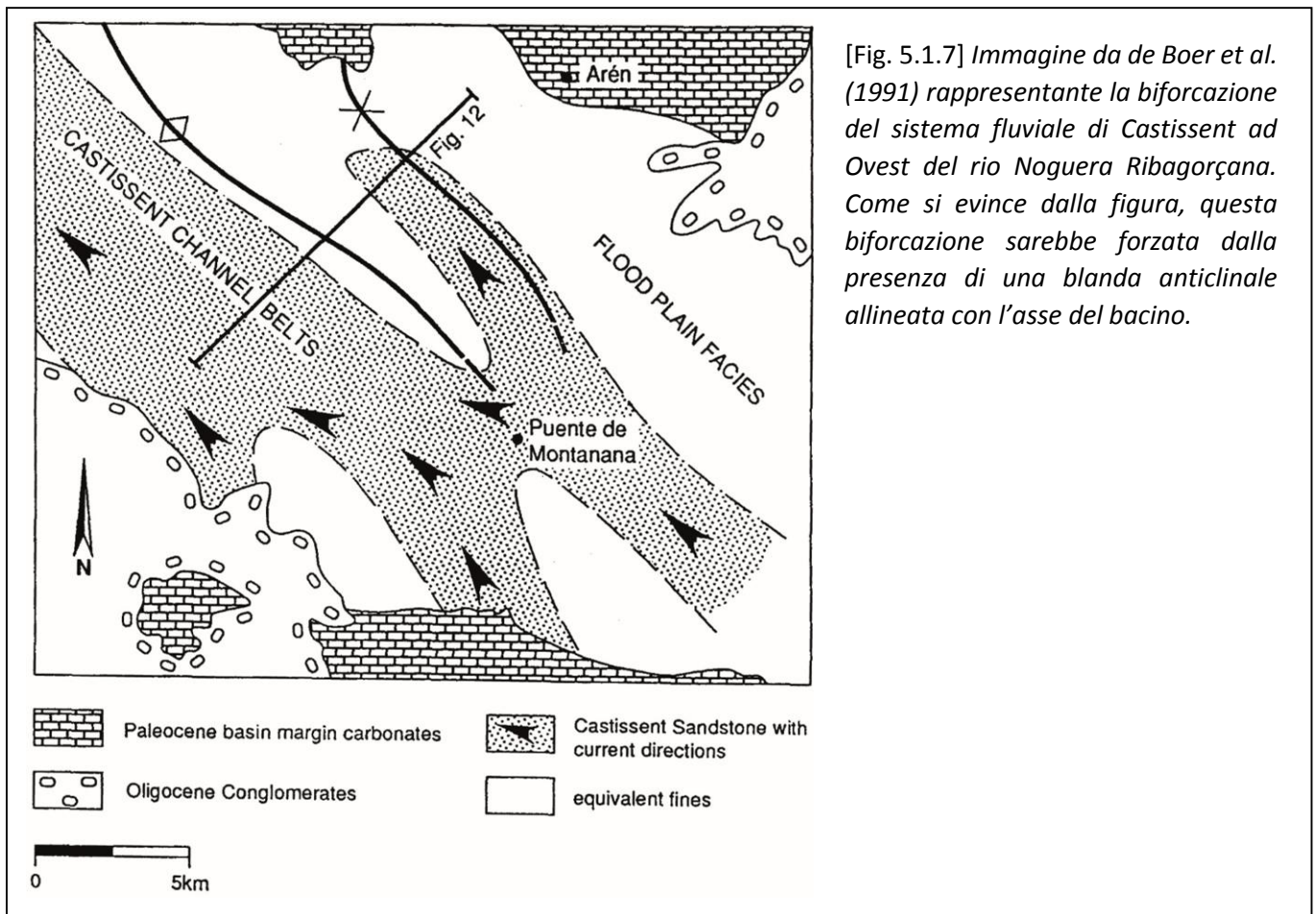
N.B. Data between [ ] are calculated from figures in the quoted literature and therefore sometimes are not precise.

[Fig. 5.1.6] *Confronto tra la barra di meandro di Mas de Faro ed altre barre di meandro grossolane in fiumi attuali. Da Nijman & Puigdefàbregas (1978).*

Friend et al. (1981) suddividono la Formazione di Castissent in 3 corpi sovrapposti: A, B e C, il primo dei quali corrisponde ai primi due corpi individuati da Nijman & Nio (1975), nonché a quello dettagliatamente preso in esame da Nijman & Puigdefàbregas (1978). Questi Autori propongono una descrizione a più grande scala, comparando la successione fluviale in esame con quella descritta da Campbell (1976) per il Giurassico del New Mexico.

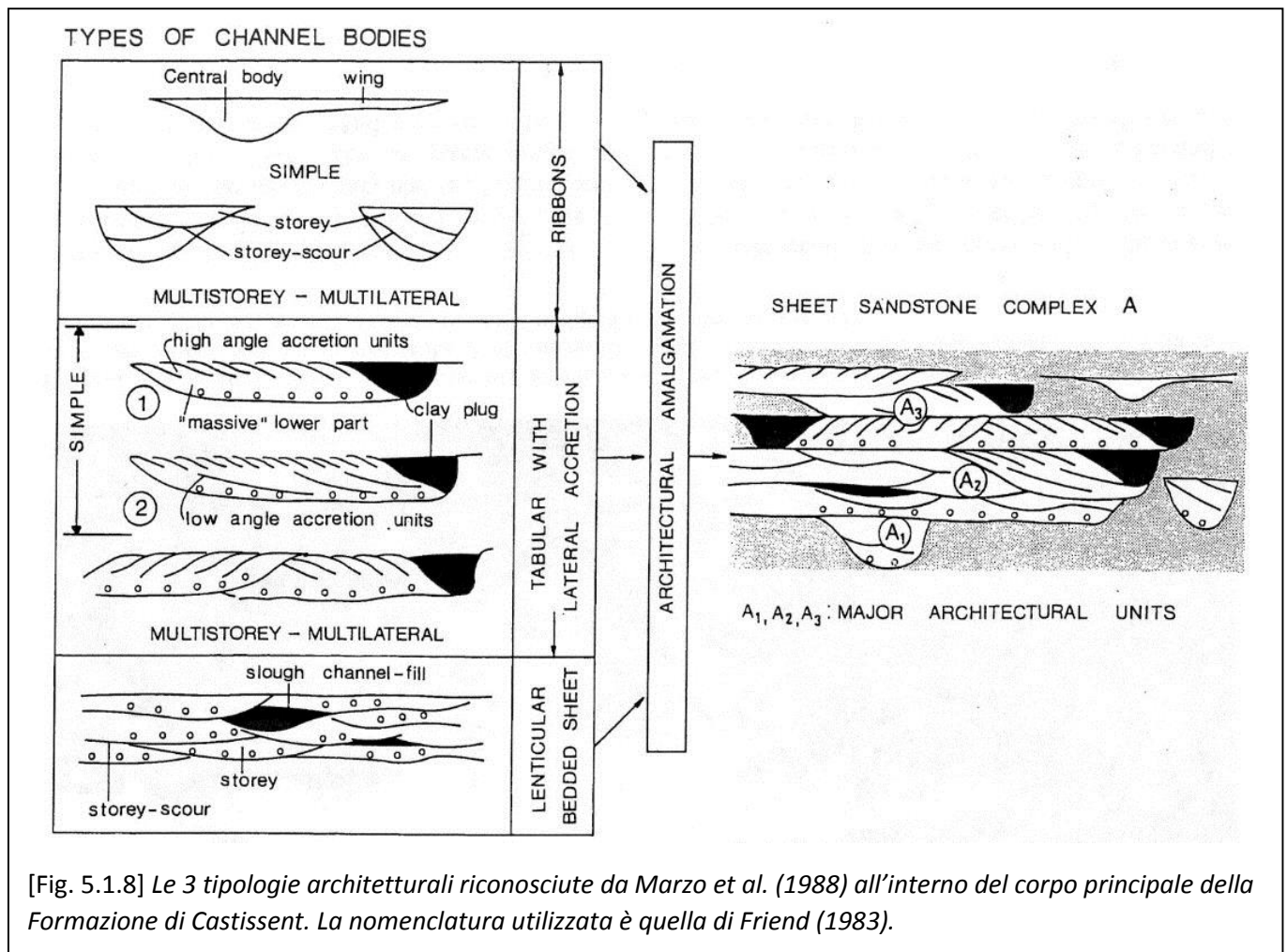
Per quanto riguarda le paleocorrenti, queste indicano un ingresso dei sedimenti da SE, oltre la struttura del Montsec, e una deflessione graduale prima verso SO (corpi A e B) poi verso O (da B a C). Nell'unità A l'asse del canale migra verso Sud dopo un iniziale biforcazione o avulsione (vedi anche de Boer et al., 1991 [Fig. 5.1.7]). I vari step sono suddivisi da fasi di ingressione di acqua salmastra. L'interferenza con i canali

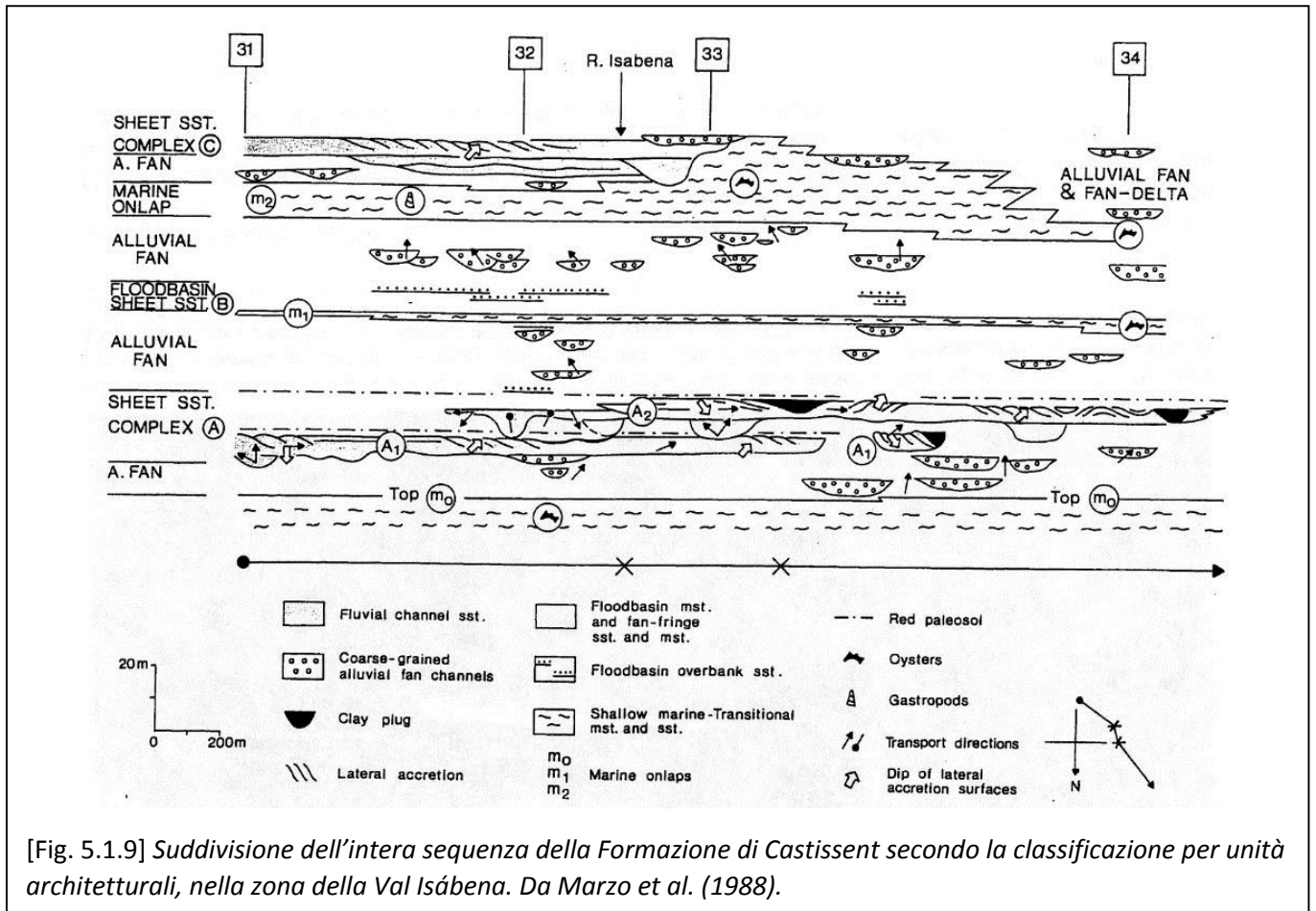
distributari provenienti dalle conoidi a nord è evidente sia in senso laterale che verticale, soprattutto nella porzione settentrionale del sistema. I corpi A e B hanno uno sviluppo simile, con una porzione inferiore che mostra forti erosioni, che possono essere connesse o no, riempite quasi esclusivamente da sabbia, e una porzione superiore più continua con ben definiti trend fining-upward e ben sviluppate accrezioni laterali al tetto.



Marzo et al. (1988) reinterpretano i 3 corpi costituenti la Formazione di Castissent (A, B e C), ed in particolare il corpo inferiore (A), sulla base delle classificazioni fondate sul riconoscimento degli elementi architettonici [Figg. 5.1.8-9]. Seguendo Nami & Leeder (1978), Friend et al. (1979), Friend (1983) e Atkinson (1983), gli Autori distinguono 3 tipologie di corpi sedimentari in base alla loro geometria e alle strutture interne: (1) corpi arenacei a stratificazione lenticolare; (2) corpi tabulari con accrezioni laterali; (3)

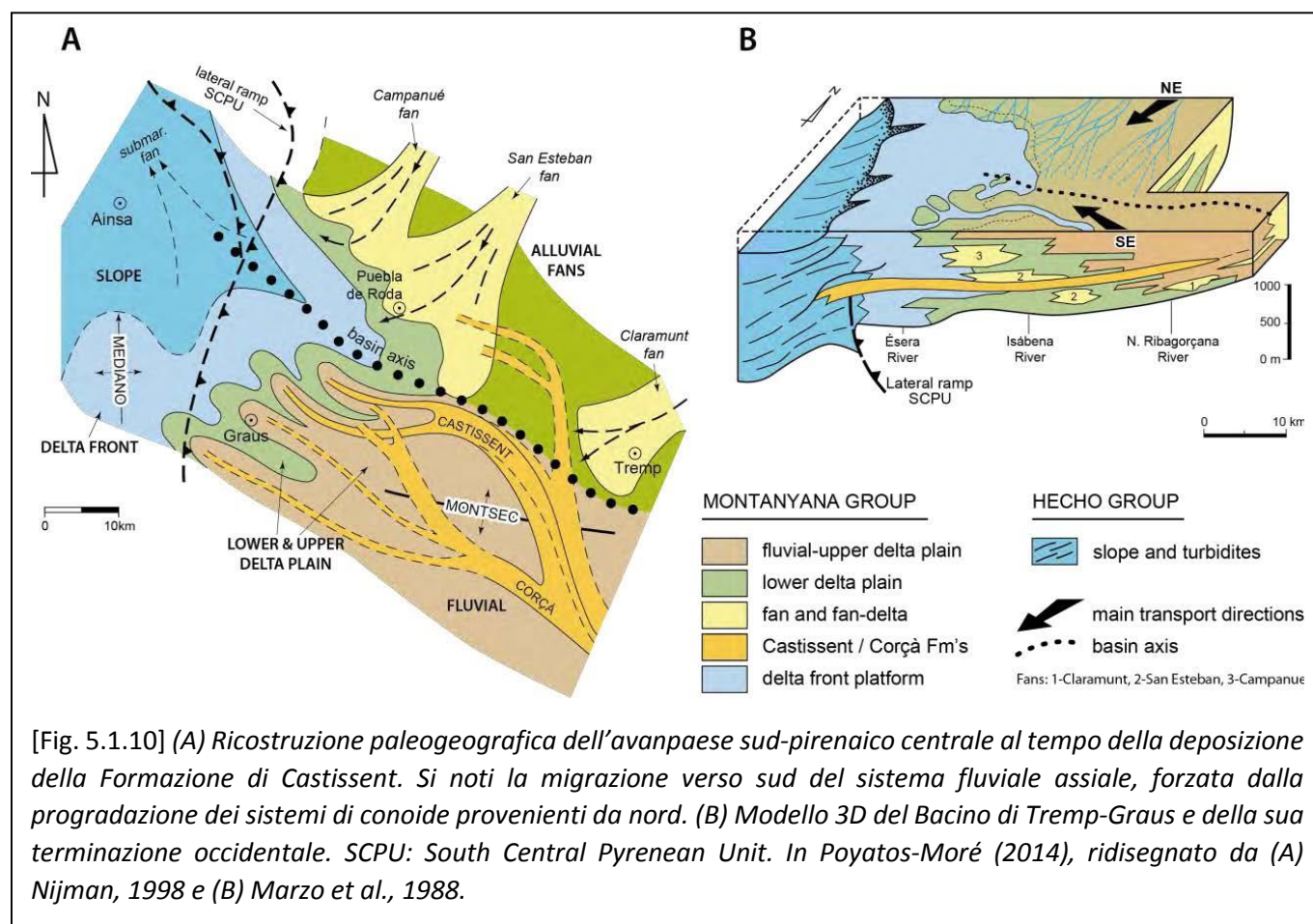
“ribbons” [Fig. 5.1.8]. I 3 tipi di riempimenti di canale si combinano in 3 rispettive unità architettoniche principali che, assieme, costituiscono il complesso arenaceo (A). Le unità successive sono state chiamate A1, A2, A3 e la gerarchia degli elementi segue lo schema di Miall (1985). I complessi arenacei della Formaz. di Castissent non sono rappresentativi di un solo stile fluviale, bensì dell’intera evoluzione nel tempo di un sistema fluviale controllato da molteplici fattori allogeni. Il controllo verticale sulla successione è rappresentato principalmente dalla combinazione della caduta del livello di base e della subsidenza tettonica (Marzo et al., 1988).





Nijman (1998), nella sua accurata analisi dei depositi del Delta di Montañana, descrive i caratteri della Formazione di Castissent riprendendo essenzialmente quanto detto da Marzo et al. (1988). L'Autore aggiunge un'analisi approfondita sui controlli allogenicici sulla sedimentazione. In particolare, i sollevamenti dei margini del bacino durante le varie fasi di attività delle falde assiali e di copertura hanno determinato una migrazione dell'asse dello stesso, dapprima verso nord (corpo A), poi verso sud (corpi B e C) [Fig. 5.1.10]. Dal punto di vista del controllo eustatico, Nijman afferma che la formazione, essendo delimitata da due fasi trasgressive, sia espressione di una fase progradante in regime di highstand (Emery & Myers, 1996; vedi anche le modellizzazioni al computer di Clevis et al., 2003), diversamente da Mutti et al. (1988) (vedasi par. 4.1). In tal caso, la deposizione dell'intera successione fluviale sarebbe durata circa tra i 300 ed

i 400mila anni, in accordo con quanto affermato da Marzo et al. (1988) sulla base dello sviluppo dei paleosuoli. Il principale fattore di controllo per lo sviluppo della Formazione di Castissent resta comunque quello di tipo tettonico-strutturale. Il controllo strutturale sulla deposizione è dato da: (1) basculamento verso ovest dell'intero bacino; (2) posizionamento del fronte deltizio lungo la rampa laterale della falda di Peña Montañesa-Montsec; (3) complesso schema di subsidenza ed uplift risultante dai sovrascorrimenti verso sud. L'Autore afferma che il clima può aver influito sulla sedimentazione solo a più piccola scala rispetto ai grandi cicli tettonici.



Come si può dedurre dai lavori appena elencati, l'analisi sedimentologica sulla Formazione di Castissent si è rivolta principalmente all'interpretazione del record fossile sulla base del confronto con analoghi sistemi

fluviali attuali. Dal 1988, inoltre, nessuno studio è più stato pubblicato riguardo i corpi fluviali di questa importante unità sedimentaria [Fig. 5.1.11], eccezion fatta per Mutti et al. (1996).

GARRIDO MEGIAS 1968	VAN EDEN 1970	GARRIDO MEGIAS & RIOS ARAGUES 1972	NIJMAN & NIO 1975	MUTTI et al. 1988	MARZO et al. 1988	CUEVAS GOZALO 1989
CAMPANUE		CAMPANUE	CAMPANUE PERRARUA	CASTISSENT 2	CAMPANUE PERRARUA	CAMPANUE PERRARUA
		ROLESPE				
	LA ROCA WHITE SANDSTONES		LA ROCA CASTISSENT	CASTISSENT 1	CASTISSENT	LA ROCA CASTISSENT

[Fig. 5.1.11] Evidenziate in giallo le principali nomenclature per la successione fluviale descritta in questo capitolo. L'appellativo più diffuso è quello introdotto da Nijman & Nio (1975), vale a dire "Formazione di Castissent", con chiaro significato litostratigrafico classico.

Sulla base di quanto affermato nei paragrafi 4 e 5 del Cap. 3°, l'intento di questo lavoro di tesi è stato quello di rivedere questi depositi, seguendo i lavori di Mutti e collaboratori (1996, 2000, 2003), per riportare enfasi sull'importanza dello studio di facies, avente come base un'osservazione il più possibile oggettiva delle evidenze di terreno, dando importanza a quelle che sono le geometrie sedimentarie e i loro reciproci rapporti nello spazio e nel tempo. Nel 1996 Mutti et al. propongono una sequenza di facies ideale deposta da flussi di piena fluviale in ambiente subaereo che è basata in gran parte su osservazioni derivanti dalla Formazione di Castissent [Fig. 3.5.8]. Nei prossimi paragrafi verrà descritto un set di dati che vuole andare a sostenere, rafforzare e migliorare quanto proposto dagli Autori appena citati, e verrà avanzato anche un facies-tract ideale per la deposizione di flussi di piena catastrofici in ambiente subaereo.

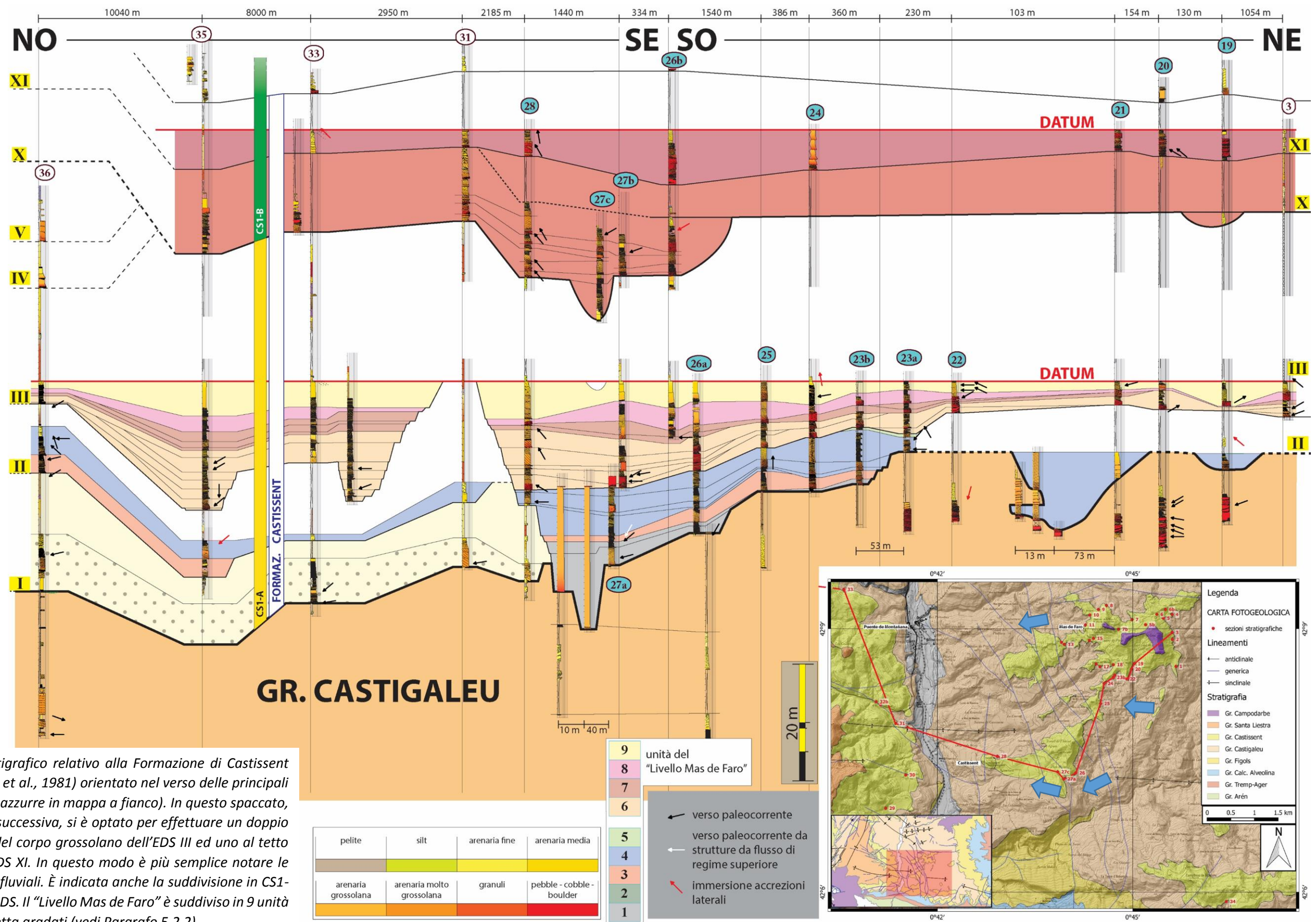
## 5.2 – LA PARTE BASALE DELL’ALLOGRUPPO DI CASTISSENT: LA FORMAZIONE DI CASTISSENT *SENSU STRICTO* COME ESEMPIO CLASSICO DI SEDIMENTAZIONE FLUVIALE

### 5.2.1 – Stratigrafia

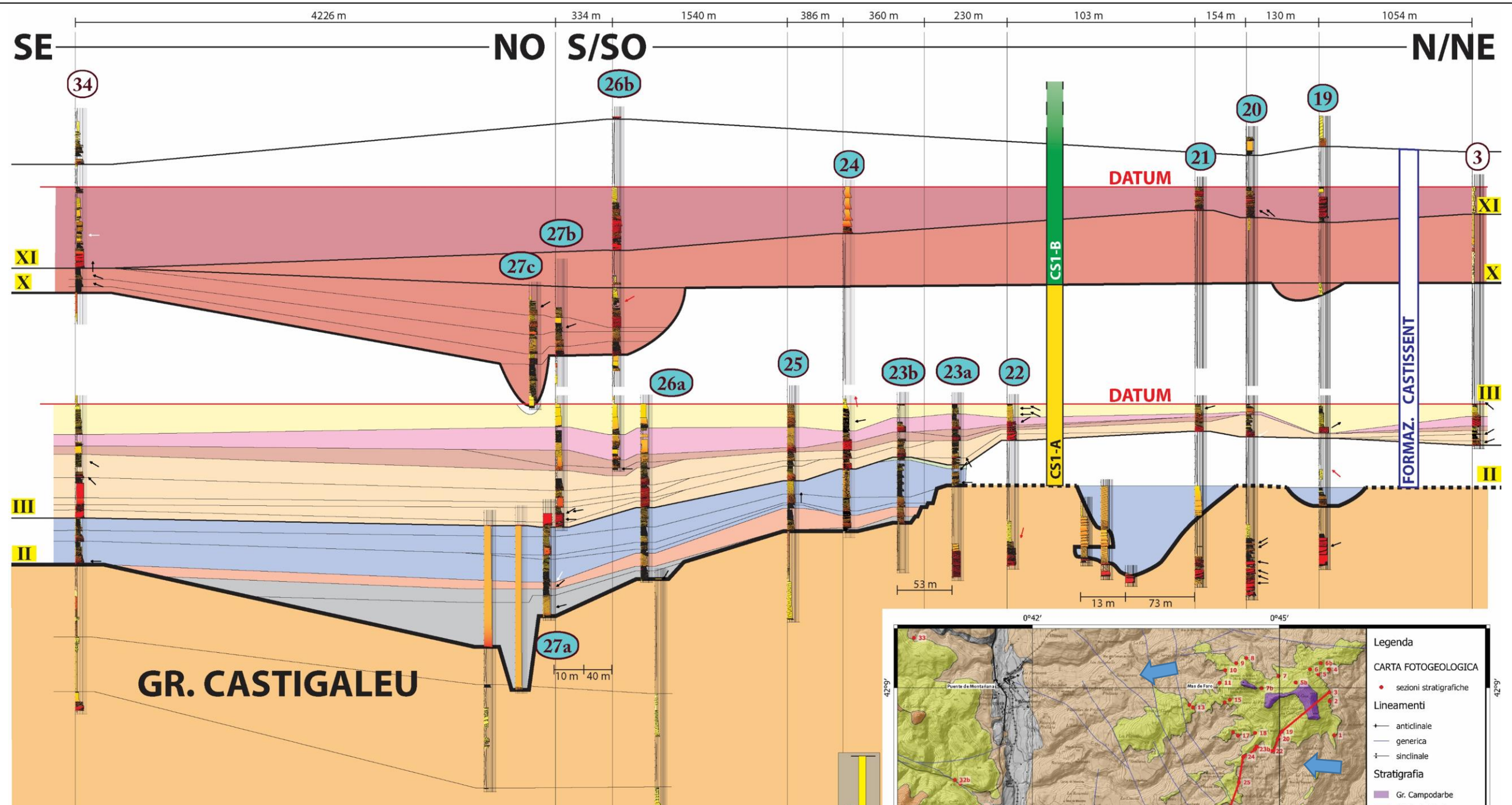
La Formazione di Castissent (sensu Nijman & Nio, 1975; vedasi anche Friend et al., 1981) rappresenta la parte basale dell’Allogruppo ed è inclusa tra le EDS I ed XI, come si può osservare nelle **Figure 5.2.1.1-.2-.3** [rispettivamente spaccati **A, B e C** in **Allegato 6**]. Per meglio descrivere questa parte di successione, sulla quale si sono particolarmente concentrate le analisi sedimentologiche di questo lavoro di tesi, sono stati costruiti 7 spaccati stratigrafici di dettaglio [**Allegati 6 e 7**]. Di questi sette, gli spaccati in **Allegato 6** consentono di visionare le caratteristiche della stessa alla scala del bacino. Più specificatamente, lo spaccato di **Fig. 5.2.1.1** è rappresentativo dello sviluppo sotto corrente dei sistemi deposizionali analizzati, in quanto orientato grossomodo NO-SE, mentre gli spaccati nelle **Figure 5.2.1.2-.3** sono stati compilati perpendicolarmente rispetto a questa direttiva principale, permettendo di analizzare le variazioni geometriche laterali della suddetta formazione.

Lo spaccato stratigrafico di **Fig. 5.2.1.1** prende in esame gli affioramenti della Formazione di Castissent compresi tra la zona di Mas de Faro, ad est, e la zona di Luzas, ad ovest. Per quanto riguarda la sezione stratigrafica più occidentale (n° 36), localizzata in Val Isàbena, si fa riferimento agli spaccati negli **Allegati 3 e 4**, di minor dettaglio ma utili ai fini della descrizione dell’impalcatura stratigrafica generale.

In **Fig. 5.2.1.1** si può osservare come la parte basale dell’Allogruppo (i.e., Formazione di Castissent) sia caratterizzata da un generale aumento di spessore verso ovest, nonostante le geometrie lenticolari dei corpi arenaceo-conglomeratici che caratterizzano le EDS basali della successione.



[Fig. 5.2.1.1] Spaccato stratigrafico relativo alla Formazione di Castissent (Nijman & Nio, 1975; Friend et al., 1981) orientato nel verso delle principali paleocorrenti (vedasi frecce azzurre in mappa a fianco). In questo spaccato, come in quello della figura successiva, si è optato per effettuare un doppio spianamento, uno al tetto del corpo grossolano dell'EDS III ed uno al tetto del corpo grossolano dell'EDS XI. In questo modo è più semplice notare le geometrie esterne dei corpi fluviali. È indicata anche la suddivisione in CS1-A e CS1-B, nonché quella in EDS. Il "Livello Mas de Faro" è suddiviso in 9 unità costituite da strati a base netta gradati (vedi Paragrafo 5.2.2).



[Fig. 5.2.1.2] Spaccato stratigrafico relativo alla Formazione di Castissent (Nijman & Nio, 1975; Friend et al., 1981) orientato circa N-S, quindi trasversalmente rispetto alle paleocorrenti principali (vedi frecce azzurre in mappa a fianco). La traccia dello spaccato è indicata in rosso nella mappa a fianco. In questo spaccato, come in quello della figura precedente, si è optato per effettuare un doppio spianamento, uno al tetto del corpo grossolano dell'EDS III ed uno al tetto del corpo grossolano dell'EDS XI. In questo modo è più semplice notare le geometrie esterne dei corpi fluviali. È indicata anche la suddivisione in CS1-A e CS1-B, nonché quella in EDS. Il "Livello Mas de Faro" è suddiviso in 9 unità costituite da strati a base netta gradati (vedi Pargrafo 5.2.2).

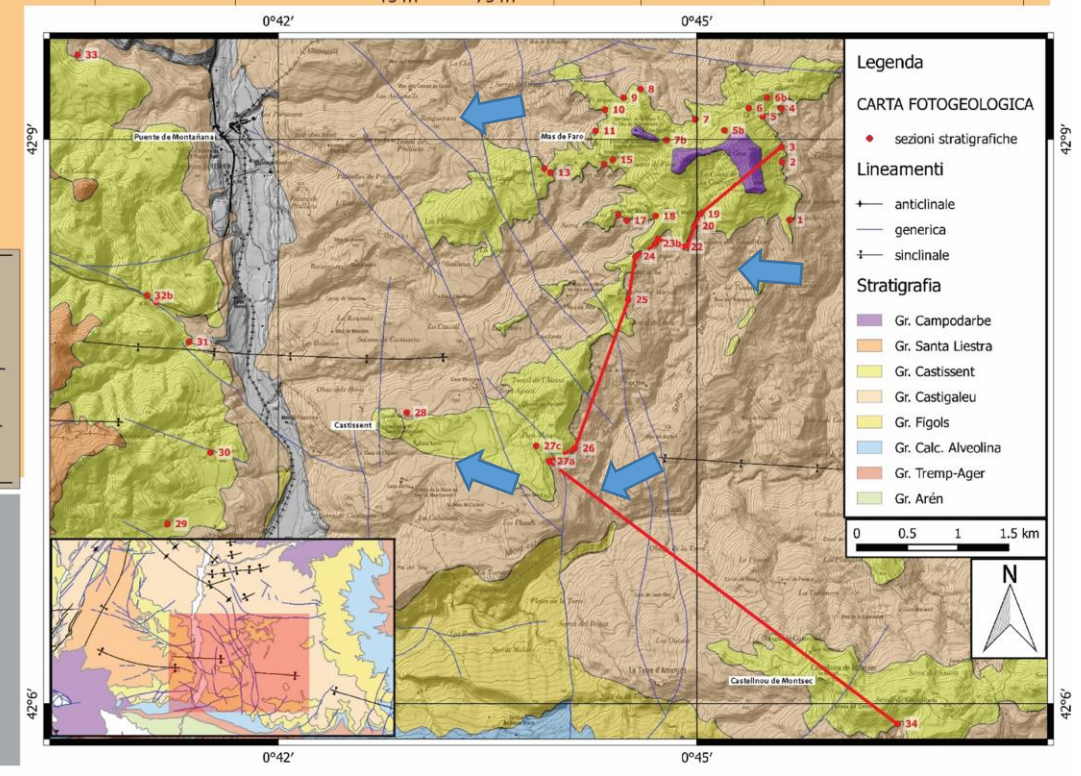
9	unità del
8	"Livello Mas de Faro"
7	
6	
5	
4	
3	
2	
1	

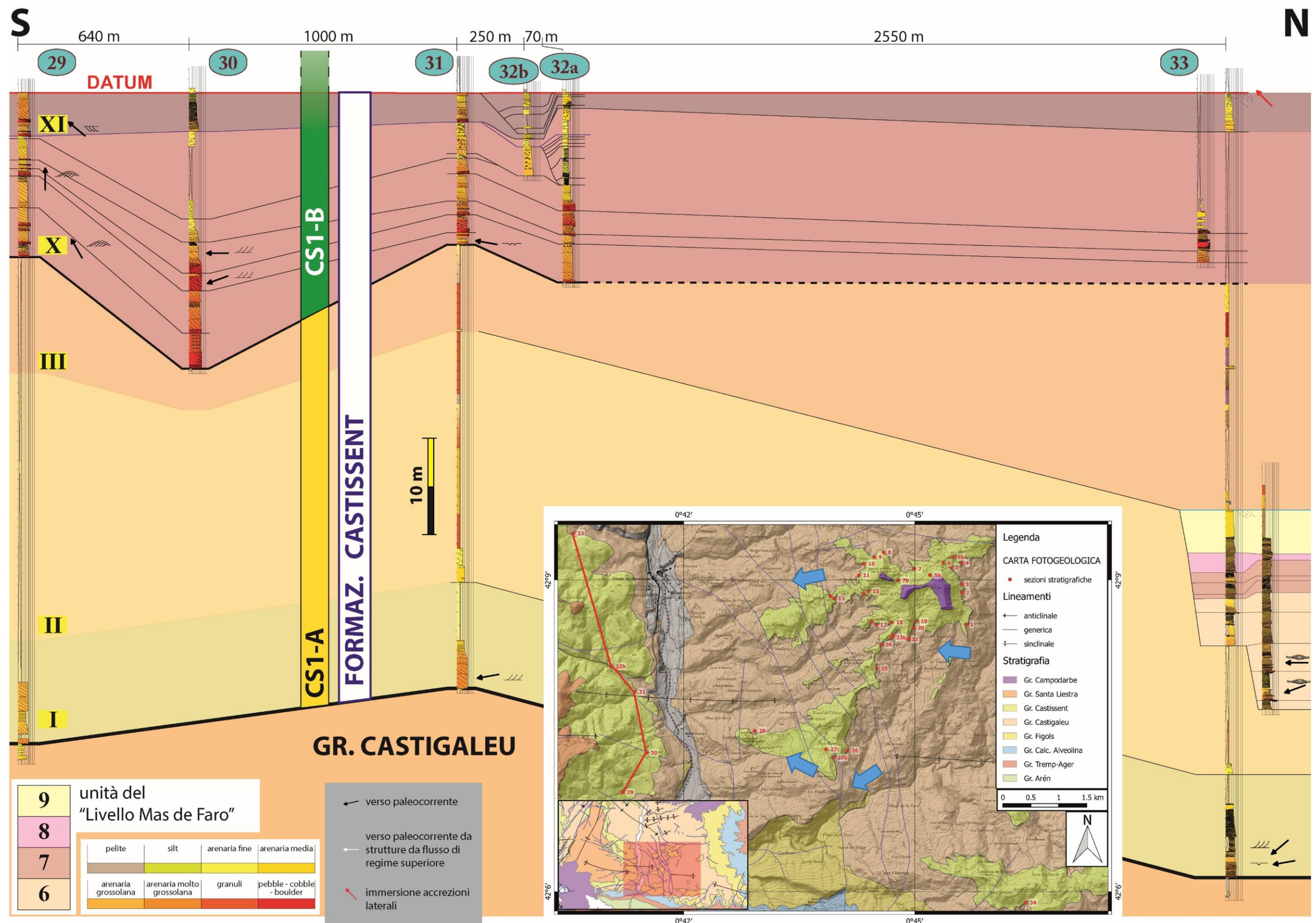
  

pelite	silt	arenaria fine	arenaria media
arenaria grossolana	arenaria molto grossolana	granuli	pebble - cobble - boulder

- ← verso paleocorrente
- ← verso paleocorrente da strutture da flusso di regime superiore
- ↘ immersione accrezioni laterali



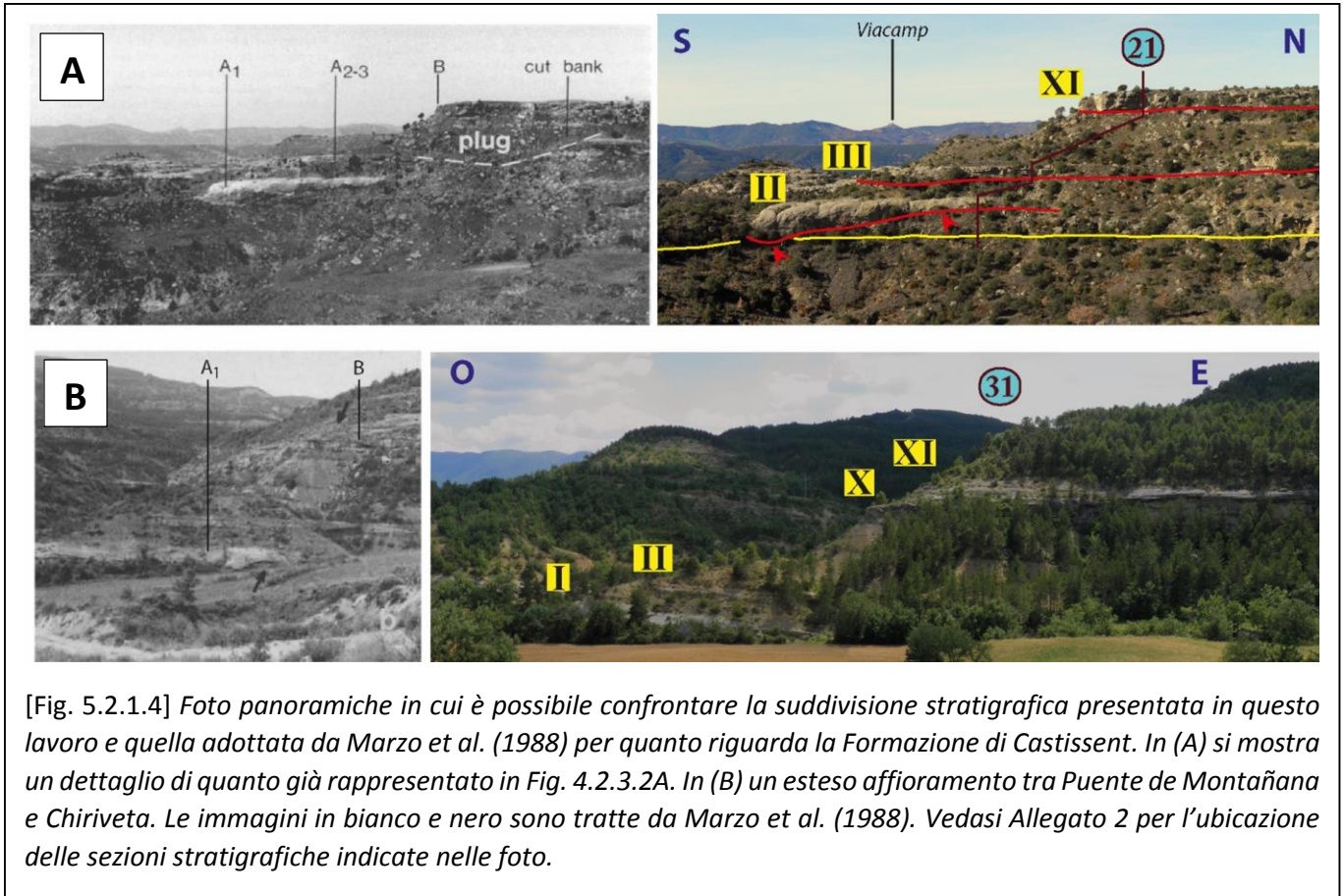


[Fig. 5.2.1.3] Spaccato stratigrafico relativo alla Formazione di Castissent (Nijman & Nio, 1975; Friend et al., 1981) orientato trasversalmente rispetto alle paleocorrenti principali (vedi frecce azzurre in mappa a fianco). La traccia dello spaccato è indicata in rosso nella mappa a fianco. È indicata la suddivisione in CS1-A e CS1-B, nonché quella in EDS.

Lo spaccato in **Fig. 5.2.1.2**, invece, è orientato grossomodo N-S nella porzione orientale dell'area di studio, tra le località di Castellnou de Montsec, e Mas del Faro. In questa correlazione si può notare un inspessimento della successione della Formazione di Castissent sia da nord che da sud verso le sezioni n° 27 e 26, in quanto probabilmente ubicate in una zona depocentrale. Va comunque tenuto in considerazione come la sezione n° 34 (Castellnou de Montsec) possa essere situata in una zona di paleo-alto relativo relazionato alla struttura del Montsec.

Lo spaccato in **Fig. 5.2.1.3** mostra un transetto N-S tracciato sulla destra del rio Noguera Ribagorçana, da Chiriveta (sud) a Montañana (nord), su una distanza in linea d'aria di circa 4,6km. Non si notano, in questo caso, significative variazioni in termini di spessore totale della Formazione; si passa, infatti, da ca. 65m a sud a ca. 80m a nord, per un rapporto variazione di spessore/distanza dello 0,3%.

Rispetto alla totalità della Formazione, ancor più variabile è la distribuzione degli spessori dei corpi arenacei compresi nella stessa. Friend et al. (1981) e Marzo et al. (1988) distinguono 3 “sheet sandstones complex” all'interno della successione, denominati A, B e C, il terzo dei quali sarebbe individuabile solo in Val Isàbena. Data la difficoltà nell'individuare quest'ultimo “complesso” arenaceo sulla base delle scarse descrizioni proposte nei suddetti articoli, ci si è limitati in questa trattazione a considerare la Formazione sulla base della sua espressione nella zona a cavallo della valle Ribagorçana. In base ai dati di questa tesi, i corpi A e B di Marzo et al. (1988) sono costituiti da 5 sequenze deposizionali elementari (EDS) [**Fig. 5.2.1.4**], correlabili attraverso tutta l'area studiata [**vedasi Allegati 3, 4, 6 e la mappa in Allegato 2, a dettaglio della Val Ribagorçana**]. Più precisamente, il corpo A sarebbe rappresentato dalle EDS I, II e III, mentre il corpo B dalle sequenze elementari X ed XI. L'espansione stratigrafica permette di individuare ulteriori 6 EDS nella sezione della Val Isàbena [**Allegati 3, 4**], tutte sviluppate al di sotto della discordanza alla base della EDS X, che segna il passaggio CS1-A/CS1-B.



[Fig. 5.2.1.4] Foto panoramiche in cui è possibile confrontare la suddivisione stratigrafica presentata in questo lavoro e quella adottata da Marzo et al. (1988) per quanto riguarda la Formazione di Castissent. In (A) si mostra un dettaglio di quanto già rappresentato in Fig. 4.2.3.2A. In (B) un esteso affioramento tra Puente de Montañana e Chiriveta. Le immagini in bianco e nero sono tratte da Marzo et al. (1988). Vedasi Allegato 2 per l'ubicazione delle sezioni stratigrafiche indicate nelle foto.

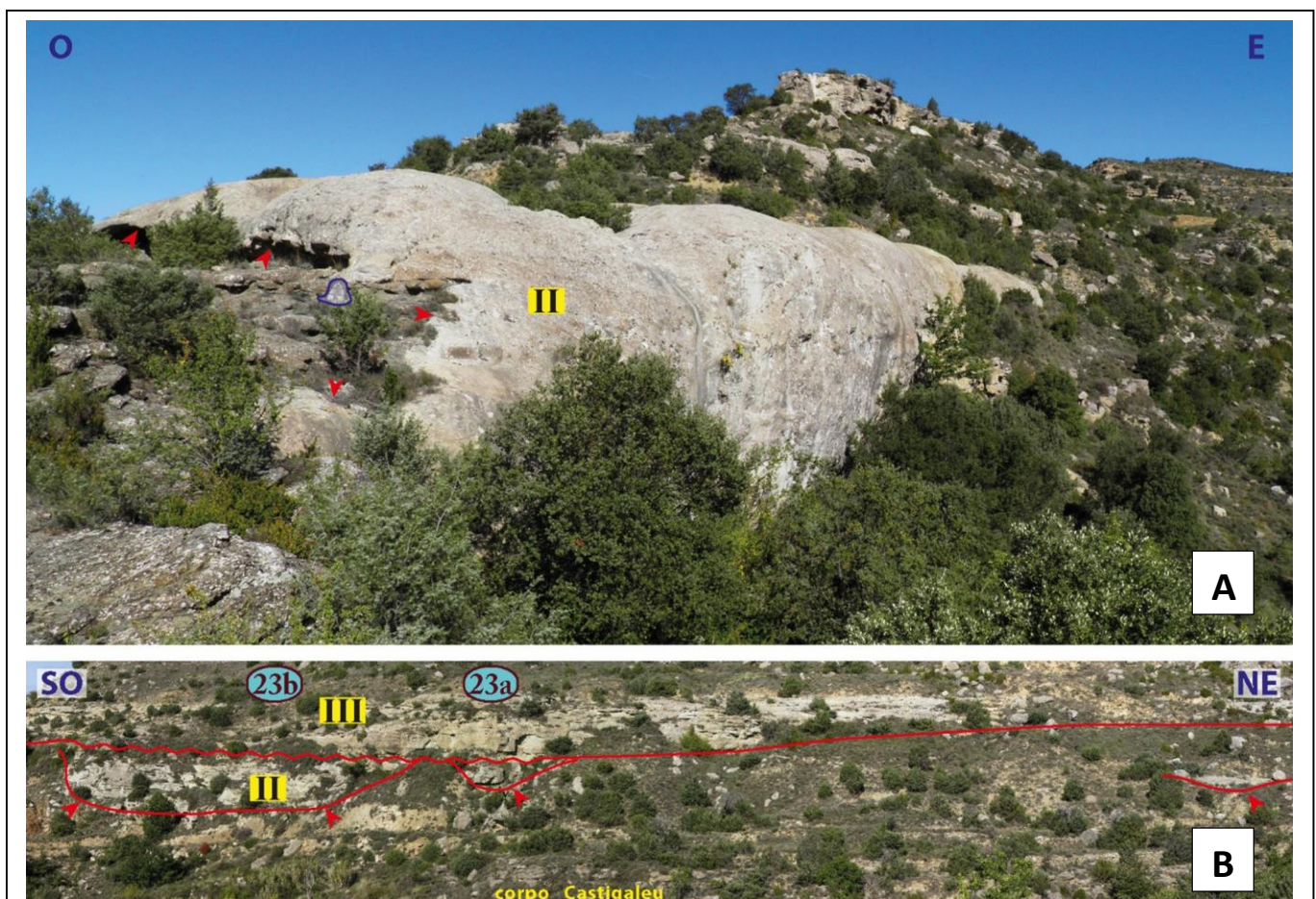
Come si può vedere dallo spaccato in Fig. 5.2.1.1, la EDS I è chiaramente individuabile dalla sezione n° 28 (misurata nella località tipo di Castissent) verso ovest, dove la sua porzione arenacea inferiore è ricoperta da uno spessore di peliti pedogenizzate [Fig. 5.2.1.4-5]. Le paleocorrenti misurate in questo corpo basale, che spostandosi verso ovest tende ad aumentare di spessore e ad assumere geometrie meno canalizzate, indicano direzioni verso O-SO. Ad est della sezione n° 28, così come nella sezione n° 34, non si ha espressione alcuna di questa EDS.



[Fig. 5.2.1.5] Il corpo arenaceo della EDS I affiorante presso la località di Castissent. Si noti la geometria canalizzata e il contatto erosivo che taglia la stratificazione sottostante, appartenente al gruppo di Castigaleu.

La EDS II, rispetto alla I, è rinvenibile su un'areale più esteso, ma presenta geometrie lateralmente meno continue, con notevoli variazioni di spessore. Essa è ben individuabile tra le sezioni n° 19 e 22, come si può osservare negli spaccati in Figg. 5.2.1.1-2, dove è composta da un corpo arenaceo discontinuo seguito da una successione di depositi fini pedogenizzati [Figg. 4.2.3.2A - 5.2.1.4]. Negli stessi spaccati è possibile vedere come questo corpo presenti forti variazioni di spessore e sviluppi profonde erosioni, fino ad intaccare i corpi del sottostante Allogruppo di Castigaleu [Fig. 5.2.1.6]. Tra le sezioni n° 22 e 23, come si può osservare dagli spaccati, i corpi grossolani delle EDS II e III giungono ad amalgamarsi, causa una forte erosione ad opera della EDS III [Fig. 5.2.1.6B]. Questa amalgamazione è evidenziata da un passaggio da arenarie (EDS II) a prevalenti depositi conglomeratici (EDS III), marcato da una superficie fortemente erosiva. I corpi arenaceo-conglomeratici delle 2 EDS si mantengono amalgamati fino alla sezione n° 28 e, verso sud, fino alla sez. n° 34. Si noti come il corpo della EDS II, prevalentemente arenaceo, si ispessisca gradualmente dalla sezione n° 23 alla 27, per poi rastremarsi rapidamente verso NO, passando dai 24m della

sezione n° 27 ai 3m della sezione n° 28, su una distanza di ca. 1,5km. Il corpo arenaceo si chiude completamente e torna visibile sull'altra sponda del rio Noguera Ribagorçana, in corrispondenza della sezione n° 31, dove è caratterizzato da una granulometria fine e da uno spessore massimo di 4m. In questa zona, inoltre, ritorna ad essere separato dalla EDS soprastante [Fig. 5.2.1.4B]. Da qui il corpo si assottiglia verso N (sezione n° 33, vedasi anche capitolo precedente) e si ispessisce verso ovest, direzione verso la quale si nota anche un aumento granulometrico (sez. n° 35, 36). Si nota un ispessimento del corpo anche passando dalla sez. n° 34 alla 27, come evidente in Fig. 5.2.1.2. I dati relativi alle paleocorrenti indicano generali direzioni di trasporto verso O-SO, fatta salva la sezione più distale (n° 36), in cui si nota una maggior dispersione del dato, comunque sempre orientata ai quadranti occidentali.

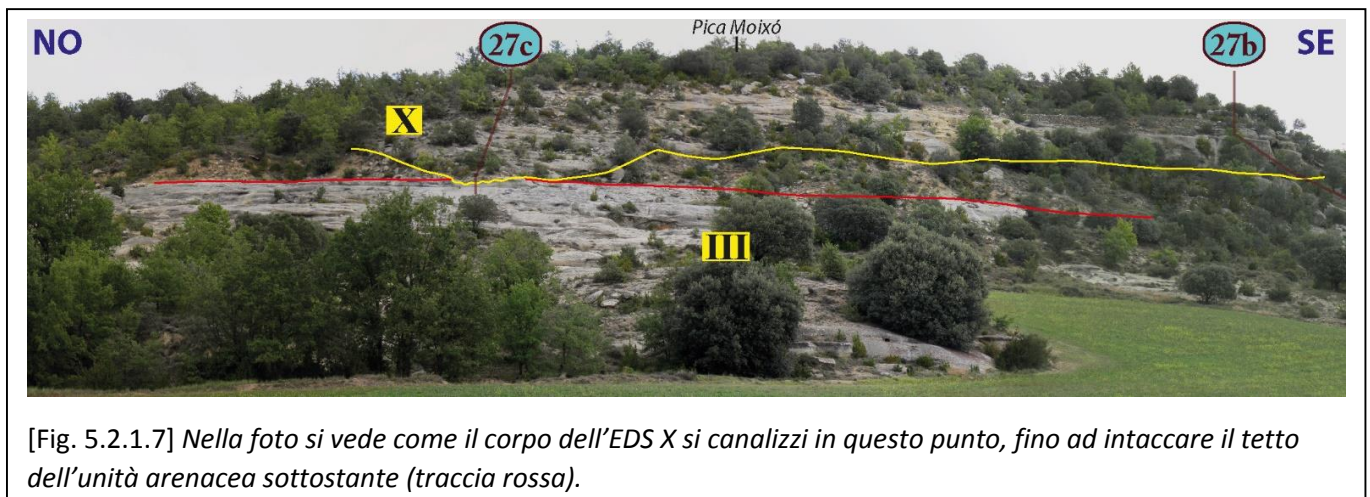


[Fig. 5.2.1.6] *Fotografie relative all'EDS II. In (A) si può vedere una vista ravvicinata e da diversa angolazione di quanto rappresentato in 5.2.2.4A. Le frecce rosse evidenziano la forte erosione subita dalle arenarie del Gruppo di Castigaleu ad opera del corpo arenaceo della EDS II, che qui si presenta con arenarie fortemente omogeneizzate. Contornato in blu uno zaino alto circa 60cm. In (B) si può vedere l'amalgamazione tra le porzioni grossolane delle EDS II e III.*

E' interessante anche notare come Marzo et al. (1988) avessero suddiviso il loro corpo A in tre sub-unità denominate A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> ed A<sub>3</sub> [Fig. 5.1.8]. Da questo punto di vista le EDS I e II corrispondono al corpo A<sub>1</sub> mentre la EDS III corrisponderebbe alle unità A<sub>2</sub> ed A<sub>3</sub> [Figg. 5.1.8 – 5.2.1.4]. Quest'ultima EDS, in particolare, è quella più estesa dell'intero Allogruppo e il corpo arenaceo-conglomeratico che la caratterizza è lateralmente molto esteso e raggiunge spessori di 22m (sez. n° 35, vedasi Fig. 5.2.1.1). È questo il corpo della Formazione e dell'intero Allogruppo più noto in letteratura in quanto, grazie alle sue caratteristiche e alle ottime condizioni di affioramento, è stato scelto da Van Eden (1970), Nijman & Nio (1975) e Nijman & Puigdefàbregas (1978) come oggetto dei loro studi sedimentologici sulla sedimentazione fluviale. Osservando lo spaccato di Fig. 5.2.1.1 si può notare come lo spessore del corpo grossolano permanga grossomodo costante tra le sezioni n° 3 e 22, per poi iniziare un graduale ispessimento verso SO, fino alla sez. n° 28. In corrispondenza della sez. n° 31 questo corpo risulta essere completamente chiuso. A nord [Fig. 5.2.1.3] e ad ovest [Fig. 5.2.1.1] rispetto questa sezione stratigrafica il corpo si ripresenta, con spessori variabili intorno ai 20m, per poi rastremarsi in val Isàbena, dove misura circa 4m. Lo spaccato di Fig. 5.2.1.2 evidenzia invece come il corpo non presenti variazioni di spessore tra la sez. n° 34 ed il raccordo con lo spaccato di Fig. 5.2.1.1. Le direzioni di trasporto indicano generalmente una forte componente verso O-SO; si discosta dalla norma quanto osservato nelle sez. n° 28 e 34, dove le paleocorrenti indicano verso NO.

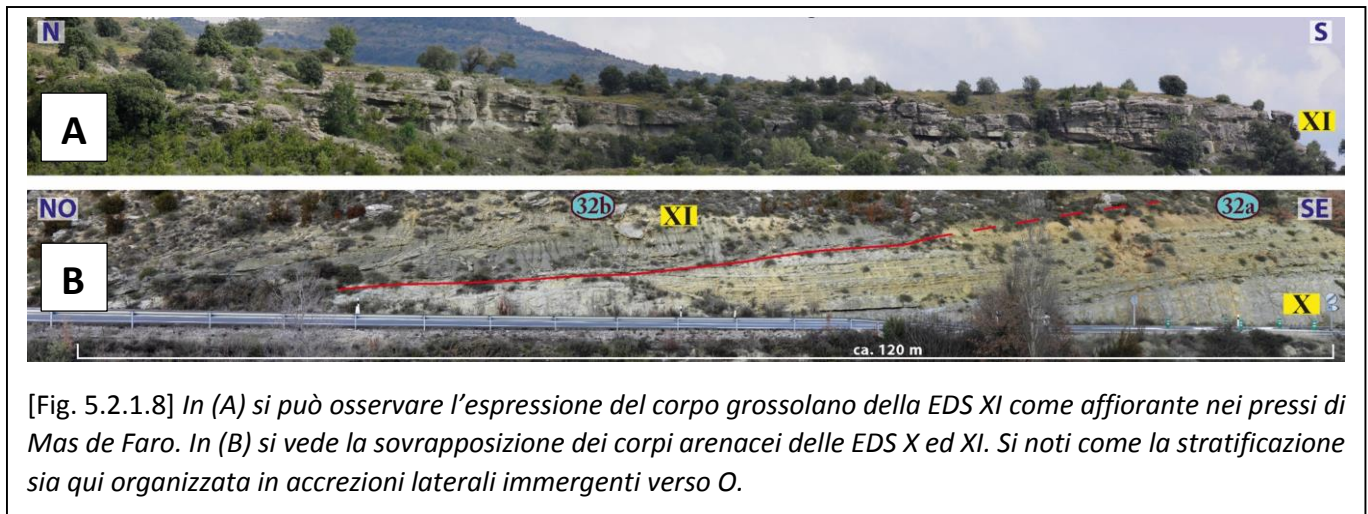
Il corpo B della Formazione di Castissent secondo Marzo et al. (1988) è costituito dalle EDS X ed XI [Fig. 5.2.1.4]. Il corpo arenaceo-conglomeratico che sta alla base della EDS X compare in maniera estesa dalla sezione n° 26, come si può vedere in Fig. 5.2.1.1, ed è correlabile sia verso SE, cioè verso Castellnou de Montsec (sez. n° 34 in Fig. 5.2.1.2), sia verso O-NO [Figg. 5.2.1.1-.3]. Verso NE, invece, il corpo si chiude e si ripresenta come una lente di arenaria fine pedogenizzata solo in corrispondenza della sez. n° 19. Dallo spaccato orientato O-E si può notare come, in corrispondenza della sezione n° 27c, il corpo produca una profonda erosione canalizzata, tale da erodere per quasi 1 metro la parte superiore del corpo arenaceo della

EDS sottostante (III) [Fig. 5.2.1.7]. Questa erosione è ubicata all'incirca sulla stessa verticale del punto di maggior spessore del corpo arenaceo della EDS II, nonché lungo l'asse della sinclinale principale del bacino [Allegato 2]. La porzione arenacea dell'EDS X si amalgama con quella della EDS superiore XI in corrispondenza delle sezioni n° 29, 31 e 32 [Fig. 5.2.1.3] e presso il margine sud del bacino, laddove è ubicata la sez. n° 34 [Fig. 5.2.1.2], verso la quale mostra anche un discreto assottigliamento. Le paleocorrenti mostrano una direzione di trasporto verso O-SO nelle sez. n° 27 e 30, 31; verso NO nelle sez. n° 28, 34 e 29. Risulta interessante notare come, sia per la EDS III che per la EDS X vi sia quindi un forte cambio nelle direzioni dei flussi verso NO tra le sezioni 27 e 28.



Il corpo basale grossolano della EDS XI, infine, è ben distinguibile per il suo carattere prevalentemente conglomeratico e per la sua cospicua estensione laterale, che va dall'area di Mas de Faro sino alla Val Isàbena, ad eccezione della sezione n° 35, dove non compare [Fig. 5.2.1.8A]. Come già detto in precedenza, esso si amalgama in vari punti con la porzione grossolana della EDS X sottostante, ma non presenta particolari variazioni di spessore nei vari spaccati stratigrafici. Il dettaglio delle sezioni n° 32a e 32b mostra come l'amalgamazione col corpo sottostante si imponesse dove nella porzione sommitale di quest'ultimo si viene a

formare una ben sviluppata struttura canalizzata, riempita da strati organizzati in accrezioni laterali [Fig. 5.2.1.8B]. Le paleocorrenti misurate mostrano una generale tendenza verso NO.

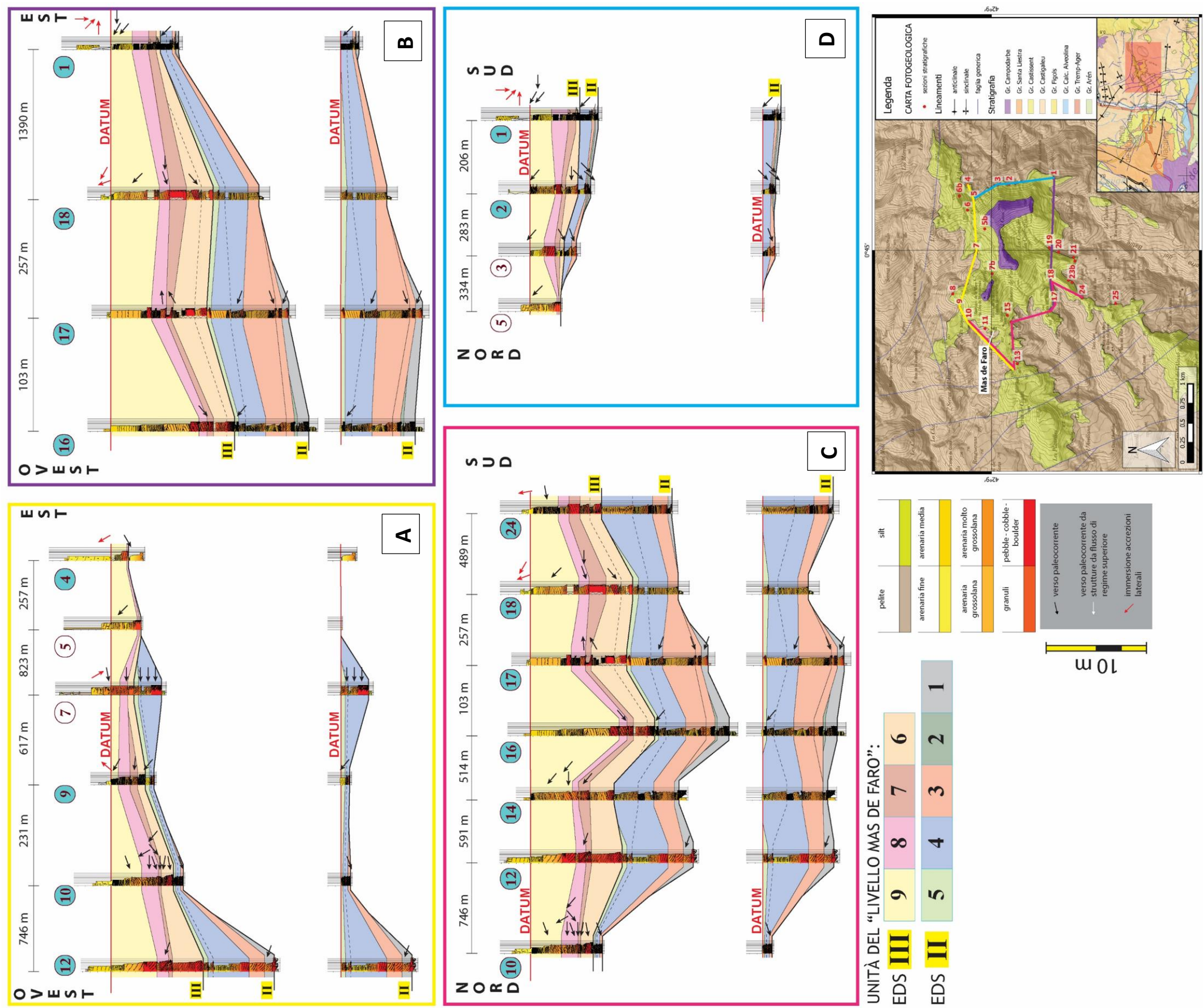


Per quanto riguarda le EDS comprese tra la IV e la IX, osservabili nella sezione distale n° 36 degli **Allegati 3 e 4**, non è possibile fare valutazioni riguardo le loro variazioni di spessore ed i reciproci rapporti stratigrafici, in quanto non preservate nelle zone orientali (sopracorrente) dell'area di studio.

### 5.2.2 – L'organizzazione interna dei corpi arenacei

Per la qualità e l'estensione degli affioramenti, è stato possibile effettuare analisi stratigrafiche di dettaglio sui corpi arenacei della parte basale dell'Allogruppo di Castissent (Formazione di Castissent s.s.), in particolare sui corpi arenaceo-conglomeratici delle EDS II e III.

Già dagli spaccati in **Allegato 6**, ma soprattutto dagli spaccati di dettaglio in **Allegato 7** [in piccolo in Fig. 5.2.2.1] è possibile osservare le caratteristiche latero-verticali dell'impalcatura stratigrafica che contraddistingue questi depositi.



[Fig. 5.2.2.1] Nei 4 riquadri colorati sono rappresentati i 4 spaccati stratigrafici di dettaglio del corpo basale principale ("Livello Mas de Faro" di Oms et al., 2000) come affiorante nella zona di Mas de Faro. Il colore dei riquadri corrisponde al colore delle tracce disegnate sulla mappa in basso a destra in figura. I primi due spaccati (A e B) sono orientati O-E, i secondi due sono orientati N-S (C e D). Per ogni spaccato sono proposti 2 spianamenti progressivi, uno al tetto del corpo grossolano della EDS II ed uno al tetto del corpo grossolano della EDS III. La successione è suddivisa nelle 9 unità composte da strati a base netta gradati.

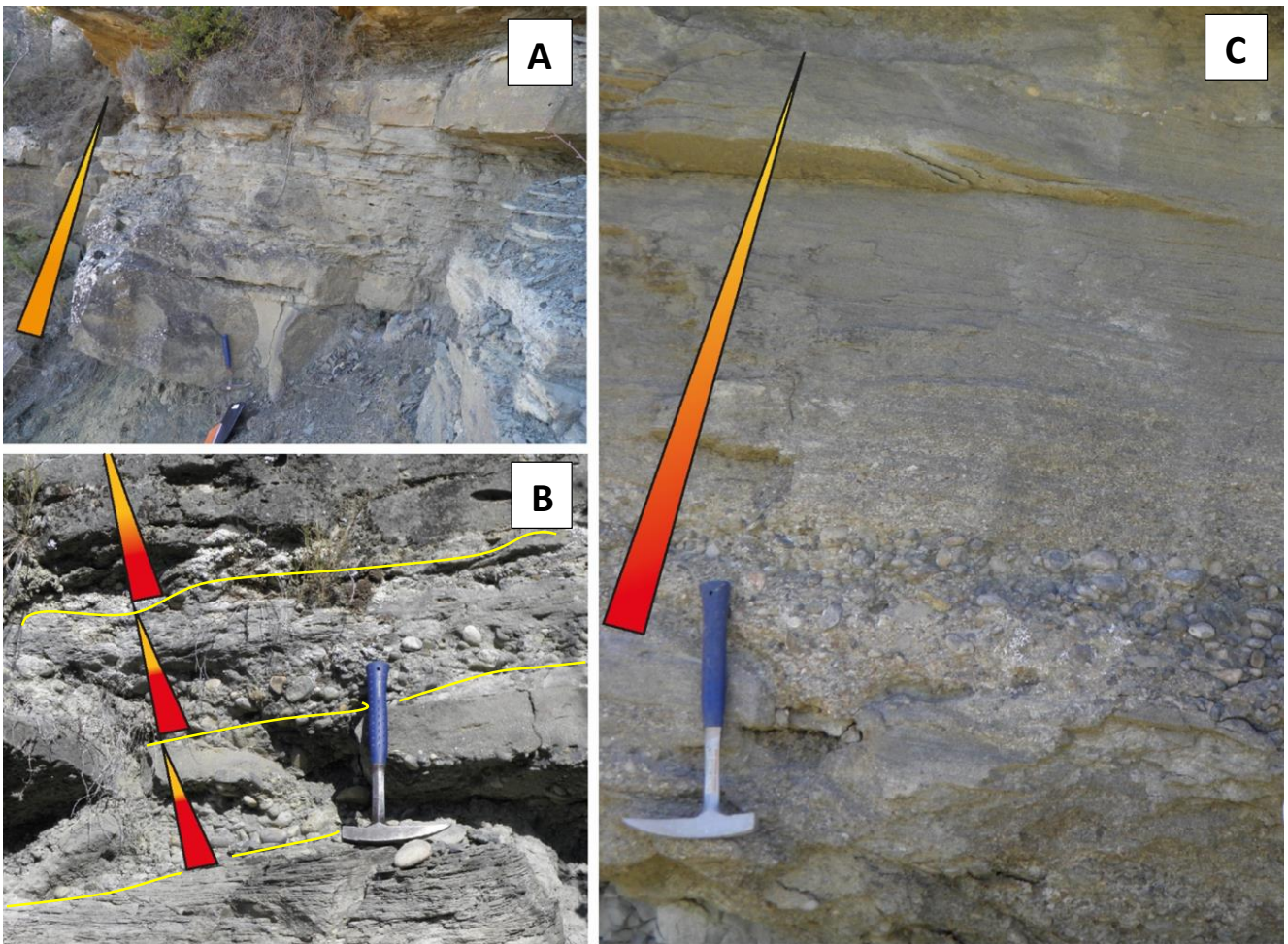
Gli spaccati in **Allegato 7** sono stati tracciati a formare un riquadro con lati orientati N-S ed E-O attorno alla zona di Mas de Faro, dove è più apprezzabile la distribuzione nelle 3 dimensioni dei suddetti corpi arenacei. I quattro spaccati sono quindi rappresentativi delle EDS II e III amalgamate, le quali assieme giungono a formare un corpo continuo spesso fino a 20m (vedasi sez. n° 16), meglio noto come “Livello Mas de Faro” (come definito da Oms et al., 2000). Per ognuno dei 4 spaccati di dettaglio vengono proposti due spianamenti, uno al tetto del corpo dell’EDS III ed uno al tetto del corpo dell’EDS II, in modo che sia possibile apprezzare eventuali variazioni di spessore differenziali o particolari configurazioni del substrato al tempo della deposizione. Da questo punto di vista si può notare come i corpi di entrambe le EDS si inspessiscano moderatamente verso sud ed, in maniera più evidente, verso ovest. Si noti come il corpo della sequenza II si chiuda completamente, per erosione o non deposizione, al limite nord orientale della zona di affioramento.

L’unità arenacea formata dall’amalgamazione tra le EDS II e III (“Livello Mas de Faro”) mostra al suo interno un’organizzazione chiaramente stratificata, costituita da strati a base netta erosiva gradati normalmente, di spessore e geometria molto variabili. Gli strati sono composti da uno spettro di granulometrie che va dal conglomerato all’arenaria fine [Fig. 5.2.2.2]. Il carattere erosivo degli eventi che hanno depositato questi strati è testimoniato dalle frequenti amalgamazioni, da profonde superfici erosive e dalla presenza di clasti pelitici e di paleosuolo strappati dal substrato.

Proprio le frequenti superfici di amalgamazione rendono talvolta difficile la correlazione strato a strato, nonostante le sezioni siano misurate in maniera ravvicinata e si possa contare sull’aiuto di line-drawings tracciati direttamente su foto di affioramenti. Per questo motivo si è optato per raggruppare gli strati in 9 unità stratigrafiche, ognuna definibile come un pacco di strati gradati a base netta ed erosiva [Fig. 5.2.2.3].



[Fig. 5.2.2.2] Foto dell'affioramento tipo delle Arenarie di Castissent nella zona di Mas de Faro, dove è stata misurata la sezione stratigrafica n° 12. Si noti come sia possibile suddividere il corpo nelle principali unità a base netta gradate normalmente (da 1 a 9; in questo affioramento non compare l'unità 2).



[Fig. 5.2.2.3] Esempi di strati a base netta gradati normalmente. In (A) foto dalla sez. n° 3, dove si vede uno strato cui manca la classe granulometrica del conglomerato. La metà superiore dello strato è ricca in clasti pelitici allineati. In (B) una foto scattata in corrispondenza del corpo studiato da Nijman e Puigdefàbregas (1978) ed illustrato nella loro figura n° 6 (p. 496). Si noti come gli strati gradati siano essenzialmente costituiti da una porzione inferiore conglomeratica ed una superiore ad arenaria media-grossolana. In (C) si può vedere uno strato gradato che sviluppa tutte le classi granulometriche, dal conglomerato all'arenaria fine. Affiora lungo la sez. n° 7.

Cinque unità di questo tipo sono state osservate nella EDS II, di prevalente composizione arenacea. Le strutture erosive che stanno alla base di questa porzione sono notevoli, sia per ricorrenza che per dimensione [Fig. 5.2.2.4]. Le altre quattro unità sono invece state distinte nella EDS III, al di sopra della superficie di amalgamazione principale, caratterizzata in molti punti dalla presenza di resti di tronchi [Fig. 5.2.2.5A]. Di queste unità, la 6, 7 ed 8 sono prevalentemente conglomeratiche e composte da strati fortemente amalgamati tra loro. L'unità 9 sommitale, invece, registra il passaggio verticale da strati gradati, talora anche conglomeratici, a strutture ad accrezione laterale di varie dimensioni e granulometrie, in cui si sviluppano sovente tracce pedogenetiche a testimoniare l'instaurarsi di condizioni di stasi nella sedimentazione, come confermato dal successivo sviluppo di paleosuoli [Figg. 5.2.2.5B-C].



[Fig. 5.2.2.4] Profonde erosioni alla base del corpo arenaceo amalgamato. La foto è stata scattata in corrispondenza della sez. n° 12. I solchi presentano una spaziatura regolare, geometrie simili e riempimenti solitamente conglomeratici, caratteristiche queste che potrebbero far pensare a cyclic-steps.



[Fig. 5.2.2.5] In (A) è possibile vedere l'amalgamazione tra i corpi dell'EDS II e III, come presente lungo la sez. n° 12. Si noti l'abbondanza di clasti pelitici e frammenti di legno limonitizzato. In (B) esempio di accrezioni laterali grossolane al tetto dell'unità 9, presso la sez. n° 17. In (C) accrezioni laterali in arenaria fine pedogenizzata al tetto dell'unità 9 presso la sez. n° 1.

Diversamente da quanto affermato da Nijman e Nio (1975), i quali sostenevano una variazione sistematica in senso verticale riguardo il verso delle paleocorrenti, i dati qui raccolti non mettono in mostra nessuna tendenza specifica delle stesse.

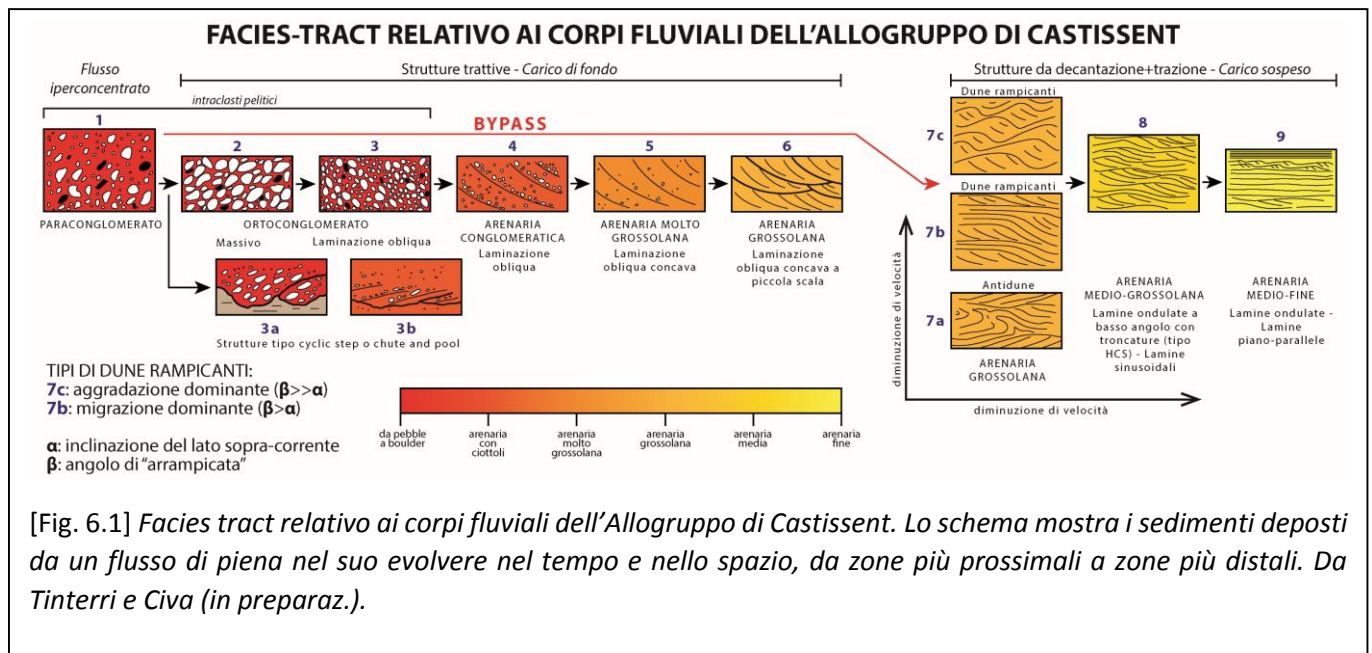
Le correlazioni di dettaglio proposte per i corpi arenacei delle EDS II e III sono la base per poter sviluppare studi e proporre schemi sulla distribuzione latero-verticale delle facies sedimentologiche costituenti i singoli strati, tali da permettere deduzioni sui processi attivi sul sistema al tempo della sedimentazione.

# 6 – LO SCHEMA DI FACIES RELATIVO AI CORPI FLUVIALI DELLA FORMAZIONE DI CASTISSENT

Uno degli obiettivi principali di questo lavoro di tesi è stato quello di arrivare a sviluppare, partendo da una impalcatura stratigrafica come quella descritta nel capitolo precedente [Allegati 6 e 7], uno schema di facies per i depositi fluviali fossili più approfondito rispetto a quello di Mutti et al. (1996) [Fig. 3.5.8]. Da questo punto di vista, il lavoro di analisi di facies si è incentrato soprattutto sui corpi basali dell'Allogruppo ed in particolare su quelli relativi alle EDS II e III. L'analisi portata avanti secondo i concetti introdotti nel Capitolo 2° ha permesso di dettagliare gli strati che compongono le nove unità che caratterizzano queste EDS (vedasi Paragrafo 5.2).

Le EDS, come spiegato nel Capitolo 2°, sono sequenze di facies FU caratterizzate da una fase di progradazione basale (A) seguita da una fase di backstepping (B) [Fig. 2.3.4]. Tali fasi registrano sostanzialmente l'attivazione e la disattivazione dei sistemi fluviali, probabilmente legate a ciclicità climatiche ad alta frequenza che possono arrivare ad innescare piene fluviali catastrofiche. Queste fasi vengono registrate essenzialmente da tre tipi di facies che, dalla base al tetto, sono: 1) facies grossolane dominate da strati a base netta erosiva gradati normalmente prodotti da flussi gravitativi di sedimento innescati da piene fluviali, che registrano la fase di foresteping in senso stretto; 2) facies fini dominate da strutture trattive classiche e da stratificazioni oblique spesso pedogenizzate, le quali registrano una prima diminuzione del grado di catastrofismo in cui tendono a predominare correnti selettive più "normali" che

portano allo sviluppo di canali meandriiformi. Queste ultime facies tendono a concentrarsi soprattutto al tetto dei corpi arenaceo-conglomeratici delle EDS e sono particolarmente ben espresse soprattutto al tetto della EDS III (Unità 9); 3) facies fini a paleosuoli che registrano la disattivazione completa dei sistemi fluviali [Allegato 8].

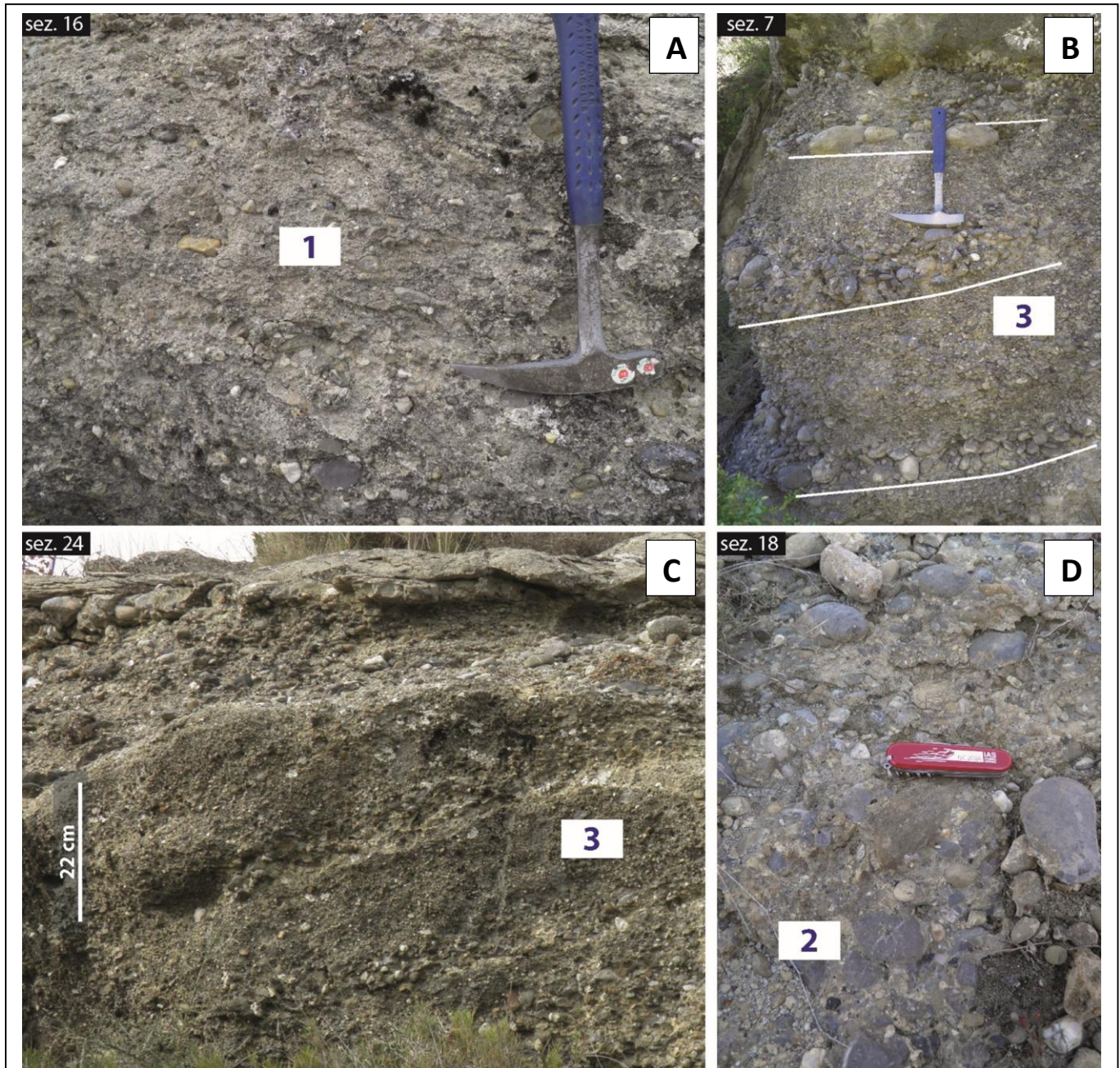


[Fig. 6.1] *Facies tract relativo ai corpi fluviali dell'Allogruppo di Castissent. Lo schema mostra i sedimenti depositi da un flusso di piena nel suo evolvere nel tempo e nello spazio, da zone più prossime a zone più distali. Da Tinterri e Civa (in preparaz.).*

L'analisi di facies, quindi, si è incentrata sui depositi arenacei e conglomeratici dei punti 1) e 2) e ha portato allo sviluppo di uno schema di facies predittivo, illustrato nella Fig. 6.1 (da Tinterri e Civa, 2016 in preparazione). Ovviamente, tale schema di facies si è basato anche sulle osservazioni e sul lavoro portato avanti nel corso degli anni dal gruppo di ricerca sulla sedimentazione fluvio-deltizia dell'Università di Parma (vedasi Mutti et al. 1996, 2000, 2003; Tinterri, 2006, 2007, 2011). In particolare, le facies che formano questo facies tract possono essere osservate sia lateralmente che verticalmente all'interno degli strati gradati, e dalla più prossimale a quella più distale, sono:

**FACIES 1:** Questa facies, non sempre presente, è costituita da paraconglomerato massivo, spesso ricco in clasti arrotondati di paleosuolo e generalmente caratterizzato da una matrice arenacea grossolana/molto grossolana. Abbondanti sono anche gli intraclasti pelitici ed i resti di materia vegetale, talora anche

carboniosa. Questa facies è associata a basi di strato nette e fortemente erosive e può essere interpretata come deposta da un flusso ad alta energia, quale un flusso di sedimento denso iperconcentrato (nel senso di Mutti et al. 1996) [Fig. 6.2A].

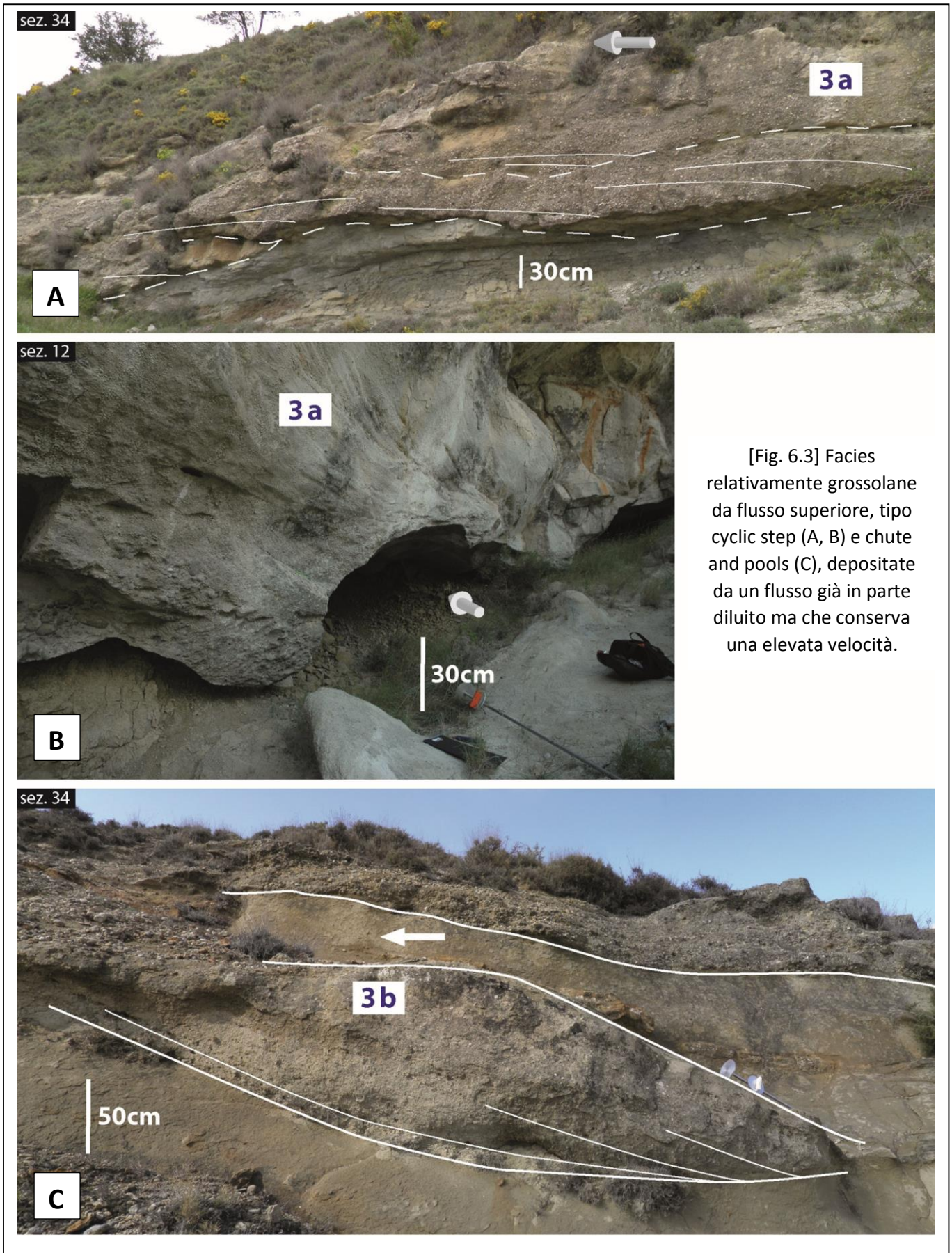


[Fig. 6.2] Immagini che mostrano le facies prevalentemente conglomeratiche deposte nelle fasi iniziali di evoluzione di un flusso di piena catastrofico. Per ogni foto è indicata la sezione stratigrafica in corrispondenza della quale è stata scattata. Sono indicate con numeri blu in riquadro bianco le facies individuate, utilizzando la medesima numerazione mostrata nel facies tract in Fig. 6.1.

**FACIES 2:** Questa facies è caratterizzata da un ortoconglomerato con clasti arrotondati e spesso eterometrici. Anche questa facies è caratterizzata da abbondanti intraclasti pelitici, di paleosuolo e frustoli vegetali; essa può essere interpretata come una facies residuale legata alle ghiaie segregate al fronte di flussi densi compositi o a sediment laden stream flows compositi (sensu Mutti et al. 2000; Tinterri, 2007) [Fig. 6.2D].

**FACIES 3:** Questa facies è strettamente legata alla facies 2, essendo un ortoconglomerato simile al precedente ma con laminazione obliqua ad alto angolo, evidenziata da allineamenti di ciottoli. In questo caso, quindi, agiscono con maggiore incidenza dei processi trattivi che rielaborano i depositi delle facies massive precedentemente descritte [Fig. 6.2B-C].

Le facies 2 e 3 possono essere viste come un tappeto di trazione basale rielaborato e ripulito da un flusso turbolento sommitale che bypassa questa zona per andare a deporre più sottocorrente. Associate a queste facies, comunque, si rinvengono anche facies conglomeratiche ed arenaceo conglomeratiche (facies 3A e 3B) caratterizzate da laminazioni oblique immergenti sopracorrente, che giacciono su scours asimmetrici che tendono a ripetersi in modo ciclico. Queste ultime facies possono essere interpretate come processi di cyclic step o salti idraulici (chute and pools) legate a strutture di regime superiore che possono essere relazionate anche alla trasformazione di flussi densi in flussi più diluiti ad alta velocità (vedasi ad esempio Postma et al. 2014; Cartigny et al. 2014) [Fig. 6.3].



**FACIES 4:** Questa facies è costituita da arenaria molto grossolana conglomeratica, a laminazione obliqua, che spesso assume una geometria sigmoidale. I foresets sono evidenziati da un'alternanza di arenarie molto grossolane ed allineamenti di ciottoli. Anche in questo caso tendono a prevalere i processi trattivi in grado di produrre dune grossolane a grande scala [Fig. 6.4]. In alcuni casi questa facies può presentarsi come tappeti di trazione piano paralleli legati probabilmente a regimi superiori dei flussi di piena [Fig. 6.6D].

**FACIES 5:** Questa facies, costituita da arenarie molto grossolane, è caratterizzata da laminazioni oblique a grande scala concave verso l'alto che rivelano una sedimentazione dominata da trazione di forme di fondo di grande dimensioni [Fig. 6.4]. Questa facies, come la facies 4, può essere caratterizzata da tappeti di trazione piano paralleli legati probabilmente flussi di piena ad elevata velocità.

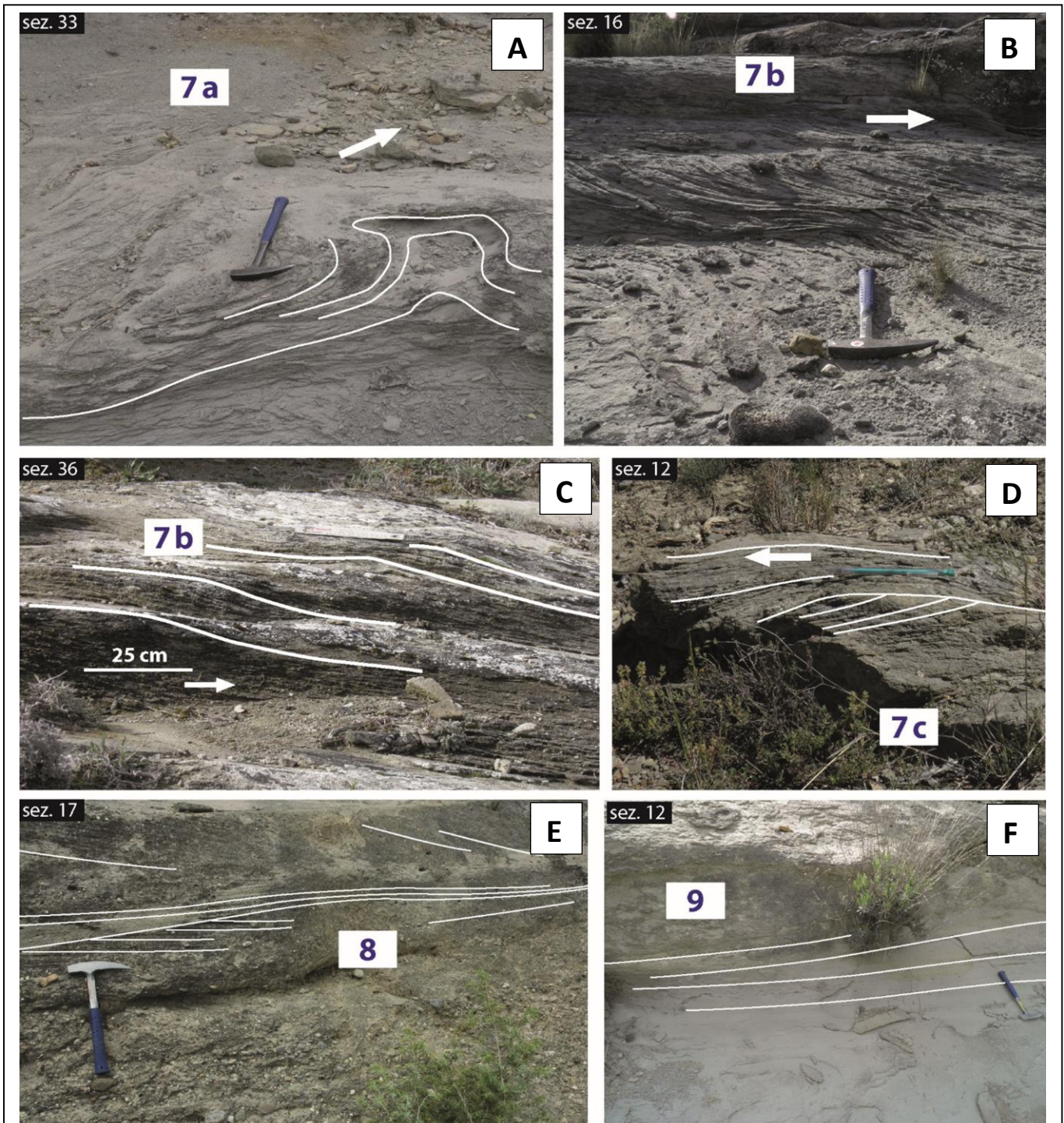
**FACIES 6:** La facies 5 può passare sottocorrente alla facies 6, la quale è costituita da arenaria grossolana con laminazione obliqua concava a piccola scala, talvolta a basso angolo [Fig. 6.4]. Anche in questo caso si può interpretare questa facies come deposta da correnti principalmente trattive.

**FACIES 7:** Questa facies, composta principalmente da arenaria grossolana, è caratterizzata da almeno tre diversi tipi di strutture rampicanti [Fig. 6.5]. La prima, denominata (7a), è caratterizzata da lamine rampicanti che però tendono ad immergere sopracorrente e talvolta presentano sfuggite d'acqua o convolute, sempre vergenti sopracorrente. Queste strutture sono state interpretate come antidune frangenti rampicanti. Le altre strutture, invece, risultano essere delle tipiche dune rampicanti che possono essere dominate da fasi progradanti (7b) o da fasi aggradanti (7c) (nel senso di Jopling e Walker, 1968). Queste facies possono essere interpretate come deposte da importanti processi di decantazione più trazione legati a flussi turbolenti carichi di sedimento in sospensione che tendono a decelerare nel tempo, depositando in sequenza facies tipo 7a, 7b ed, infine, 7c. Questa facies nell'insieme testimonia la capacità del flusso di trasportare in sospensione una quantità di sedimento tale da permettere l'aggradazione di forme di fondo anche di grandi

dimensioni (Mutti et al. 1996; Tinterri, 2011; Ghienne et al. 2010).



Pagina precedente – [Fig. 6.4] Foto raffiguranti facies trattive in arenaria da ciottolosa (A, B) a grossolana (E, F), passando per granulometrie molto grossolane (D). Tali facies sono indicative del fatto che gran parte del sedimento trasportato in sospensione dal flusso di piena supera questa zona per essere depositato più a valle [Fig. 6.5].

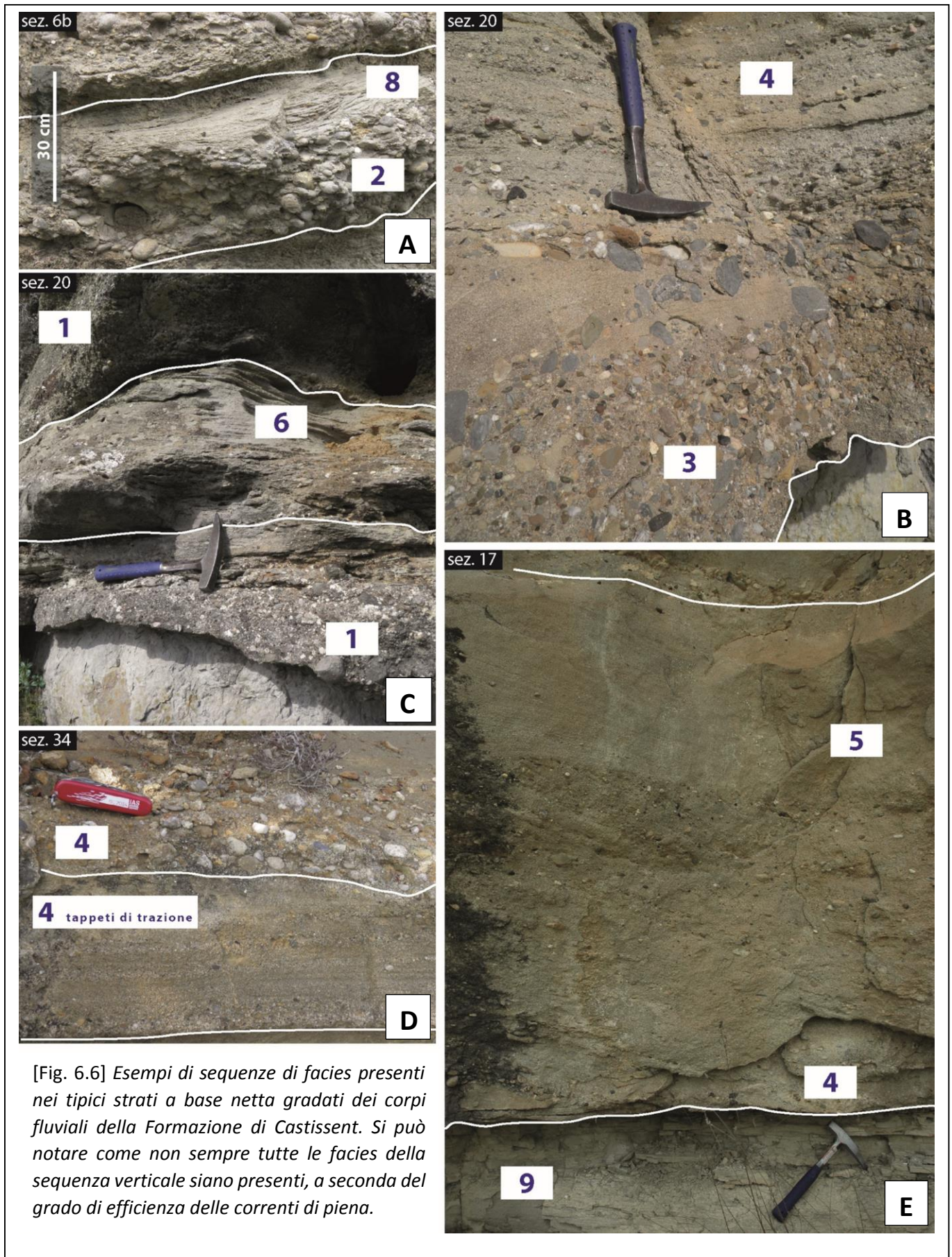


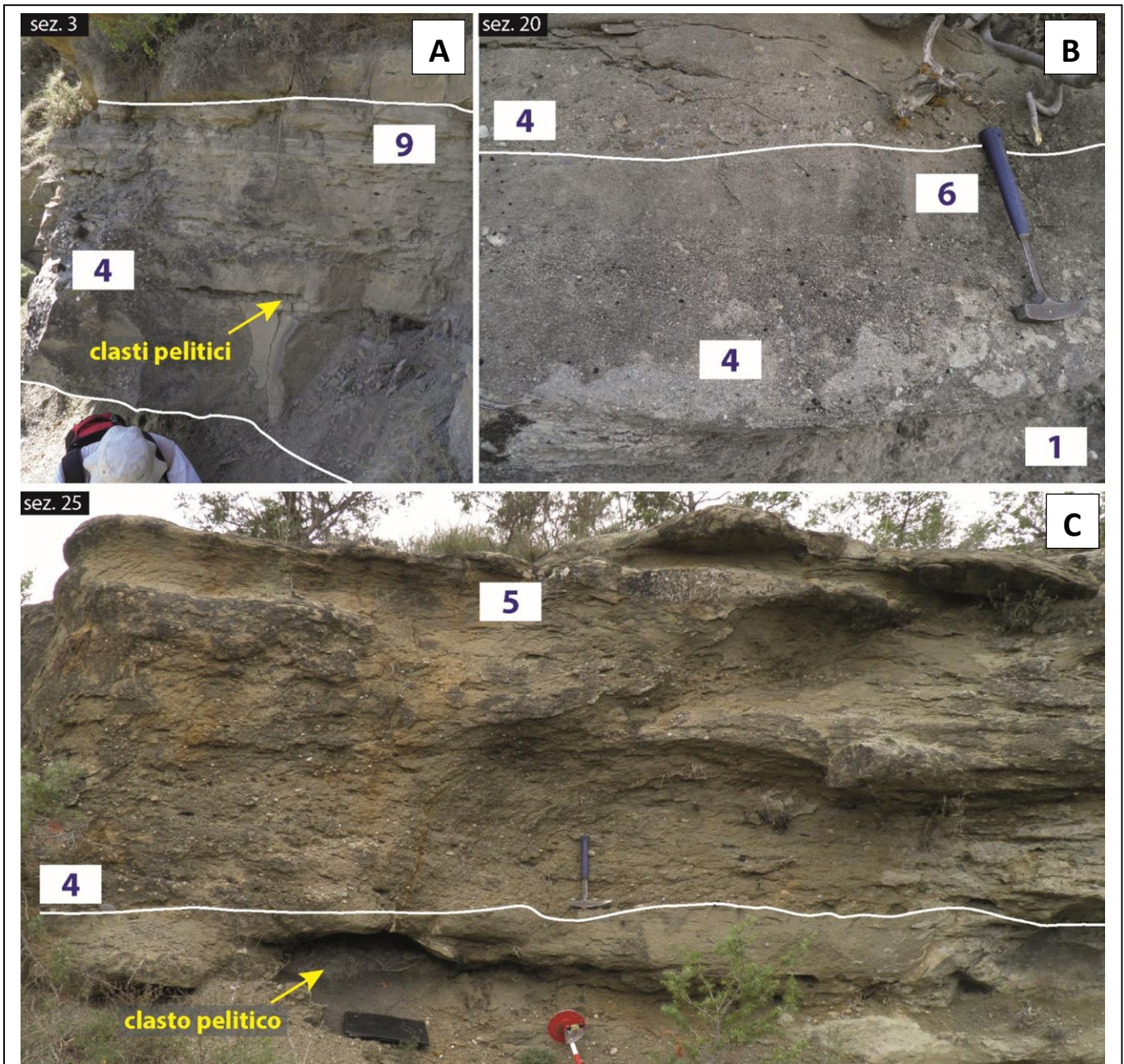
[Fig. 6.5] Foto raffiguranti le principali facies da decantazione più trazione presenti nei depositi fluviali studiati. Si passa da varie tipologie di dune rampicanti (A, B, C, D) a laminazioni oblique troncate a basso angolo (E), fino ad arenarie fini con laminazione a ondolata a piano parallela (F). Queste facies sono depositate quando il flusso di piena, decelerando, non è più in grado di mantenere il carico in sospensione.

**FACIES 8:** Questa facies, composta da arenaria medio-grossolana, è contraddistinta da lamine ondulate a basso angolo caratterizzate da superfici di troncatura anch'esse a basso angolo (tipo HCS anisotropici) [Fig. 6.5]. Questa facies, che assomiglia molto alle lamine sinusoidali a cui possono essere associate le strutture rampicanti della facies 7, denota ulteriormente gli elevati tassi di sedimentazione del carico sospeso trasportato dalla corrente fluviale (Tinterri, 2011).

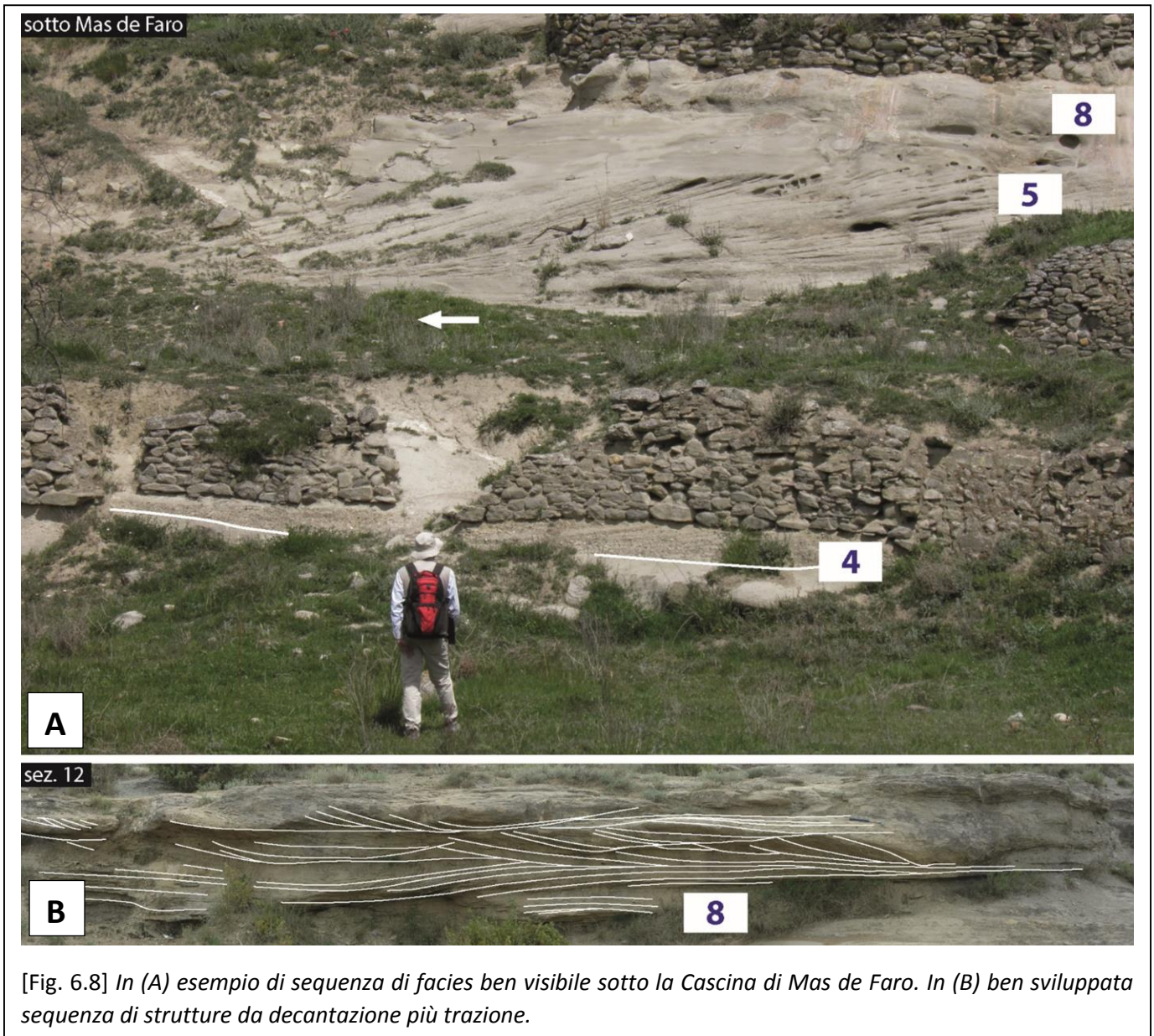
**FACIES 9:** Si tratta di arenaria medio fine, organizzata in lamine leggermente ondulate o piano parallele. Anche questa facies può essere interpretata come deposta da processi di decantazione più trazione di un flusso che è in via di decelerazione e che può arrivare anche a depositare climbing ripples [Fig. 6.5].

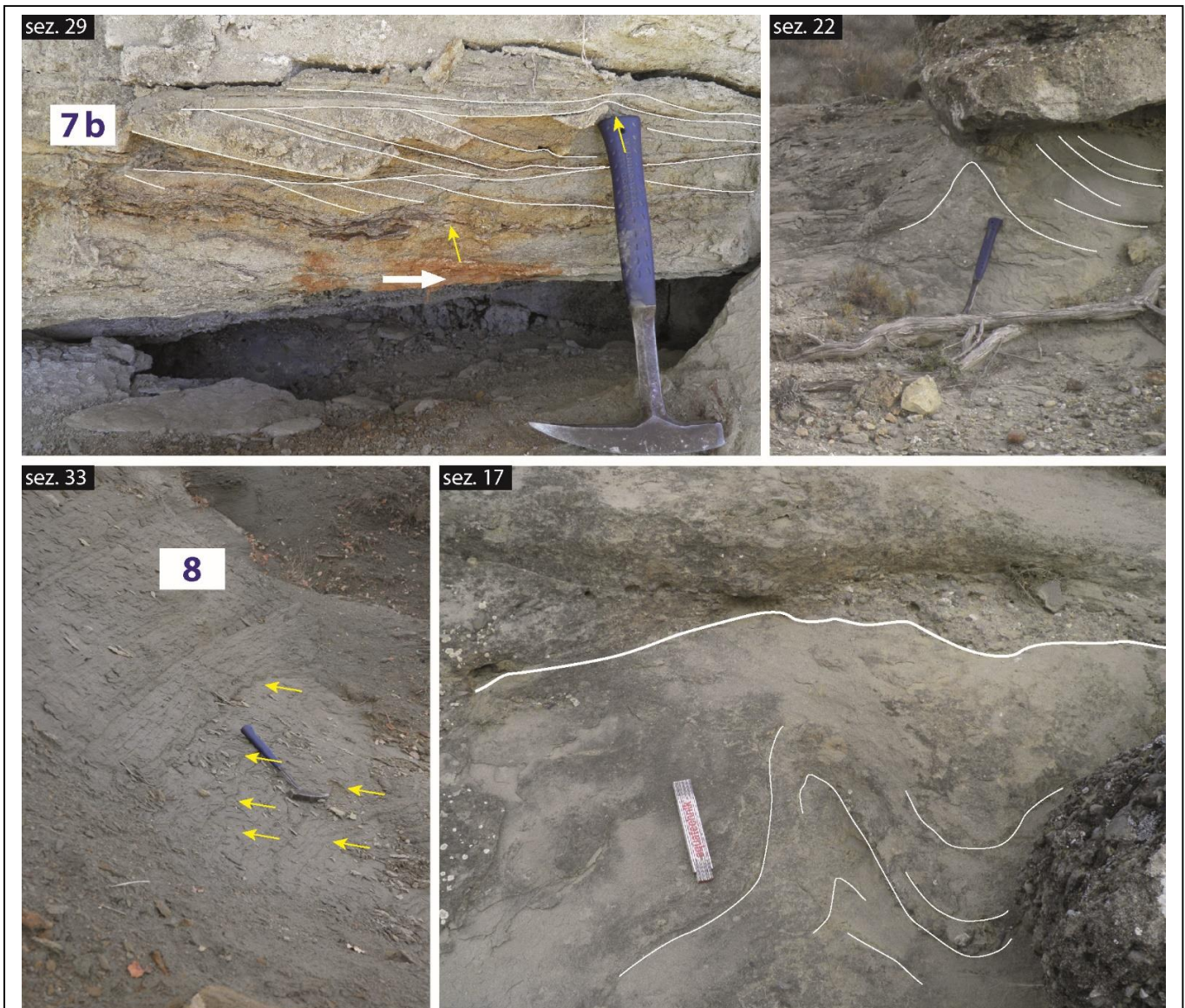
Questo schema di facies può essere osservato sia sottocorrente sia verticalmente all'interno dei tipici strati gradati [Fig. 6.6-7-8] che compongono le 9 unità correlate nei pannelli dell'Allegato 7. Il facies tract elaborato permette quindi, innanzitutto, di interpretare gli strati gradati come depositi ciascuno da un unico flusso gravitativo legato ad un evento di piena catastrofico, come proposto da Mutti et al. (1996). In particolare, dall'analisi del facies tract si può dedurre che questi flussi gravitativi nelle loro fasi iniziali potevano essere caratterizzati da veri e propri flussi densi tipo debris flow, o flussi iperconcentrati supercritici (vedi facies 1 e 2), i quali potevano trasformarsi in flussi più diluiti anche attraverso fenomeni di salti idraulici interni (cyclic steps di Postma et al. 2014), come testimoniato dalla presenza delle strutture 3A e 3B. Il flusso gravitativo risultante poteva avere le caratteristiche di un sediment laden stream flow (nel senso di Mutti et al. 1996, 2000), in cui una parte del carico veniva trasportata come carico di fondo (facies 3, 4, 5, e 6) e una parte come carico sospeso (facies 7, 8 e 9). Queste ultime risultano spesso caratterizzate anche da fenomeni di liquefazione, tipo sfuggite d'acqua e laminazioni convolute, a testimonianza degli alti tassi di sedimentazione che, di concerto con gli sforzi prodotti dell'elevata velocità dei flussi carichi di sedimento, possono favorire i processi di soft sediment deformation [Fig. 6.9].





[Fig. 6.7] Ulteriori esempi di come si possono presentare internamente gli strati che compongono i corpi fluviali della Formazione di Castissent. Anche in questi esempi, non sempre la sequenza di facies è perfettamente rispettata, come conseguenza di diversi gradi di efficienza dei flussi di piena. Nella foto in basso si notino le grandi dimensioni del clasto pelitico strappato dal substrato, ad ulteriore prova del grande potere erosivo degli eventi sedimentari.





[Fig. 6.9] Vari tipi di strutture da sfuggita di fluidi, probabilmente dovute alla veloce deposizione del carico sedimentario trasportato dal flusso di piena ed all'importante sforzo al taglio impresso dallo stesso flusso sul letto fluviale.

Da questo punto di vista, lo studio proposto ha avuto come scopo quello di rafforzare e, per quanto possibile, migliorare l'interpretazione avanzata a suo tempo da Mutti e suoi collaboratori nel 1996, attraverso un'analisi di facies dettagliata basata su correlazioni fisiche strato a strato. Il facies tract proposto, infatti, dimostra come i depositi del corpo basale possano essere formati da pochi strati di grande volume (almeno dieci, vedasi spaccati in **Allegato 7**) ognuno dei quali deposto da un flusso gravitativo di sedimento dominato

dalla turbolenza e, quindi, dal carico sospeso (sediment-laden stream flow di Mutti et al., 1996).

Questo fatto è testimoniato soprattutto dalla diffusa presenza di strutture da decantazione più trazione (facies 7, 8 e 9), le quali, assieme alla facies 1 e 2, risultano di fondamentale importanza per identificare i processi gravitativi catastrofici. La capacità di trasporto di tali flussi, in definitiva, doveva essere talmente elevata da poter formare, attraverso l'intensa erosione e liquefazione del fondo, un flusso iperconcentrato in grado di depositare la facies paraconglomeratica 1 (vedasi anche Tinterri, 2007). La forte trazione esercitata da tali flussi una volta trasformati in flussi più diluiti doveva essere in grado anche di formare tutta una serie di strutture dominate da trazione (facies 2, 3, 4, 5 e 6) legate al bypass di gran parte del carico sospeso, il quale sarà poi responsabile della deposizione delle facies da decantazione più trazione 7, 8 e 9.

Questo fatto, di conseguenza, mette in serio dubbio tutte le interpretazioni classiche proposte da Nijman e Puigdefàbregas (1978), Marzo et al. (1988) e Nijman (1998), che propongono per il corpo basale dell'Allogruppo di Castissent una sedimentazione da parte di un fiume a regime normale, con tipologia di canale intermedia tra l'intrecciato ed il meandriforme, dominato da forme di fondo trattive.

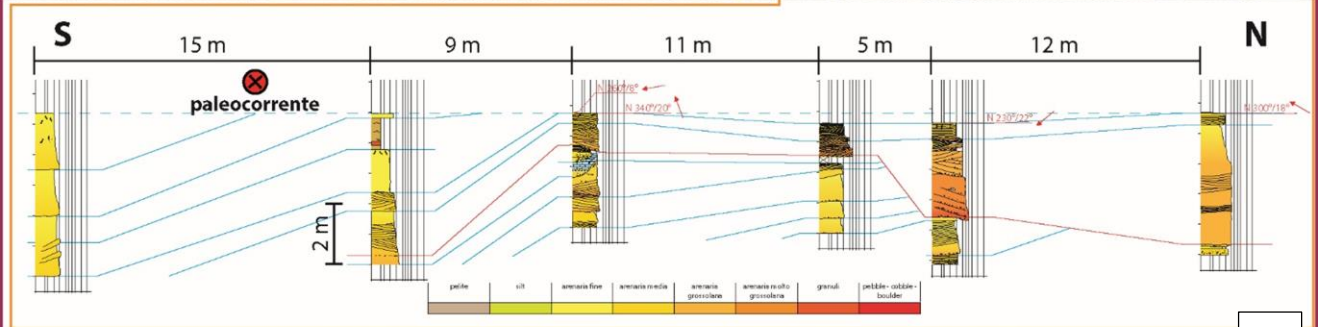
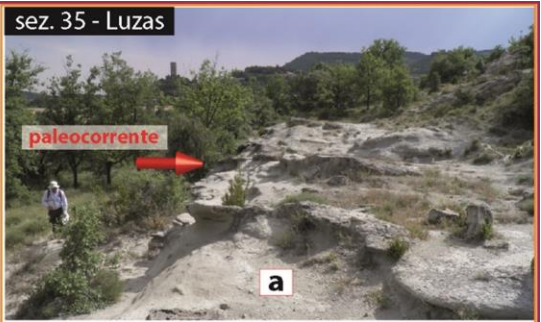
Secondo quanto osservato nel presente lavoro di tesi, le facies legate ad una sedimentazione in regime normale, cioè le facies a festoni spesso legate a canali intrecciati e le stratificazioni oblique in arenarie fini pedogenizzate riconducibili a canali a meandro, risulterebbero al contrario molto poco preservate. Esse, infatti, tendenzialmente si ritrovano al tetto dei depositi basali conglomeratico-arenacei delle EDS, a registrare le fasi di backstepping e di disattivazione dei sistemi fluviali che gradualmente smettono di essere dominati da eventi di piena catastrofici [Fig. 6.10].

Pagina seguente – [Fig. 6.10] *Esempi di facies arenacee in barre di meandro. Nella Formazione di Castissent si trovano essenzialmente 2 tipi di accrezioni laterali: (A) a granulometria grossolana e (B) a granulometria fine.*

sez. 17

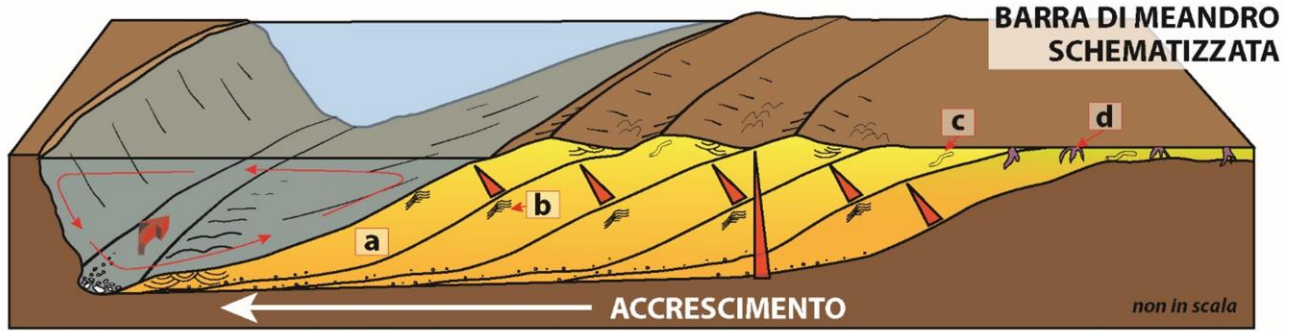


sez. 35 - Luzas



**BARRE DI MEANDRO GROSSOLANE**

**A**



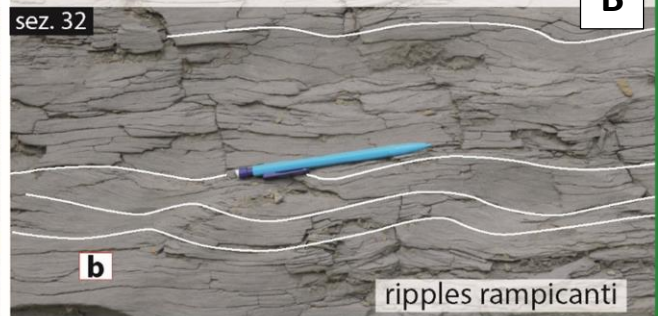
**BARRE DI MEANDRO FINI**

**B**

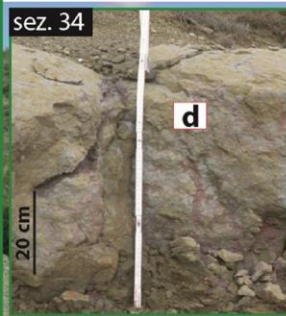
sez. 36



sez. 32



sez. 34



sez. 15



# 7 – LE EDS DELL'ALLOGRUPPO DI CASTISSENT

## 7.1 - INTRODUZIONE

Ogni singola EDS (sequenza deposizionale elementare) ha chiaramente espressioni diverse a seconda sia essa analizzata in ambiente alluvionale o in ambiente deltizio, in quanto i processi agenti nelle due zone sono di natura diversa e conducono alla genesi di depositi differenti. Il passaggio tra questi due ambienti geograficamente contigui è, inoltre, a tutti gli effetti transizionale, il che comporta quindi variazioni di facies a seconda della posizione lungo il profilo deposizionale.

Una EDS, come anticipato nel Cap. 2°, può essere vista, indipendentemente dall'ambiente deposizionale, come il risultato di un ciclo completo di variazione del livello di base, espresso da una porzione inferiore in cui, sopra ad una superficie erosiva, si ha un trend progradante di facies clastiche, cui fa seguito un trend trasgressivo indicato da una superficie di ingressione marina e dall'instaurarsi di condizioni di highstand.

Materialmente una EDS è un corpo sedimentario di spessore da metrico a decametrico che, a seconda appunto delle sue dimensioni e dalla scala di osservazione, può essere individuata anche da remoto. Un esempio di questo tipo è osservabile nella mappa in **Allegato 2**, dove sono tracciate le superfici che delimitano le EDS principali affioranti in val Noguera Ribagorçana (vedasi Paragrafo 4.2.4).

I dati raccolti permettono di analizzare nel dettaglio le EDS in ambiente fluviale.

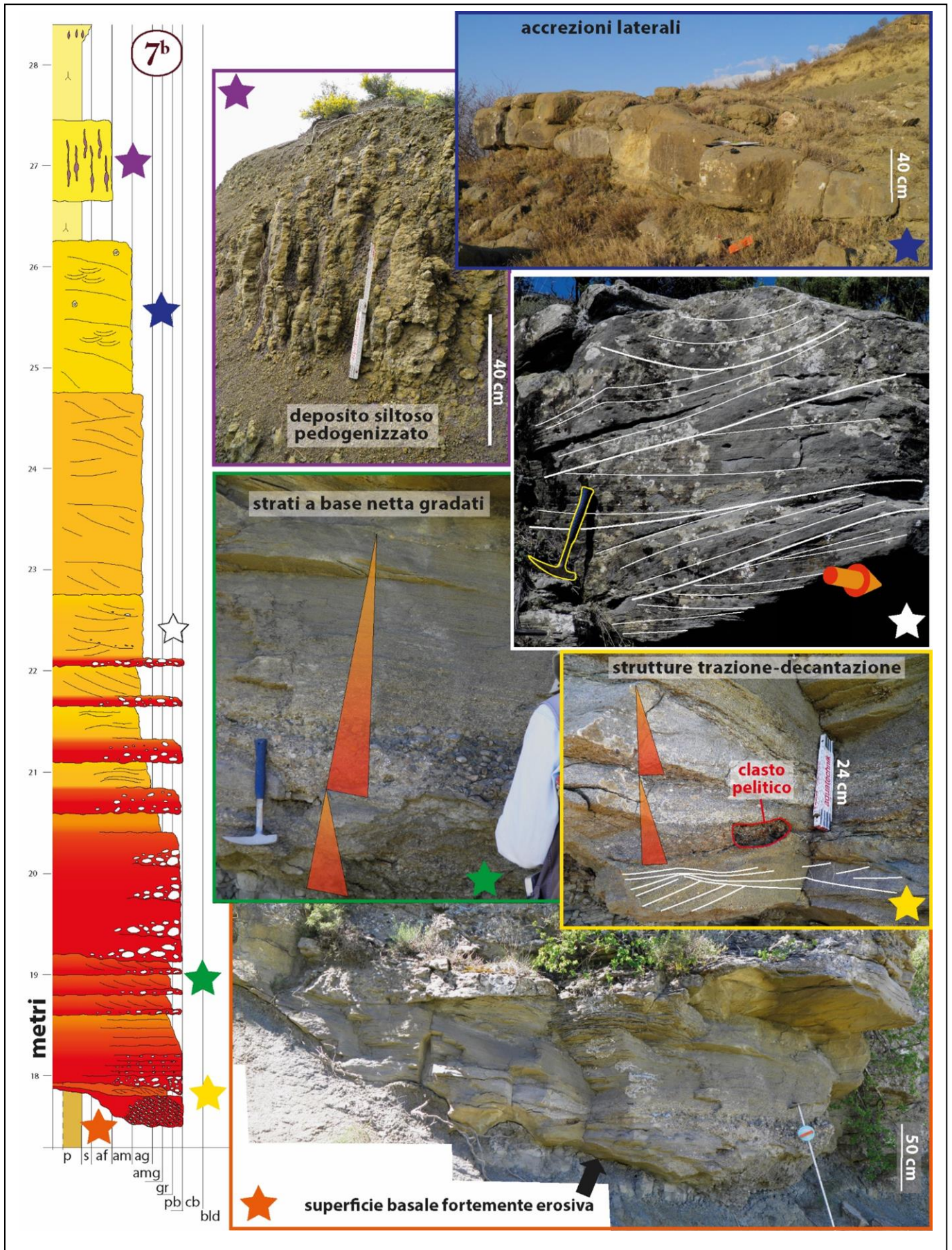
## 7.2 – LE EDS FLUVIALI

Nello spaccato stratigrafico in **Allegato 5**, il corpo fluviale canalizzato che sta alla base della EDS XXIV, come visibile nelle sezioni n° 5b e 7b, è un buon esempio di EDS fluviale completa nella sua espressione verticale [**Fig. 7.2.1**]. Altro esempio di EDS fluviale completa e ben accessibile è quella che affiora lungo la strada che congiunge Puente de Montañana a Benabarre [**Fig. 7.2.2 e Allegato 8**].

Sulla base dello schema di facies proposto, una EDS ideale è quindi contraddistinta da una superficie basale molto irregolare e a carattere fortemente erosivo sulla quale si deposita un pacco di strati a base netta erosiva, ognuno dei quali è deposto da un flusso gravitativo di sedimento come sopra descritto. Questi eventi spesso risultano amalgamati, in modo tale che il più delle volte non è rappresentata la sequenza verticale completa. Ogni strato inizia solitamente con facies grossolane a componente conglomeratica (orto- e para-conglomerati, arenarie ciottolose) caratterizzate spesso da geometrie lenticolari, che possono avere carattere massivo o a stratificazione obliqua (Facies 1, 2, 3; vedasi Cap. 6°). In questi depositi, la presenza frequente e diffusa di clasti di paleosuolo e di clasti pelitici, talora di dimensioni decimetriche, è chiaramente indicativa del potere erosivo degli eventi sedimentari. A contatto con le facies conglomeratiche si sviluppano depositi prevalentemente arenacei, ma che possono ancora contenere ciottoli, spesso allineati lungo le superfici di laminazione e/o concentrati verso il basso in geometrie lenticolari (Facies 4, 5; vedasi Cap. 6°). Queste strutture sedimentarie si rinvengono solitamente in una sequenza che va da strutture dominate da trazione a strutture dovute in parte a fenomeni di decantazione più trazione, fino a strutture essenzialmente dominate da quest'ultimo processo (Facies 7, 8 e 9; vedasi Cap. 6°). Le strutture trattive in depositi arenacei grossolani che si possono riconoscere sono principalmente lamine oblique concave, che si possono presentare su differente scala (da media a grande). Tali strutture deposizionali nascono sotto condizioni di alta energia, in cui gran parte del sedimento più fine bypassa sottocorrente. La grande energia dei flussi è confermata

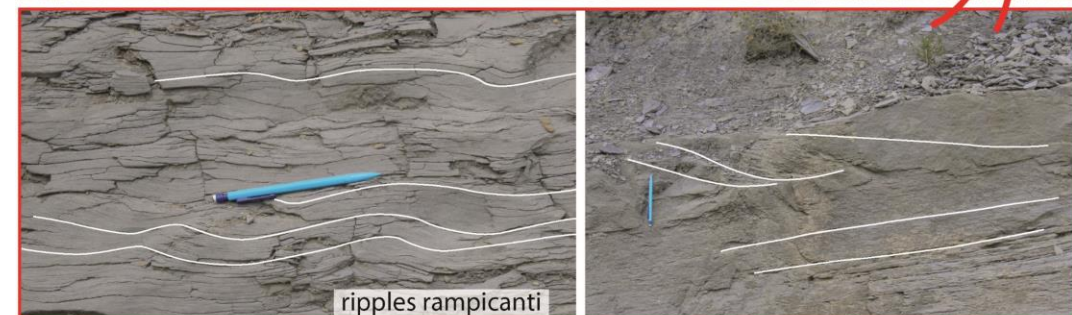
ancora una volta dalla diffusa presenza di clasti pelitici e di clasti di paleosuolo strappati dal fondo, come pure di frammenti di tronchi d'albero. Un flusso che gradualmente perde di capacità di trasporto e non riesce a trasportare in toto il proprio carico sedimentario produce varie tipologie di strutture da decantazione più trazione (Jopling & Walker, 1968). Nei depositi fluviali del Gruppo di Castissent quest'ultima classe di strutture è molto presente; solitamente si trova verticalmente sovrapposta alle strutture dominate dalla trazione a grande scala, ma non è raro trovare laminazioni di drappeggio troncate a basso angolo direttamente sopra a facies conglomeratiche [Fig. 6.6A]. Il range granulometrico di queste strutture da decantazione più trazione varia da arenaria grossolana ad arenaria medio-fine, e ad una diminuzione granulometrica si associa normalmente anche una diminuzione delle dimensioni delle strutture. Al termine della sequenza di strati a base netta gradati normalmente si sviluppa una porzione, talvolta preponderante su quella sottostante, di arenaria in genere da media/media-grossolana a fine, organizzata in clinostratificazioni immergenti in modo perpendicolare rispetto al verso delle paleocorrenti. Questa porzione arenacea, generalmente fine, si sovrappone e si giustappone alla porzione sottostante, mostrando all'occorrenza un carattere erosivo su quest'ultima e sul substrato fine di piana alluvionale. L'arenaria è pressoché sempre priva di strutture deposizionali e fortemente influenzata da processi pedogenetici. Limitati depositi palustri, pelitici o carbonatici, si giustappengono saltuariamente a queste facies riconducibili ad accrezioni laterali di barra di meandro. Come già accennato, i corpi canalizzati basali possono passare lateralmente a sottili "lingue" di arenaria fine pedogenizzata anche molto estese, che possono rappresentare i depositi di tracimazione (overbank) [Fig. 7.2.3]. La EDS termina con la deposizione di depositi fini a paleosuoli di piana alluvionale [Fig. 7.2.3], fino ad una nuova fase erosiva che indica l'inizio di un nuovo ciclo.

Pagina successiva – [Fig. 7.2.1] *Porzione dello spaccato stratigrafico 7b che mostra la sequenza di facies del corpo alla base della EDS XXIV. Per ognuna delle facies più rappresentative (stelle colorate) è proposta una foto.*



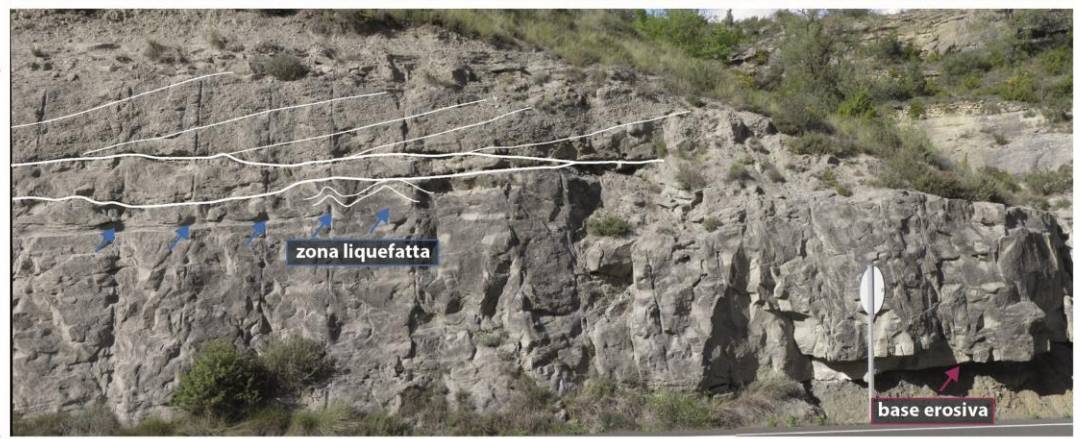
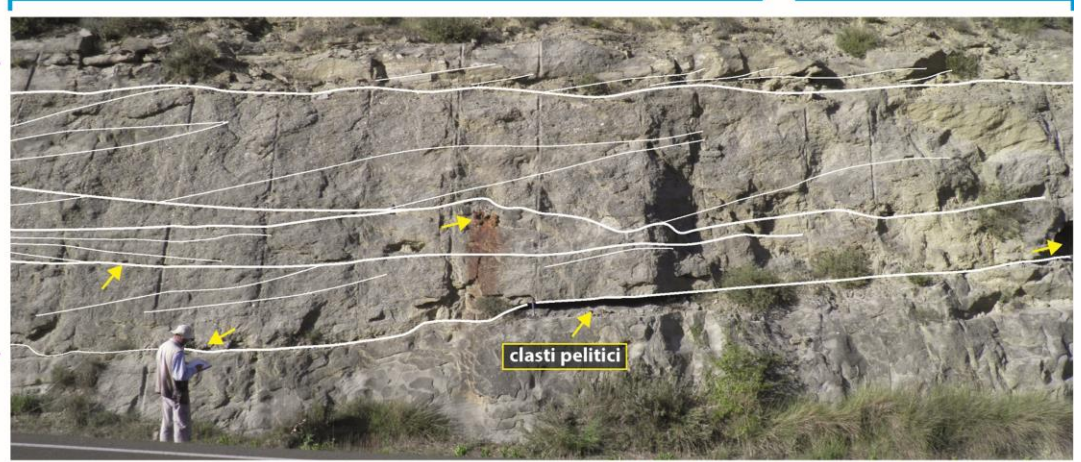
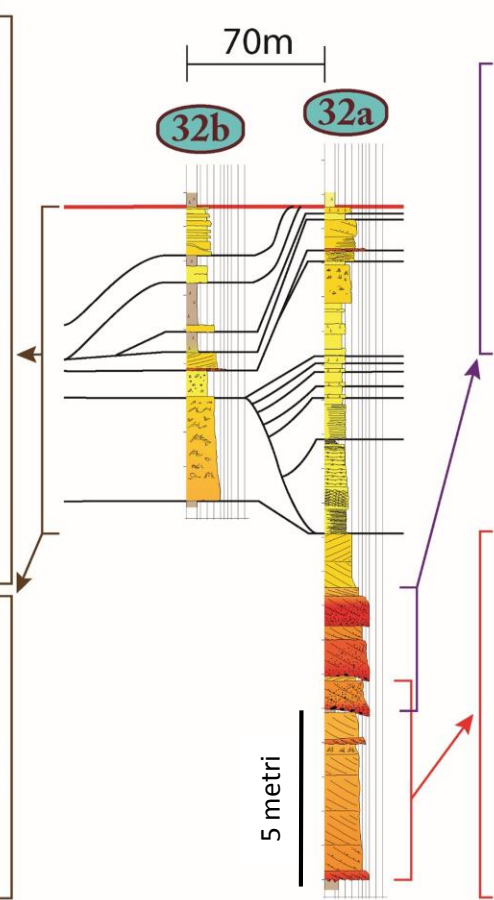


[Fig. 7.2.2] Esempio di EDS fluviale sulla Carretera N-230 che collega Puente de Montañana a Benabarre. Particolarmente ben sviluppati sono gli strati spessi e amalgamati alla base della sequenza e, al di sopra di questi, le accrezioni laterali.



**INTERPRETAZIONE**

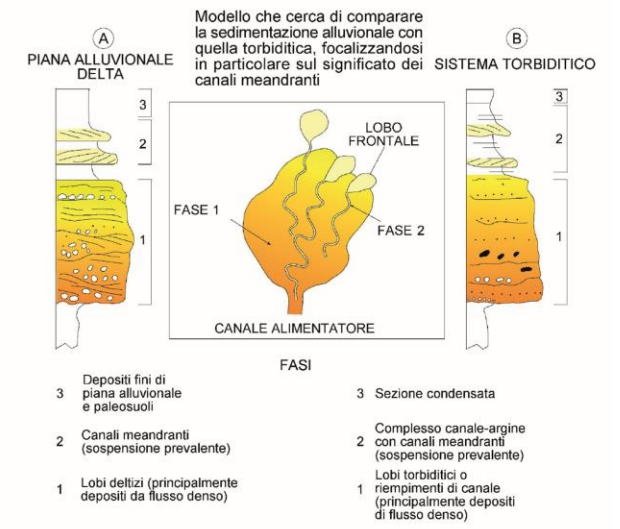
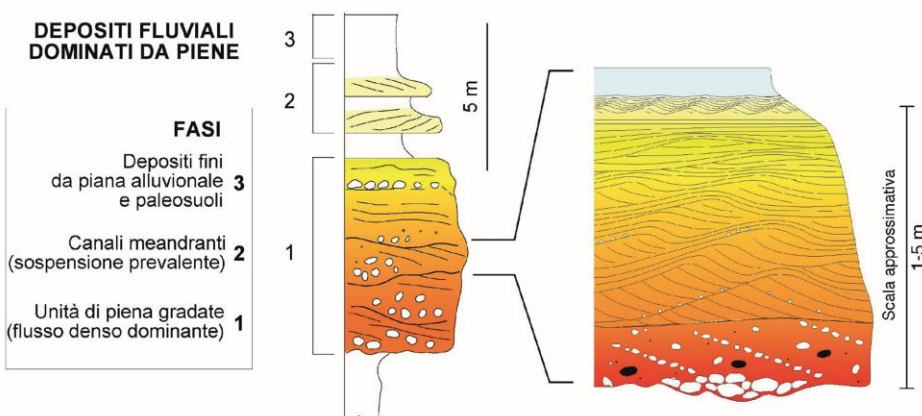
Le EDS fluviali dell'Allogruppo di Castissent sono composte, dalla base al tetto, da: (1) porzione inferiore fortemente erosiva costituita da un pacco di strati ognuno con base erosiva e gradati normalmente, fortemente amalgamati e con preponderanza da strutture tipo dune rampicanti e laminazioni sinusoidali; 2) porzione intermedia costituita da depositi arenacei più fini, organizzati in accrezioni laterali, spesso pedogenizzati; 3) porzione superiore rappresentata da depositi pelitici di piana alluvionale, variamente colorati. La sequenza di facies è indicativa dell'evoluzione nel tempo dei sistemi fluviali sviluppatisi nell'Eocene inferiore nel particolare contesto fisiografico e climatico del Bacino di Tremp-Graus (gruppi di Castigaleu e Castissent). Ad una fase iniziale in cui il sistema è dominato da processi di piena di tipo catastrofico, probabilmente innescati da eventi meteorologici estremi e responsabili della deposizione di (1), segue una graduale diminuzione di energia che porta il sistema a condizioni di sedimentazione sotto regimi "normali" e alla deposizione di (2). Infine, la diminuzione di energia continua fino alla deposizione di depositi fini di piana alluvionale (3). Come si vede dalla figura in basso a destra, questa sequenza di facies può essere paragonata a quella dei sistemi torbiditici, in cui è visibile una simile tendenza di diminuzione dell'energia del sistema, passando dagli strati a base netta gradati delle facies di lobo ai meandri dei complessi canale-argine, ed infine ai depositi fini bacinali.

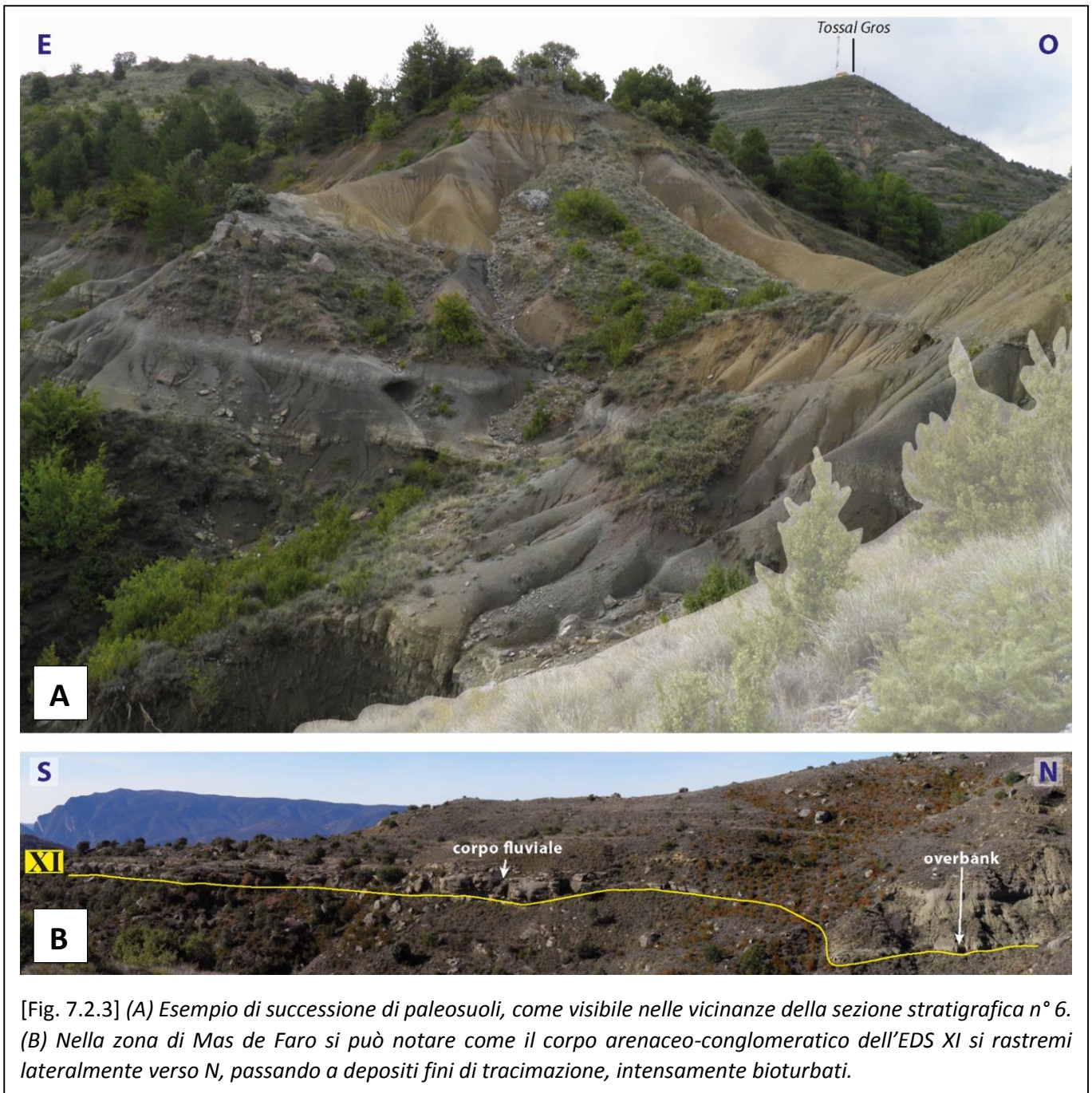


Le due sezioni correlate fanno parte dello spaccato stratigrafico C mostrato in Allegato 6.

La figura è visibile in formato maggiore in Allegato 8.

**SEQUENZE DI FACIES DEPOSITATE DA SEDIMENT LADEN STREAM FLOW INNESCATE DA PIENE**



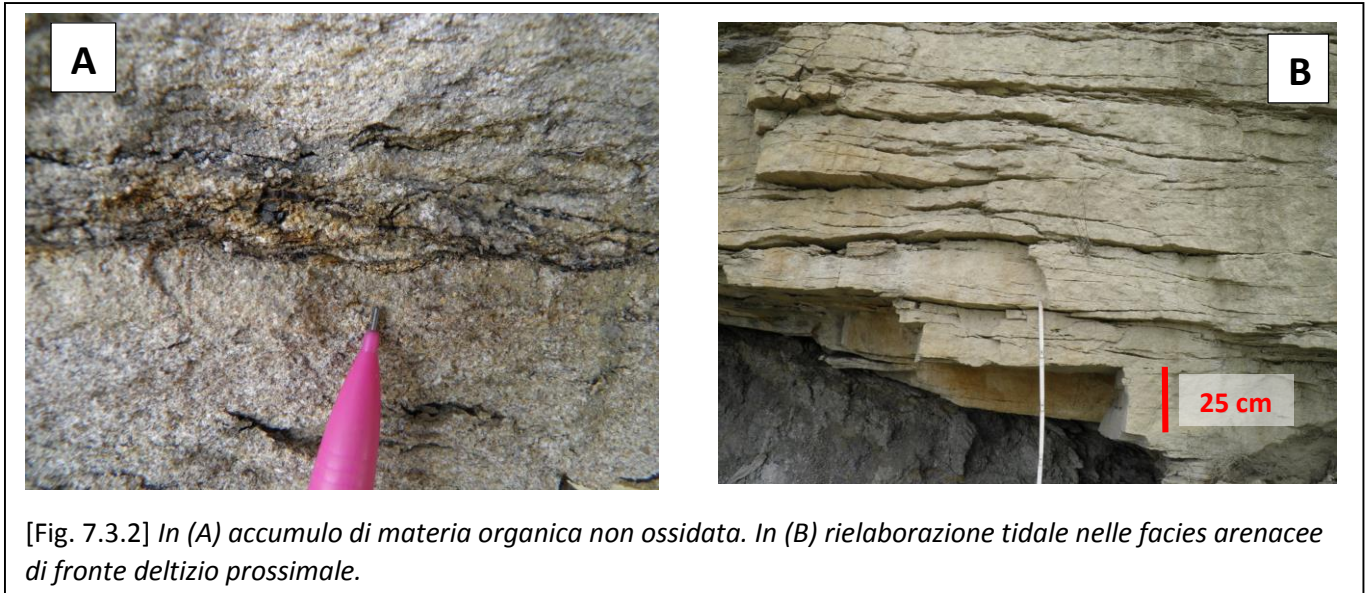
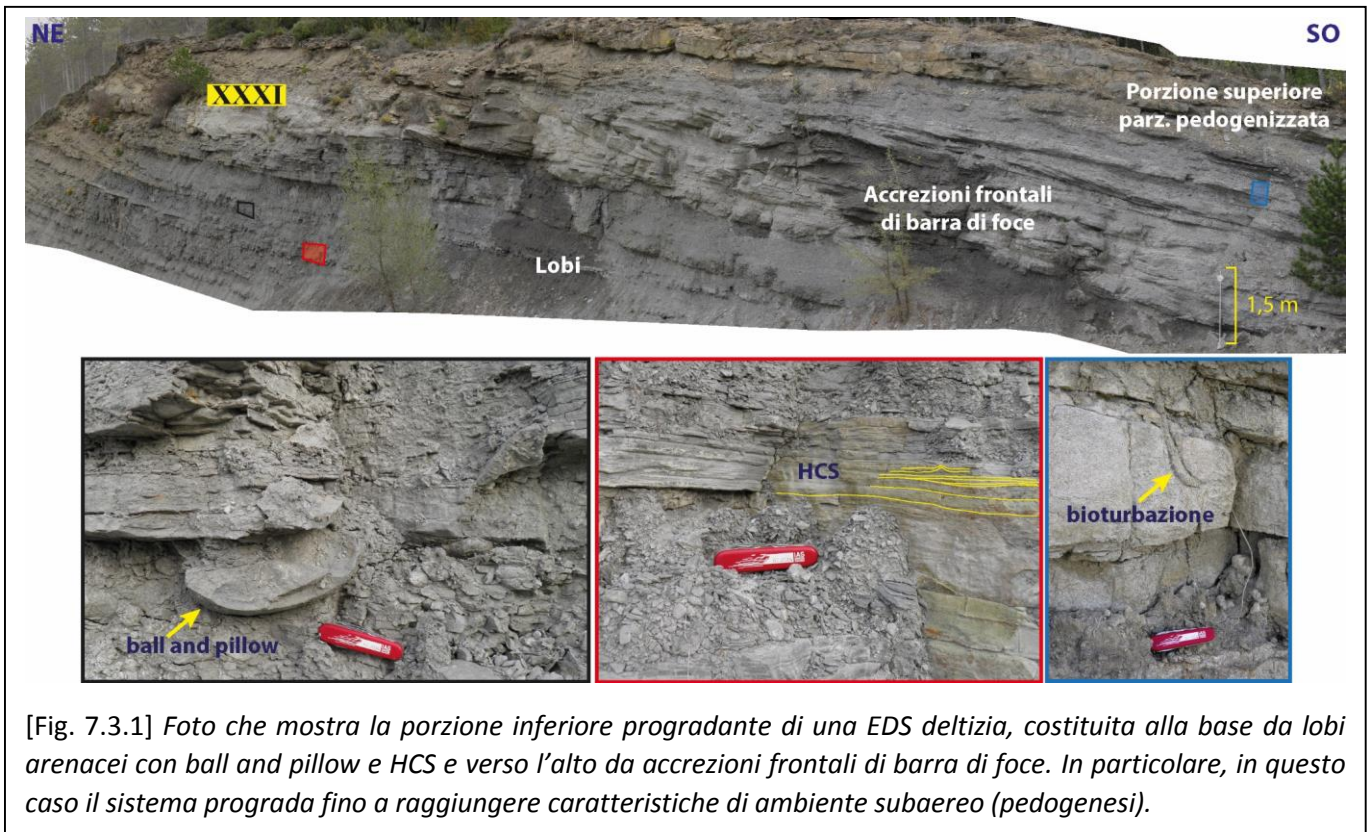


### 7.3 – RAPPORTO TRA EDS FLUVIALI E DELTIZIE

Come già visto nel Capitolo 4°, il lavoro di ricerca si è esteso fino alla val Isàbena (sez. n° 36), dove gran parte della successione sedimentaria assume caratteristiche di ambiente deltizio.

I depositi analizzati rappresentano essenzialmente dei delta fluviali che risultano anch'essi, come si è visto già per i depositi fluviali, organizzati ciclicamente, a formare delle EDS deltizie che sono perfettamente correlabili sopracorrente verso gli ambienti prettamente continentali [Allegati 3, 4].

Le EDS deltizie della sez. n° 36, se ben sviluppate nella loro sequenza verticale, presentano una porzione inferiore progradante che inizia con livelli da centimetrici a decimetrici a base netta ed erosiva di arenaria fine/medio-fine con strutture tipo HCS e ball and pillow [Fig. 7.3.1], interpretabili come lobi arenacei di fronte deltizio (Mutti et al., 1996). Il sistema deltizio prograda fino alla comparsa di facies arenaceo grossolane, talora ciottolose, di barra di foce. I bottomset delle barre sono erosivi sui depositi sottostanti e sono spesso sede di accumulo di considerevoli quantità di materia organica di origine vegetale [Fig. 7.3.2], mentre i topset sono quasi sempre molto bioturbati. Questi depositi mostrano di frequente strutture indicative di rielaborazione tidale [Fig. 7.3.2], come stratificazione sigmoidale e mud couplets. Il tetto delle barre risulta spesso colonizzato da molluschi, principalmente delle famiglie Potamididae e Ostreidae, indicative di ambienti di acqua salmastra [Figg. 7.3.3-4]. La retrogradazione dei sistemi clastici si materializza poi con la deposizione di sottili livelli carbonatici biancastri [Fig. 7.3.4], cui segue una successione di siltiti scure fossilifere, spesso volumetricamente preponderanti sul resto della sequenza.



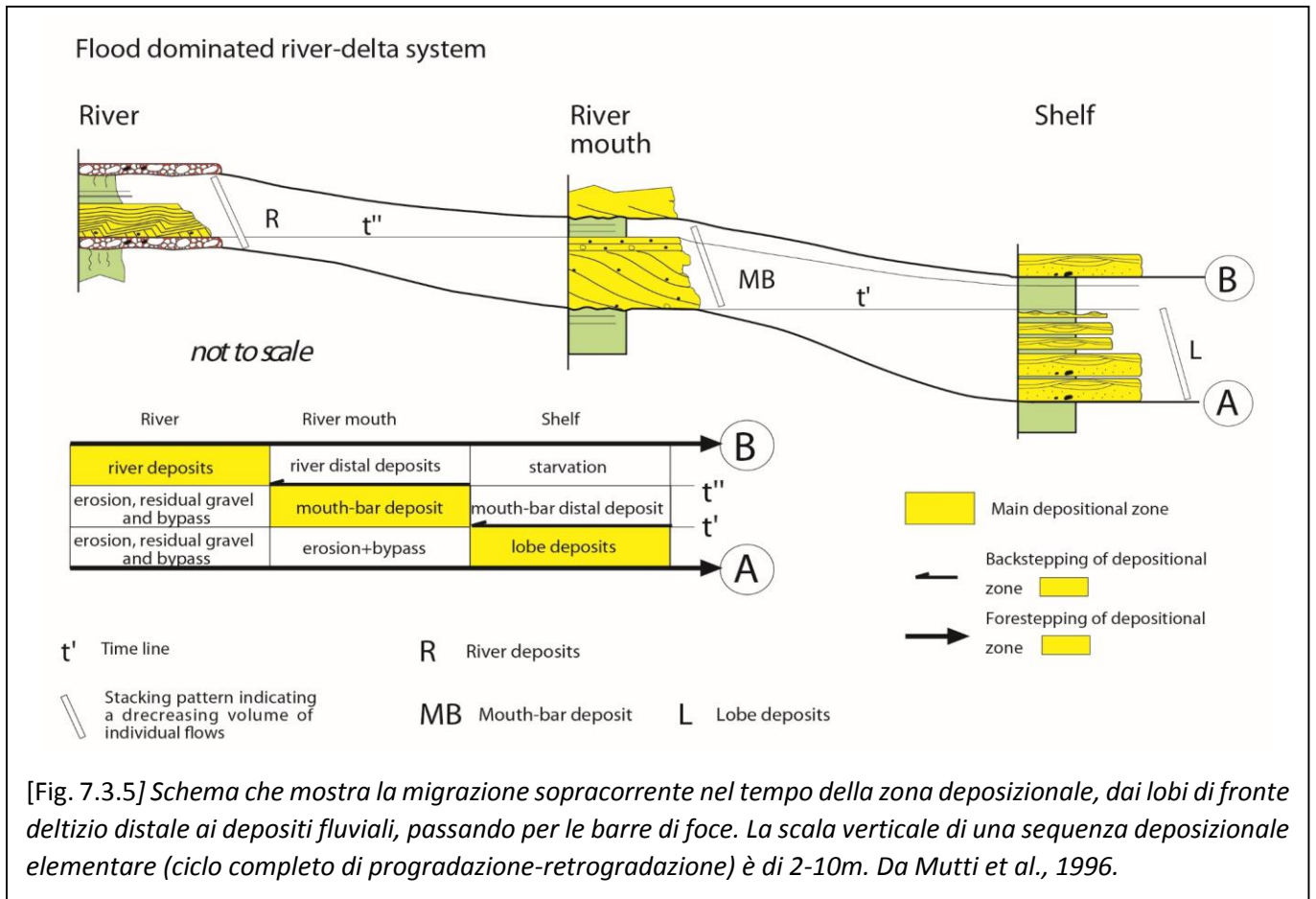


[Fig. 7.3.3] *Esempio di tipica associazione fossilifera dei depositi deltizi dell'Allogruppo di Castissent. La foto è stata scattata lungo la sez. n° 36, misurata lungo la strada che collega Capella a La Puebla de Roda.*

[Fig. 7.3.4] *Nella parte inferiore della foto si può vedere un'unità completamente bioturbata e ricca in fossili, come tipica della porzione superiore delle barre di foce. Il sottile livello biancastro è un deposito carbonatico che indica la superficie di trasgressione al di sopra della porzione basale progradante dell'EDS. La sequenza continua e termina con siltiti scure di ambiente deltizio.*



La correlazione tra EDS fluviali e deltizie può non essere così immediata, e può essere fatta seguendo gli schemi di Mutti et al. (1996, 2000). Come si è detto, le EDS (Cap. 2°) riflettono con ogni probabilità ciclicità climatiche ad alta frequenza, e le superfici che le delimitano possono essere ritenute sincrone in studi a scala regionale, ma entrando nel dettaglio possono risultare leggermente diacrone. Seguendo le discussioni agli schemi sopra citati, nei sistemi fluvio-deltizi dominati da piene si ha una prima fase, dominata da flussi ad alta energia, in cui si ha bypass di sedimento nelle zone di piana alluvionale e deltizie più prossimali, con deposizione limitata al fronte deltizio più distale e formazione di lobi arenacei. Una graduale diminuzione del volume, della densità e dell'energia dei flussi di piena sposta la zona di deposizione principale più verso terra, in corrispondenza delle barre di foce, cui possono essere associati lobi arenacei meno sviluppati rispetto a quelli dello stadio precedente. Durante questa fase, in ambiente fluviale s.s. si ha essenzialmente ancora solo bypass di sedimento. I depositi fluviali si formano solo nella fase successiva, partendo come sistemi dominati da piene e passando gradualmente a regimi normali, seguendo la graduale diminuzione di energia dei flussi fluviali. In questa fase il fronte deltizio distale è sottoalimentato come si può osservare dallo schema generale di **Fig. 7.3.5**.



## 8 – DISCUSSIONI E NOTE CONCLUSIVE

### 8.1 – STRATIGRAFIA DELL'ALLOGRUPPO

Lo studio dettagliato dell'intera successione sedimentaria dell'Allogruppo di Castissent, dalle zone più prossimali di Mas de Faro a quelle più distali della Val Isàbena, ha permesso di proporre una nuova suddivisione stratigrafica e di interpretare più accuratamente gli ambienti deposizionali in essa rappresentati [Allegato 3].

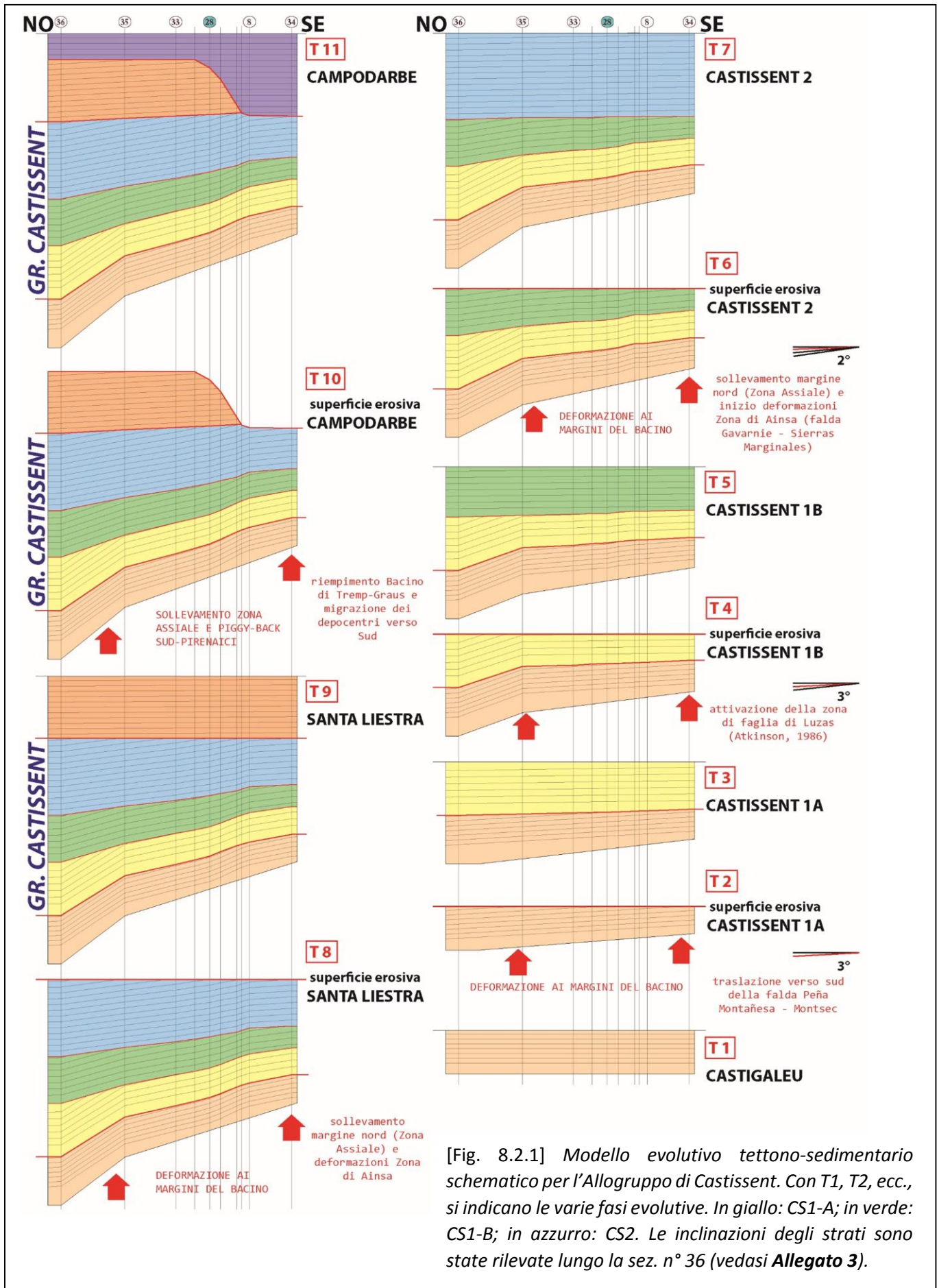
Nell'area di studio [Fig. 1.3.1.1] l'Allogruppo è composto da depositi fini di piana alluvionale cui si intercalano frequentemente corpi arenaceo-conglomeratici di origine fluviale, indicanti generali direzioni di trasporto verso ovest, grossomodo seguendo l'asse del bacino. Nella stessa direzione la successione stratigrafica si evolve a depositi deltizi (sez. n° 36 negli Allegati 3, 4), in cui è possibile riconoscere un'influenza tidale.

La suddivisione proposta da Mutti et al. (1988) [Figg. 4.1.1-.4], la quale individuava l'Allogruppo come composto da 2 sequenze deposizionali composite a grande scala (CS1 e CS2), è stata affinata. Il lavoro di stratigrafia fisica alla scala del bacino ha, infatti, permesso di riconoscere all'interno della successione sedimentaria due importanti discordanze angolari [Allegati 3, 4]. La prima di queste discordanze è molto ben espressa nella porzione più occidentale dell'area studiata, ad ovest di quella che Atkinson (1986), Nijman (1989) e Oms et al. (2000) chiamano Faglia di Luzas [Fig. 4.1.6]. La seconda discordanza che, a differenza della prima, è evidente in tutta l'area di studio [Fig. 6.2.4.3] era già stata individuata da Mutti et al. (1988). Queste discordanze permettono di suddividere l'Allogruppo in 3 sequenze deposizionali composite (CS1-A, CS1-B, CS2), composte in tutto da 39 sequenze deposizionali elementari (EDS), e caratterizzate da una evidente espansione stratigrafica verso bacino.

## 8.2 – EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

Il modello evolutivo schematico di **Figura 8.2.1** (consultabile anche in **Allegato 3**) permette, tramite spianamenti progressivi, di valutare gli eventi tettonici registrati nella successione sedimentaria.

Nel dettaglio, le superfici discordanti a più grande scala che delimitano l'Allogruppo sono legate alle fasi evolutive dell'intera zona sud-pirenaica centrale, compresa la Zona di Ainsa. Tutte queste fasi tettoniche comportano un sollevamento della Zona Assiale pirenaica ed un avanzamento verso sud delle falde di copertura, sulle quali si sono sviluppati i bacini di tipo piggyback come quello di Tremp-Graus. Tali movimenti comportano lo sviluppo di discordanze progressive verso ovest e verso l'asse del bacino, dovute al sollevamento differenziale dei margini settentrionale (struttura del Bóixols), meridionale (struttura del Montsec) ed orientale (zona del Segre). A questo tipo di deformazioni è associabile anche la discordanza alla base della sequenza CS2, dovuta ad un sollevamento minore della Zona Assiale che comporta un avanzamento delle conoidi provenienti da nord, a preannunciare il maggior evento deformativo che porterà alla messa in posto del Gruppo di Santa Liestra. La superficie erosiva che si sviluppa alla base della sequenza CS1-B, invece, denota una forte discordanza angolare solo ad ovest rispetto la sez. n° 35 di Luzas, il che è presumibilmente indicativo di una riattivazione delle strutture interne al bacino. Tale struttura è probabilmente identificabile con la rampa laterale di Luzas (Atkinson, 1986; Nijman, 1989; Oms et al., 2000), riattivata dopo la precedente fase di messa in posto della rampa frontale della struttura del Montsec (vedasi relazione tra sovrascorrimento del Montsec e lineamenti di Luzas in **Fig. 1.3.1.1**).



[Fig. 8.2.1] Modello evolutivo tettono-sedimentario schematico per l'Allogruppo di Castissent. Con T1, T2, ecc., si indicano le varie fasi evolutive. In giallo: CS1-A; in verde: CS1-B; in azzurro: CS2. Le inclinazioni degli strati sono state rilevate lungo la sez. n° 36 (vedasi Allegato 3).

### 8.3 – CICLICITÀ SEDIMENTARIA E CONTROLLI SULLA SEDIMENTAZIONE

Nella sezione più distale dell'area di studio, in val Isàbena, la successione sedimentaria è suddivisibile in 39 EDS, le quali per definizione rappresentano le più piccole sequenze riconoscibili sul terreno (vedasi Par. 8.1). In tale sezione, tuttavia, la stima della ciclicità sedimentaria ad alta frequenza, che dipende dal corretto riconoscimento del numero delle EDS, è ostacolata principalmente da due problemi: 1) il limite superiore dell'Allogruppo marcatamente erosivo, e 2) la presenza, lungo la sezione, di almeno una faglia post-depositiva il cui rigetto non è risolvibile con i dati raccolti [Allegato 3].

Per quanto riguarda, però, la parte basale della successione, rappresentata dalla Formazione di Castissent in senso stretto, il calcolo di questo tipo di ciclicità risulta possibile facendo riferimento ai dati di Marzo et al. (1988) e Nijman (1998), i quali, studiando i paleosuoli della Formazione di Castissent, hanno stimato per la stessa una durata tra i 300 ed i 400 ka, confrontabile con una ciclicità di variazione del livello del mare di 4° ordine. Come detto nel Cap. 5°, la Formazione di Castissent sarebbe composta da almeno 11 EDS (dubiosa rimane infatti l'individuazione del "corpo C" di Marzo et al., 1988), il che ricondurrebbe ad una ciclicità di circa 27 ka, in linea con il range della ciclicità precessionale (tra i 14 ed i 28 ka secondo Fischer et al., 1990). Come osservato da Mutti et al. (1996, 2000), questa ciclicità ad alta frequenza registrata dalle EDS rappresenta essenzialmente ciclicità di tipo climatico. I sistemi fluvio-deltizi come quelli studiati si attivano, infatti, quando particolari condizioni climatiche rendono disponibili grandi quantità di acqua sulle zone sorgenti e di trasferimento del sedimento, permettendo così l'innescare di importanti eventi di piena, in grado di trasferire materiale terrigeno dalla zona subaerea sino al mare profondo (Mutti et al., 1996).

Diversamente, i vincoli cronologici sull'intera successione sedimentaria dell'Allogruppo derivano soprattutto da studi magnetostratigrafici effettuati in Val Esera (Bentham & Burbank, 1996), nella zona di Charo (Poyatos-Moré, 2014) e sulla struttura di Mediano (Holl & Anastasio, 1993), quindi ad ovest

rispetto alla zona studiata ed in sedimenti marini. Secondo questi studi l'Allogruppo si sarebbe formato tra i 50 ed i 47 Ma (Oms et al., 2000). Da questo punto di vista, nonostante i problemi sopramenzionati riguardanti la sezione della val Isàbena, un semplice calcolo tra il tempo di durata dell'Allogruppo e il numero delle EDS suggerirebbe una ciclicità, per ogni EDS, di circa 75.000 anni.

Appare comunque evidente come le superfici che delimitino l'Allogruppo e le sequenze deposizionali composite siano riconducibili principalmente a importanti fasi di sollevamento tettonico (ciclicità del 3° ordine di Vail, 1987, vedasi Par. 8.2). Ad ogni superficie, infatti, si associa una forte progradazione dei sistemi clastici, cui segue una graduale retrogradazione degli stessi [Allegato 3]. Ciclicità di questo tipo sono interpretabili come di tipo "davisiano" (Mutti et al., 1996, 2000), per cui ad una iniziale fase di forte sollevamento tettonico, in grado di creare topografia e di mettere a disposizione sedimento da asportare ("dirty river" di Milliman & Syvitski, 1992), segue una progressiva denudazione, la quale comporta una diminuzione di gradiente topografico e quindi di apporto clastico, con conseguente retrogradazione del sistema.

La ciclicità è quindi governata da:

- A) Eventi a lungo termine, causati da movimenti tettonici e del livello di base, che mettono a disposizione sedimento da asportare;
- B) Eventi a più breve termine, causati da variazioni climatiche, che ciclicamente mettono a disposizione l'acqua necessaria per asportare il sedimento ed alimentare i sedimenti fluvio-deltizi.

In questo senso, la Tavola cronologica [Allegato 1] mostra come i limiti dell'Allogruppo potrebbero coincidere con due fasi di massima regressione a livello globale (limiti di sequenza Yp10 e Lu1 di Haq & Schutter, 2008). L'Allogruppo, inoltre, viene a formarsi proprio in una fase di accelerazione dell'esumazione della Zona Assiale Pirenaica (Fitzgerald et al., 1999; Fillon & van der Beek, 2012). Dal punto di vista

paleoclimatico, la sedimentazione potrebbe essere avvenuta in un periodo relativamente caldo per il Terziario, appena dopo la fase di riscaldamento globale intercorsa tra 58 e 50 Ma, nel quale spiccano gli eventi PETM ed EECO (Zachos et al., 2008).

#### 8.4 – LE EDS

Le EDS (sequenze deposizionali elementari di Mutti, 1989 e Mutti et al., 1994) sono quindi i tasselli fondamentali da riconoscere nella successione stratigrafica per poter effettuare un'analisi sequenziale dettagliata. In questo lavoro di tesi le si sono riconosciute sia sul terreno (Cap. 7°) sia su foto aerea (Par. 4.2.4) [Allegato 2] e le si sono correlate dalle zone alluvionali a quelle deltizie (Par. 7.3) [Allegati 3, 4]. In entrambi questi ambienti, le EDS sono contraddistinte da una porzione inferiore che mostra una fase di progradazione delle facies clastiche e da una porzione superiore che indica la graduale retrogradazione delle stesse.

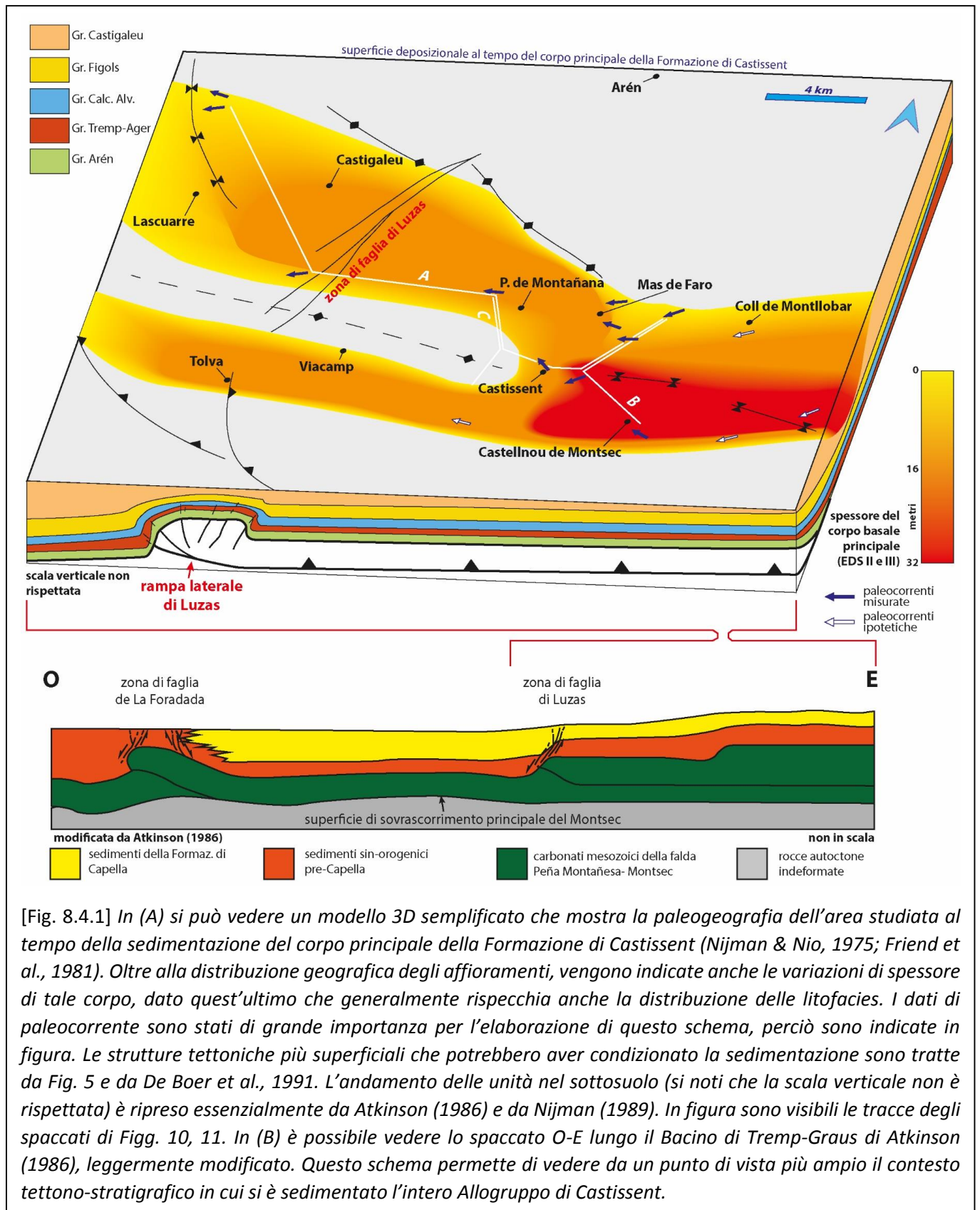
Le EDS fluviali, quindi, registrano l'attivazione/disattivazione di sistemi fluviali dominati da flussi di piena catastrofici, regolata a sua volta, come si è detto prima, da ciclicità climatiche (Mutti et al. 1996; 2000). Dapprima si deposita un pacco di strati a base netta erosiva, gradati normalmente, quasi sempre amalgamati e composti da conglomerati ed arenarie in rapporti variabili, in cui spesso predominano facies da decantazione più trazione. È questa la porzione di EDS deposta da flussi di piena catastrofici. Si ha poi una graduale diminuzione di energia del sistema fluviale testimoniata principalmente da strutture trattive a scala medio-piccola e dallo sviluppo di canali meandriiformi. La sequenza termina con una porzione, talora preponderante sul resto, di peliti alluvionali, ad indicare una ulteriore diminuzione di energia del sistema.

Questa sequenza di facies è stata riconosciuta, più o meno ben sviluppata, in tutti i corpi fluviali individuati all'interno della successione studiata e rappresenta la tipica organizzazione stratigrafica a piccola scala dei sistemi fluvio-deltizi dei Pirenei centro-meridionali (Mutti et al., 1996, 2000, 2003).

## 8.5 – LA FORMAZIONE DI CASTISSENT

I corpi fluviali meglio sviluppati e affioranti in maniera più estesa sono quelli che si trovano alla base dell'Allogruppo (Formaz. di Castissent s.s.) e che costituiscono la maggior fase di progradazione della sequenza eocenica del Bacino di Tresp-Graus. Il corpo principale di questa formazione ("Livello Mas de Faro" di Oms et al., 2000), composto dalle EDS II e III [Allegati 6, 7], risulta caratterizzato da almeno nove unità costituite da strati gradati a base netta e possono essere correlate in quasi tutta la zona di studio. Le caratteristiche sedimentologiche di questi depositi sono quelle sinteticamente indicate sopra per le EDS fluviali, il che ha permesso di interpretarli come legati a flussi gravitativi di sedimento prodotti da piene fluviali, mettendo in serio dubbio le interpretazioni classiche proposte da Nijman & Puigdefàbregas (1978), Marzo et al. (1988) e Nijman (1998), i quali li consideravano come depositati da un sistema fluviale in regime "normale", caratterizzato da canali intrecciati dominati da forme di fondo puramente trattive. L'analisi di facies condotta sui corpi arenaceo-conglomeratici della Formazione di Castissent e studi sulle paleocorrenti e sugli spessori dei corpi, unitamente alla valutazione della distribuzione delle principali litofacies della successione, hanno permesso di elaborare uno schema paleogeografico dell'area studiata al tempo della deposizione del "Livello Mas de Faro" [Fig. 8.4.1]. Nella stesura del modello schematico si è data priorità all'utilizzo dei dati raccolti, ma si è tenuto conto anche dei modelli paleogeografici proposti da de Boer et al. (1991) [Fig. 5.1.7] e Nijman (1998) [Fig. 5.1.10]. Particolare interessante è una probabile

biforcazione del sistema fluviale situata a cavallo del rio Noguera Ribagorçana, confermata dagli spaccati stratigrafici in Allegato 6 e dalle direzioni delle paleocorrenti (vedasi diagrammi a rosa negli Allegati 2 e 6).



## 8.6 – LO SCHEMA DI FACIES

Le ottime condizioni di affioramento del “Livello Mas de Faro”, soprattutto nell’omonima zona [**Allegato 7**], hanno permesso di studiare nel dettaglio le caratteristiche sedimentologiche e geometriche delle facies che costituiscono la porzione inferiore progradante delle EDS fluviali, in modo tale da proporre uno schema di facies per i depositi fluviali fossili. Tale facies tract (Cap. 6°), basato anche sulle osservazioni e sul lavoro portato avanti nel corso degli anni dal gruppo di ricerca sulla sedimentazione fluvio-deltizia dell’Università di Parma (vedasi Mutti et al. 1996, 2000, 2003; Tinterri, 2006, 2007, 2011; Mutti e Tinterri, 2015), è diviso in tre tipologie di facies: 1) para- ed ortoconglomerati legati alla formazione di flussi iperconcentrati (sensu Mutti et al. 1996), (facies 1 e 2); 2) arenarie conglomeratiche e arenarie grossolane caratterizzate da strutture trattive a grande scala legate al bypass dei sedimenti (facies 3, 4, 5, 6) che andranno a formare, più sottocorrente, le facies del terzo gruppo; 3) arenarie da grossolane a fini caratterizzate da strutture da decantazione più trazione, quali antidune, lamine piane parallele, e dune e ripple rampicanti (facies 7, 8 e 9).

All’interno dei singoli strati, ognuno dei quali rappresenta un singolo evento di piena, spesso il terzo gruppo di facies è preponderante sugli altri, ad indicare la grande capacità dei flussi di trasportare notevoli quantità di sedimento anche grossolano in sospensione, su considerevoli distanze (decine di chilometri).

Lo schema di facies elaborato mette in evidenza i limiti in cui si può incorrere nell’osservare il record fossile solo da un punto di vista attualistico. In base ai dati raccolti, infatti, nei depositi fluviali dell’Allogruppo di Castissent il potenziale di preservazione delle facies prodotte da regimi di flusso normale sembrerebbe largamente minoritario rispetto a quello delle facies prodotte da eventi catastrofici. Ciò chiarirebbe anche il motivo per cui Nijman & Nio (1975), Nijman & Puigdefàbregas (1978), Friend et al. (1981) e Marzo et

al. (1988) trovarono grosse difficoltà nel comparare questi depositi con esempi di sistemi fluviali attuali, come sono quelli descritti da Miall (1996 cum bibl.) nei suoi schemi di facies di stampo attualistico.

L'importanza di questo schema, che sicuramente necessita di ulteriore lavoro per per essere migliorato e validato, risiede in una nuova visione dei depositi fluviali che potrebbe avere importanti ricadute non solo in ambito scientifico ma anche in ambito esplorativo, sia per quanto riguarda lo studio di reservoir fluviali s.s., sia per quanto riguarda possibili analoghi tra i sistemi fluviali dominati da piene e sistemi torbidity (vedasi **Allegato 8**).

## 8.7 – POSSIBILI SVILUPPI FUTURI

Questo lavoro di tesi, ha portato ad una nuova stratigrafia fisica di dettaglio dei depositi fluviali dell'Allogruppo di Castisent e della sua parte basale, conosciuta in letteratura come Formazione di Castissent.

La stratigrafia fisica dell'Allogruppo, comunque, dovrebbe essere ampliata fino alla zona de La Foradada, in modo tale da valutare sia la transizione a depositi di piattaforma sia il possibile raccordo dei limiti di sequenza individuati in questo lavoro con quelli individuati nelle sequenze di scarpata e torbidity (Mutti et al., 1988; Mutti, 2015).

In particolare, lo schema stratigrafico presentato [**Allegato 3**] vuole essere una base solida per poter effettuare studi di dettaglio inerenti altre discipline, diverse dall'analisi di facies, come lo studio della ciclicità climatica attraverso indagini isotopiche e magnetostratigrafiche. Per l'area studiata, inoltre, manca ancora uno studio moderno sui paleosuoli (vedasi quelli di Amorosi et al., 2003 effettuati nella valle del Po), che sarebbe di grande utilità per analisi di tipo sequenziale, paleogeografico e paleoclimatico.

Lo schema di facies, infine, già oggetto di una pubblicazione in via di preparazione (Tinterri e Civa), può essere migliorato effettuando uno studio statistico sulla distribuzione latero-verticale delle facies negli spaccati dell'**Allegato 7**, seguendo la metodologia già applicata sulle successioni torbiditiche in bacini confinati, dove ha fornito importanti informazioni sia sui processi che sulla morfologia del bacino (vedasi Tinterri e Muzzi Magalhaes, 2011; Tinterri e Tagliaferri, 2015). La validità generale del facies tract potrà anche essere comprovata e rafforzata studiando altri depositi fluviali fossili in simili contesti fisiografici, tettonici e paleoclimatici.

# BIBLIOGRAFIA

- Ager D. V., 1973 – The nature of the stratigraphical record. John Wiley, New York, 114 pp.
- Ager D. V., 1993 – The New Catastrophism: the importance of the rare event in geological history. Cambridge University Press, 231 pp.
- Alastrué E., Almela A., Rios J.M., 1957 – Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca. Escala 1/200000. Instituto Geol. y Min., Madrid.
- Alexander J., Gawthorpe R. L., 1993 – The complex nature of a Jurassic multistorey, alluvial sandstone body, Whitby, North Yorkshire. In: Characterization of fluvial and aeolian reservoirs (Eds: North C. P., Prosser D. J.). Special Publication n° 73 of the Geological Society, London, pp. 123-142.
- Allen J. P., Fielding C. R., 2007 – Sedimentology and stratigraphic architecture of the Late Permian Betts Creek Beds, Queensland, Australia. *Sediment. Geol.*, v. 202, pp. 5–34.
- Allen J. P., Fielding C. R., Gibling M. R., Rygel M. C., 2014 - Recognizing products of palaeoclimate fluctuation in the fluvial stratigraphic record: An example from the Pennsylvanian to Lower Permian of Cape Breton Island, Nova Scotia. *Sedimentology*, v. 61, pp. 1332-1381.
- Allen J. R. L., 1963 – The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, v. 2, pp. 93-114.
- Allen J. R. L., 1965 – The sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. *Yorkshire Geol. Soc. Proc.*, v. 35, pp. 139-185.
- Allen J. R. L., 1970 – Physical processes of sedimentation. Allen and Unwin, London.
- Allen J. R. L., 1973 – Phase differences between bed configurations and flow in natural environments, and their geological relevance. *Sedimentology*, v. 20, pp. 323-329.
- Allen J. R. L., 1983 – Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sediment. Geol.*, v. 33, pp. 237–293.
- Allen J. R. L., 1984 – Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, v. 30, Elsevier, Amsterdam, 663 pp.
- Amorosi A., Farina M., Severi P., Preti D., Caporale L., Di Dio G., 1996 – Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy. *Sediment. Geol.*, v. 102, pp. 275–295.
- Amorosi A., Centineo M. C., Colalongo M. L., Pasini G., Sarti G., Vaiani S. C., 2003 – Facies architecture and Latest Pleistocene–Holocene depositional history of the Po Delta (Comacchio area), Italy. *J. Geol.*, v. 111, pp. 39– 56.

- Amorosi A., Colalongo M. L., Fiorini F., Fusco F., Pasini G., Vaiani S. C., Sarti G., 2004 – Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records. *Glob. Planet. Change*, v. 40, pp. 55–78.
- Amorosi A., Pavesi M., Ricci Lucchi M., Sarti G., Piccin A., 2008 – Climatic signature of cyclic fluvial architecture from the Quaternary of the central Po Plain, Italy. *Sedimentary Geology*, v. 209, pp. 58–68.
- Arbués, P., Pi E., Berastegui X., 1996 – Relaciones entre la evolución sedimentaria del Grupo de Arén y el cabalgamiento de Boixols (Campaniense terminal-Maastrichtiense del Pireneo Meridional-Central). *Geogaceta*, v. 20(2), pp. 446–449.
- Ardèvol L., Klimowitz J., Malagon J., Nagtegaal P. J. C., 2000 – Depositional sequence response to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the southern Pyrenees, Spain. *AAPG Bulletin*, v. 84(4), pp. 566–587.
- Atchley S. C., Nordt L. C., Dworkin S. I., Cleveland D. M., Mintz J. S., Harlow R. H., 2013 - alluvial stacking pattern analysis and sequence stratigraphy: concepts and case studies. In: *New Frontiers in Paleopedology and Terrestrial Paleoclimatology*. SEPM Special Publication n° 104, pp. 109-129.
- Atkinson, 1986 – Tectonic control on alluvial sedimentation as revealed by an ancient CATENA in the Capella Formation (Eocene) of northern Sapin. In: *Paleosols, their recognition and interpretation* (Ed.: Wright V. P.). Princeton University Press, New Jersey; pp. 139-179.
- Baker V. R., 2002 – High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. In: *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples* (Eds: Martini I. P., Baker V. R., Garzón G.). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, v. 32, pp. 3-15.
- Baker V. R., Bunker R. C., 1985 – Cataclysmic late Pleistocene flooding from Glacial Lake Missoula: a review. *Quaternary Science Reviews*, v. 4, pp. 1–41.
- Barnolas A., Gil-Peña I., 2001 - Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica. *Boletín Geológico y Minero*, v. 112, n. 3, pp. 17-38.
- Bates C.D., 1953 – Rational theory of delta formation. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 37, pp. 2119–2162.
- Beaumont C., Muñoz J.A., Hamilton J., Fullsack P., 2000 – Factors controlling the Alpine evolution of the Central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *J. Geophys. Res.*, v. 105, pp. 8121–8145.
- Bentham P., Burbank D. W., 1996 – Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South–Central Pyrenees. In: *Tertiary Basins of Spain* (Eds.: Friend P. F., Dabrio C. J.), pp. 144-152.
- Berástegui X., Losantos M., Muñoz J. A., Puigdefàbregas C., 1993 – Tall geològic del Pirineu central. *Publicazione del Servei Geològic de Catalunya*. 63 pp.
- Bernard H. A., Leblanc R. J., Major C. J., 1962 – Recent and Pleistocene geology of southeast Texas. In: *Geology of the Gulf Coast and central Texas* (Eds: Rainwater E. H., Zingula R. P.). *Geological Society of America guidebook for 1962 annual meeting*, pp. 175-224.

- Bhattacharya J. P., 2006 – Deltas. In: *Facies models revisited* (Eds: Posamentier H. W., Walker R. G.). SEPM Special Publication n° 84, pp. 237-293.
- Biteau J. J., Le Marrec A., Le Vot M., Masset J. M., 2006 – The Aquitaine Basin. *Petrol. Geosci.*, v. 12, pp. 247–273.
- Blair T. C., McPherson J. G., 1994 – Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, v. A64, n° 3, pp. 450-489.
- Bond R. M. G., McClay K. R., 1995 – Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, v. 88(1), pp. 415–431.
- Bosellini A., Mutti E., Ricci Lucchi F., 1989 (eds) – *Rocce e successioni sedimentarie*. Utet. 395 pp. Torino.
- Boya S., Remacha E., Roigé M., Gómez-Gras D., 2015 – The Sabiñánigo flood-dominated delta system revisited (Jaca Basin, South-central Pyrenees, Spain) Abstract Book of the 31<sup>st</sup> IAS Meeting of Sedimentology, Krakow, p. 83.
- Bridge J. S., 2003 (Ed) – *Rivers and floodplains: forms, processes and sedimentary record*. Wiley-Blackwell, 504 pp.
- Bridge J. S., 2006 – Fluvial facies models; recent developments. *Special Publication Society for Sedimentary Geology*, v. 84, pp. 85-170.
- Brierley G. J., 1989 - River planform facies models: the sedimentology of braided, wandering and meandering reaches of the Squamish River. *Sediment. Geol.*, v. 61, pp. 17–36.
- Brierley G. J., 1991 – Floodplain sedimentology of the Squamish River, British Columbia: relevance of element analysis. *Sedimentology*, v. 38, pp. 735–750.
- Brierley G. J., Hickin E. J., 1991 – Channel planform as a non-controlling factor in fluvial sedimentology: the case of the Squamish River floodplain, British Columbia. *Sediment. Geol.*, v. 75, pp. 67–83.
- Brown L.F., Fisher W.L., 1977 – Seismic stratigraphy interpretation of depositional systems: example from Brazil rift and pull-apart basins. *AAPG Mem.*, v. 26, pp. 213-248.
- Burbank D.W., Puigdefàbregas C., Muñoz J.A., 1992 – The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, pp. 1101-1120.
- Caja M. A., Marfil R., Garcia D., Remacha E., Morad S., Mansurbeg H., Amorosi A., Martínez-Calvo C., Lahoz-Beltrá R., 2010 – Provenance of siliciclastic and hybrid turbiditic arenites of the Eocene Hecho Group, Spanish Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a foreland basin. *Basin Research*, v. 22, pp. 157-180.
- Cámara P., Klimowitz J., 1985 – Interpretación geodinamica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. (Cuencas de Jaca – Tremp). *Estudios geol.*, v. 41, pp. 391-404.
- Campbell C. V., 1967 – Lamina, laminaset, bed, bedset. *Sedimentology*, v. 8, pp. 7-26.
- Capote R., Muñoz J. A., Simón J. L., Liesa C. L., Arlegui L. E., 2002 – Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. In: *The Geology of Spain* (Eds.: Gibbons W., Moreno T.). The Geological Society. 649 pp.

- Carminatti M., 1992 – Stratigrafia fisica e modellizzazione sismica inversa dell'Allogruppo di Fígols (Pirenei centro meridionali, Spagna). Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Parma, 164 pp.
- Cartigny M. J. B., Ventra D., Postma G., Van den Berg J. H., 2014 – Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: new insights from flume experiments. *Sedimentology*, v. 61, pp. 712-748.
- Catuneanu O., 2002 – Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, pp. 1-43.
- Choukroune P., 1989 – The ECORS pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, v. 8, n. 1, pp. 23-39.
- Clevis Q., de Boer P. L., Nijman W., 2004 - Differentiating the effect of episodic tectonism and eustatic sea-level fluctuations in foreland basins filled by alluvial fans and axial deltaic systems: insights from a three-dimensional stratigraphic forward model. *Sedimentology*, v. 51, pp. 809-835.
- Colella A., Prior D. B., 1990 – Coarse-Grained Deltas. International Association of Sedimentologists, Special Publication n° 10, 357 pp.
- Coleman J. M., Wright L. D., 1975 – Modern river deltas: variability of processes and sand bodies In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed: Broussard M. L.). Houston, Houston Geological Society, pp. 99-149
- Collinson J. D., 1978 – Vertical sequence and sand body shape in alluvial sequences. In: *Fluvial sedimentology*, vol. 5 (ed: Miall E. D.). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, pp. 577-586.
- Colombera L., Felletti F., Mountney N. P., McCaffrey W. D., 2012 – A database approach for constraining stochastic simulations of the sedimentary heterogeneity of fluvial reservoirs. *Am. Assoc. Pet.r Geol. Bull.*, v. 96, pp. 2143-2166.
- Costa E., Garcés M., López-Blanco M., Beamud E., Gómez-Paccard M., Larrasoña J. C., 2010 – Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetostratigraphical constraints. *Basin Research*, v. 22, pp. 904-917.
- Crumeyrolle P., 1987 – Stratigraphie physique et sedimentologie des systemes de depot de la Sequence de Santa Liestra (Eocene sud-pyreneen, Pyrenees aragonaises, Espagne). Ph.D thesis, University of Bourdeaux III, 216 pp.
- Crumeyrolle P., Mutti E., 1986 – Stratigraphie et sedimentologie des systemes de depot de plate-forme de la Sequence de Santa Liestra (Bassin Eocene Sud-Pyrenees, province de Huesca, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, serie II, n° 7, pp. 581-584.
- Dalrymple R. W., Zaitlin B. A., Boyd R., 1992 – Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, pp. 1130-1146.
- Davis W. M., 1899 – The geographical cycle. *Geographical Journal*, v. 14, pp. 481-504.
- De Boer P. L., Pragat J. S. J., Oost A. P., 1991 – Vertically persistent sedimentary facies boundaries along growth anticlines and climate-controlled sedimentation in the thrust-sheet-top South Pyrenean Tremp-Graus foreland basin. *Basin Research*, v. 3, pp. 63-78.

- Desegaulx P., Roure F., Villein A., 1990 – Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behavior in the continental crust. *Tectonophysics*, v. 182, pp. 211-225.
- Dott R. H. Jr., Bourgeois J., 1983 – Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: reply to discussion by Walker R. G. et al. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 94, pp. 1245-1251.
- Duke W. L., Arnott R. W. C., Cheel, R. J., 1991 – Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on stormy debate. *Geology*, v. 19, pp. 625–628.
- Duller R. A., Mountney N. P., Russel A. J., Cassidy N. C., 2008 - Architectural analysis of a volcanoclastic jökulhlaup deposit, southern Iceland: sedimentary evidence for supercritical flow. *Sedimentology*, v. 55, pp. 939-964.
- Eichenseer H., Luterbacher H., 1992 – The Marine Paleogene of the Tremp Region (NE Spain) – Depositional Sequences, Facies History, Biostratigraphy and Controlling Factors. *FACIES*, v. 27, pp. 119-152.
- Elliott T., 1986 – Deltas. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed: Reading H. C.). Oxford, U.K., Blackwell Scientific Publications, pp. 113–154.
- Erdős Z., van der Beek P., Huisman R. S., 2014 - Evaluating balanced section restoration with thermochronology data: a case study from the Central Pyrenees. *Tectonics*, v. 33, pp. 617-634.
- Ethridge F. G., 2011 – Interpretation of ancient fluvial channel deposits: review and recommendations. In: *From river to rock record* (Eds: Davidson S. K., Leleu S., North C. P.). SEPM Special Publication, n° 97, pp. 9–35.
- Evans S. G., Clague J. J., 1994 – Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, v. 10, pp. 107-128.
- Fernández O., Muñoz J. A., Arbués P., Falivene O., 2012 – 3D structure and evolution of an oblique system of relaying folds: the Ainsa basin (Spanish Pyrenees). *Journal of the Geological Society, London*, v. 169, pp. 545-559.
- Ferrer J., 1971 - El Paleoceno y Eoceno del borde suroriental de la Depresión del Ebro (Cataluña). *Mémoires suisses de Paléontologie*, v. 90, 70 pp.
- Fielding C. R., 2006 – Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, v. 190, pp. 227-240.
- Fielding C. R., Trueman J. D., Alexander J., 2006 – Holocene depositional history of the Burdekin River Delta of northeastern Australia: a model for a low-accommodation, highstand delta. *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, pp. 411-428.
- Filleaudeau P., Mouthereau F., Pik R., 2012 – Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. *Basin Research*, v. 24, pp. 401-417.
- Fillon C., Huisman R. S., van der Beek P., Muñoz J. A., 2013 – Syntectonic sedimentation controls on the evolution of the southern Pyrenean fold-and-thrust belt: inferences from coupled tectonic-surface processes models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 118, pp. 1-16.

- Fischer A. G., de Boer P. L., Premoli Silva I., 1990 - Cyclostratigraphy. In: Cretaceous Resources, Events and Rhythms, (Eds.: Ginsburg R. N., Beaudoin B.), pp. 139-172.
- Fisk H. N., 1944 - Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River. Mississippi River Commission, Vicksburg, Mississippi, 78 pp.
- Fisk H. N., 1947 - Fine-grained alluvial deposits and their effect on Mississippi River activity. Mississippi River Commission, Vicksburg, Mississippi.
- Fondevilla V., Dinarès-Turell J., Oms O., 2016 - The chronostratigraphic framework of the South-Pyrenean Maastrichtian succession reappraised: Implications for basin development and end-Cretaceous dinosaur faunal turnover. *Sedimentary Geology*, v. 337, pp. 55-68.
- Fonnesu F., 1984 - Estratigrafia física y análisis de facies de la Secuencia de Fígols entre el Río Noguera Pallaresa y Iscles (provs. De Lerida y Huesca). Ph.D. thesis, Universidad Autónoma de Barcelona, 317 pp.
- Fontana D., Zuffa G. G., Garzanti E., 1989 - The interaction of eustacy and tectonism of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (South- Central Pyrenees, Spain). *Basin Research*, v. 2, pp. 223-237.
- Friend P. F., 1983 - Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: *Modern and ancient fluvial systems*, vol. 6 (Eds: Collinson J. D., Lewin J.). International Association of Sedimentologists, Special Publication, pp. 345-354.
- Friend P. F., Slater M. J., Williams R. C., 1979 - Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *J. Geol. Soc.*, London, v. 136, pp. 39-46.
- Friend P. F., Marzo M., Nijman W., Puigdefàbregas C., 1981 - Fluvial sedimentology in the Tertiary South Pyrenean and Ebro Basins, Spain. In: *Field Guide to Modern and Ancient Fluvial Systems in Britain and Spain* (Ed.: Elliott T.). University of Keele, pp. 4.1-4.50.
- Galloway W. E., 1975 - Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed: Broussard M. L.). Houston, Texas, Houston Geological Society, pp. 87-98.
- Galloway W. E., 1981 - Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal plain fluvial systems. In: *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*, vol. 31 (Eds: Ethridge F. G., Flores R. M.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, pp. 127-155.
- Garrido-Megías A., 1973 - Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del secundario y terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida). Tesis de Doctorado, 395 pp., Univ. de Granada, España.
- Garrido-Megías A., Ríos-Aragües L.M., 1972 - Síntesis Geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, v. 83, pp. 1-47.
- Gasperi G. (Ed.), 1995 - *Geologia Regionale; geologia dell'Italia e delle regioni circummediterranee*. Pitagora Editrice Bologna. 464 pp.

- Ghienne J.-F., Girard F., Moureau J., Rubino J.-L., 2010 - Late Ordovician climbing-dune cross-stratification: a signature of outburst floods in proglacial outwash environments? *Sedimentology*, doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01142.x.
- Gibling M. R., 2006 – Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, pp. 731–770.
- Gibling M. R., Fielding C. R., Sinha R., 2011 – alluvial valleys and alluvial sequences: towards a geomorphic assessment. In: *From River To Rock Record: The Preservation Of Fluvial Sediments And Their Subsequent Interpretation*. SEPM Special Publication n° 97, pp. 423-447.
- Goldberg J. M., Maluski H., Leyreloup A. F., 1986 – Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the north pyrenean zone. *Tectonophysics*, v. 129, pp. 275-290.
- Gómez-Gras D., Roige M., Fondevilla V., Oms O., Boya S., Remacha E., 2016 – Provenance constraints on the Tremp Formation paleogeography (southern Pyrenees): Ebro Massif VS Pyrenees sources. *Cretaceous Research*, v. 57, pp. 414-427.
- Griffith W. M., 1927 – A theory of silt and scour. *Institute of Civil Engineers Proceedings*, Tulsa, Oklahoma, pp. 223-314.
- Gulliford A. R., Flint S. S., Hodgson D. M., 2014 - testing applicability of models of distributive fluvial systems or trunk rivers in ephemeral systems: reconstructing 3-d fluvial architecture in the Beaufort Group, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*, v. 84, pp. 1147-1169.
- Hamblin A.P., Walker R.G., 1979 – Storm-dominated shallow marine deposits: The Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 16, pp. 1673- 1690.
- Harms J. C., Southard J. B., Spearing D. R., Walker R. G., 1975 – Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course* n° 2.
- Herbert C. M., Alexander J., Martínez de Álvaro M. J., 2015 - Back-flow ripples in troughs downstream of unit bars: Formation, preservation and value for interpreting flow conditions. *Sedimentology*, v. 62, pp. 1814-1836.
- Hirst J. P. P., 1991 – Variations in alluvial architecture across the Oligo-Miocene Huesca fluvial system, Ebro basin, Spain. In: *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*, vol. 3 (Eds: Miall A. D., Tyler N.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Concepts in Sedimentology and Paleontology*, pp. 111–121.
- Holl J. E., Anastasio D. J., 1993 – Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain. *Geology*, v. 21, pp. 271-274.
- Huyghe D., Mouthereau F., Emmanuel L., 2012 – Oxygen isotopes of marine mollusc shells record Eocene elevation change in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 345-348, pp. 131-141.
- Ielpi A., Rainbird R. H., 2015 – Architecture and morphodynamics of a 1,6 Ga fluvial sandstone: Ellice Formation of Elu Basin, Arctic Canada. *Sedimentology*, v. 62, pp. 1959-1977.

- Jackson R. G. II, 1975 – Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 86, pp. 1523-1533.
- Jackson R. G. II, 1978 – Preliminary evaluation of lithofacies model for meandering alluvial streams. In: *Fluvial sedimentology* (Ed: Miall A. D.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* n° 5, pp. 543-576.
- Jammes S., Manatschal G., Lavier L., Masini E., 2009 – Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, v. 28, doi:10.1029/2008TC002406.
- Jopling A. V., Walker R. G., 1968 – Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 38, no. 4, pp. 971-984.
- Kineke G. C., Woolfe K. J., Kuehl S. A., Milliman J. D., Dellapenna T. M., Purdon R. G., 2000 – Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: Evidence for a divergent dispersal system. *Continental Shelf Research*, v. 20, pp. 2239-2266.
- Labaume P., Séguret M., Seyve C., 1985 – Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, v. 4(7), pp. 661-685.
- Lagabrielle Y., Bodinier J., 2008 – Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: Field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, v. 20, pp. 11-21.
- Lagabrielle Y., Labaume P., St Blanquat M., 2010 – Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, v. 29, p. 1-26.
- Lang J., Winesmann J., 2013 – Lateral and vertical facies relationships of bedforms deposited by aggrading supercritical flows: From cyclic steps to humpback dunes. *Sedimentary Geology*, v. 296, pp. 36-54.
- Leeder M. R., 1978 – A quantitative stratigraphic model for alluvium, with special reference to channel deposit density and interconnectedness. In: *Fluvial sedimentology*, vol. 5 (Ed: Miall A. D.). *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 587-596.
- Long D. G. F., 2006 – Architecture of pre-vegetation sandy-braided perennial and ephemeral river deposits in the Paleoproterozoic Athabasca Group, northern Saskatchewan, Canada as indicators of Precambrian fluvial style. *Sediment. Geol.*, v. 190, pp. 71-95.
- López-Mir B., 2013 – Extensional Salt Tectonics in the Cotiella Post-rift Basin (Southcentral Pyrenees): 3D Structure and Evolution. *Tesi di Dottorato. Università di Barcellona.*
- López-Mir B., Muñoz J. A., García-Senz J., 2015 - Extensional salt tectonics in the partially inverted Cotiella post-rift basin (south-central Pyrenees): structure and evolution. *Int. J. Earth Sci.*, v. 104, pp. 419-434.
- Marzo M., Nijman W., Puigdefàbregas C., 1988 – Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, v. 35, pp. 719-738.

- McClay K., Muñoz J. A., García-Senz J., 2004 – Extensional salt tectonics in a contractional orogen: a newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. *Geology*, v. 32(9), pp. 737–740.
- McKee E. D., Weir G. W., 1953 – Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 64, pp. 381-389.
- McPherson J. G., Shanmugam G., Muiola R. J., 1987 – Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America, Bulletin*, v. 99, pp. 331–340.
- Megias A. G., 1973 – Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica, en su zona central. Tesis doctoral, Universidad de Granada.
- Mellere D., Marzo M., 1992 – Los depósitos aluviales sintectónicos de la Poble de Segur: alogrupos y su significado tectonoestratigráfico. *Acta Geologica Hispanica*, v. 27, n° 1-2, pp. 145-159.
- Mencos J., Carrera N., Muñoz J. A., 2015 – Influence of rift basin geometry on the subsequent postrift sedimentation and basin inversion: the Organyà Basin and the Bóixols thrust sheet (south central Pyrenees). *Tectonics*. V. 34, pp. 1452-1474.
- Mey P. H. W., Nagtegaal P. J. C., Roberti K. J., Hartevelt J. J. A., 1968 – Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, v. 431, pp. 221–228.
- Miall A. D., 1977 – A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, v. 13, pp. 1-62.
- Miall A. D., 1978 – Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial sedimentology* (Ed: Miall A. D.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* n° 5, pp. 597-604.
- Miall A. D., 1981 - Analysis on fluvial depositional systems. *AAPG Fall Education Conference Course Notes*, 74 pp.
- Miall A. D., 1985 – Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, v. 22, pp. 261–308.
- Miall A. D., 1992 – Alluvial deposits. In: *Facies models: response to sea level change* (Eds: Walker R. G., James N. P.). *Geological Association of Canada, St. John's, New-foundland*, pp. 119-142.
- Miall A. D., 1996 (Ed.) – *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer. 582 pp.
- Miall A. D., 2014a (Ed.) – *Fluvial Depositional System*. Springer Geology, Toronto, Canada, 316 pp.
- Miall A. D., 2014b – Updating uniformitarianism: stratigraphy as just a set of ‘frozen accidents’. In: *Strata and Time: Probing the Gaps in Our Understanding* (Eds: Smith D. G., Bailey R. J., Burgess P. M., Fraser A. J.). *Special Publication of the Geological Society of London*, n° 404.
- Michael N.A., Whittaker A.C., Carter A., Allen P.A., 2014 – Volumetric budget and grain-size fractionation of a geological sediment routing system: Eocene Escanilla Formation, south-central Pyrenees. *Geological Society of America Bulletin*, v. 126, pp. 585–599.

- Middleton G. V., 1965 (ed) – Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. n° 12.
- Milliman J. D., Syvitski P. M., 1992 – Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*, v. 100, pp. 525-544.
- Minelli N., Manzi V., Roveri M., 2013 – The record of the Paleocene-Eocene thermal maximum in the Ager Basin (Central Pyrenees, Spain). *Geologica Acta*, v. 11, pp. 421-441.
- Morsilli M., Pomar L., 2012 – Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross-stratification. *Terra Nova*, v. 24, n° 4, pp. 273-282. doi: 10.1111/j.1365-3121.2012.01070.x.
- Mouthereau F., Filleaudeau P., Vacherat A., Pik R., Lacombe O., Felin M. G., Castelltort S., Christophoul F., Masini E., 2014 – Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, v. 33, doi:10.1002/2014TC003663.
- Mulder T., Syvitski J. P. M., 1995 – Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world's oceans: *Journal of Geology*, v. 103, p. 285-298.
- Muñoz J. A., 1992 – Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: *Thrust Tectonics* (Ed.: McClay K.). Chapman & Hall, Londra. Pp. 235-246.
- Muñoz J. A., McClay K. R., Poblet J., 1994 – Synchronous extension and contraction in frontal thrust sheets of the Spanish Pyrenees. *Geology*, v. 22, pp. 921-924.
- Muñoz J. A., Coney P. J., McClay K. R., Evenchick C. A., 1997 – Discussion on syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. *J. Geol. Soc. London*, v. 154, pp. 361-365.
- Muñoz J. A., 2002 – Alpine Tectonics I, The Pyrenees. In: (Eds.) Gibbons W., Moreno T., *The Geology of Spain*. Geological Society London, pp. 370-385.
- Muñoz J.A., Beamud E., Fernández O., Arbués P., Dinarès-Turell J., Poblet J., 2013 – The Ainsa Fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: Kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data. *Tectonics*, v. 32, pp. 1142-1175.
- Murphy M. A., Salvador A., 1999 (eds.) – International stratigraphic guide —an abridged edition. *Episodes*, v. 22, pp. 255-271.
- Mutti E., 1989 – Alcuni problemi relativi all'applicazione dei concetti della stratigrafia sequenziale all'Eocene ed al Cretacico Superiore sud-pirenaici. *Supplemento al Giornale di Geologia, Bologna*, v. 51, pp. 37-53.
- Mutti E., 1990 – Relazioni tra stratigrafia sequenziale e tettonica. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 45, pp. 627-655.
- Mutti E., 1992 – Facies con Hummocky Cross-Stratification Prodotte da Flussi Gravitativi in Sistemi Confinati di Fan Delta di Acque Basse (Shelf-Type Fan Deltas). *Soc. Geol. It. 76 Riunione Estiva, L'Appennino Settentrionale*, pp. 102-105.

- Mutti E., 2014 – Paleogeographic problems of the Eocene foreland basin of the south-central Pyrenees. Abstract Book of the Meeting in memory of Piero Elter – The relationship between Northern Apennine and western Alps: state of the art fifty years after the “Ruga del Bracco”. Pisa, June 26-27, p. 43.
- Mutti E., Ghibaudo G., 1972 – Un esempio di torbiditi di conoide esterna: le arenarie di San Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell'Appennino di Piacenza. Mem. Acc. Sci. Torino, Cl. Sci. Fis. Mat. Nat., n. 16, pp. 1-40, Torino.
- Mutti E., Luterbacher H. P., Ferrer J., Rosell J., 1972 – Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della Zona Centrale Sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). Mem. Soc. Geol. It., v. XI, pp. 391-416.
- Mutti E., Remacha E., Sgavetti M., Rosell J., Valloni R., Zamorano M., 1985 – Stratigraphy and Facies Characteristics of the Eocene Hecho Group Turbidite Systems, South-Central Pyrenees. Excursion Guidebook of I.A.S. 6th. European Regional Meeting. Excursion No. 12, pp. 519-576.
- Mutti E., Ricci Lucchi F., 1972 – Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Mem. Soc. Geol. It., v. 11, pp. 161-199, Roma.
- Mutti E., Seguret M., Sgavetti M., 1988 – Sedimentation and deformation in the tertiary sequences of the southern Pyrenees.
- Mutti E., Davoli G., Mora S., Sgavetti M., 1994 – The eastern sector of the south-central folded Pyrenean foreland: criteria for stratigraphic analysis and excursion notes. Second high resolution sequence stratigraphic conference; 20-27 Giugno 1994, Tremp.
- Mutti E., Davoli G., Tinterri R., Zavala C., 1996 – The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. Memorie di Scienze Geologiche, v. 48, pp. 233-291.
- Mutti E., Ricci Lucchi F., 1972 – Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Mem. Soc. Geol. It., v. 11, pp. 161-199.
- Mutti E., Sgavetti M., 1987 – Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Arén strata in the Orcau-Arén region, south-central Pyrenees, Spain: distinction between eustatically and tectonically controlled depositional sequences. Annali dell'Università degli Studi di Ferrara, Sezione Scienze della Terra, v. 1, n. 1, pp. 1-22.
- Mutti E., Tinterri R., 2015 – Flood-dominated Systems: a fundamental type of fluvio-deltaic sedimentation (a lesson learnt from the ancient). Abstract Book of the 31<sup>st</sup> IAS Meeting of Sedimentology, p. 129.
- Mutti E., Tinterri R., Di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S., & Calabrese, L. (2000). Delta-front facies associations of ancient flooddominated fluvio-deltaic systems. Revista de la Sociedad Geológica de España, v. 13, pp. 165-190.
- Mutti E., Tinterri R., Benevelli G., di Biase D., Cavanna G., 2003 - Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology, v. 20, pp. 733-755.
- Mutti E., Tinterri R., Muzzi Magalhaes P., Basta G., 2007 – Deep-water turbidites and their equally important shallower water cousins. Extended abstract for the AAPG Annual Convention, Long Beach, California, April 1-4.
- Nemec W., 1995 – The dynamics of deltaic suspension plumes. In: Geology of Deltas (Eds: Oti M. N., Postma G.). Rotterdam, Balkema, pp. 31-93.

- Nijman W., 1989 – Thrust sheet rotation? The South Pyrenean Tertiary basin configuration reconsidered. *Geodinamica Acta*, v. 3, pp. 17-42.
- Nijman W., 1998 – Cyclicity and basin axis shift in a piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain. In: (Eds.) Mascle A., Puigdefàbregas C., Luterbacher H. P., Fernández M., Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geological Society Special Publications, v. 134, pp. 135-162.
- Nijman W., Nio S. D., 1975 – The Eocene Montañana Delta (Tremp- Graus Basin, Prov. Lerida and Huesca, Southern Pyrenees, N. Spain). 9<sup>th</sup> International Sedimentological Congress, International Association of Sedimentologists, Nice. Libro Guida, n° 19, parte B.
- Nijman W., Puigdefàbregas C., 1978 – Coarse-grained point bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castisent Sandstone Formation, South Pyrenean Basin. In A. D. Miall, ed., *Fluvial Sedimentology: Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5*, pp. 487-510.
- Obradors-Latre A., Remacha E., Poyatos-Moré M., 2013 - The Fosado Turbidite Channel Complex (Eocene, South-Central Pyrenees, Spain). Abstracts Book del 52th British Sedimentological Research Group Annual General Meeting, University of Hull.
- Olivet J. L., 1996 – La cinématique de la plaque Iberie. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, v. 20, pp. 131-195.
- Oms O., Remacha E., Bosch A., 2000 – Control tectónico en la sedimentación del Alogrupo Castissent entre el coll de Montllobar y el rio Isàbena (Eoceno surpirenaico central). *Geo-Temas 2*, IV Congreso del Grupo Español del Terciario; Tremp, 19-21 septiembre 2000, pp. 161-163.
- Orton G., Reading H. G., 1993 – Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, v. 40, pp. 475-512.
- Parsons J. D., Bush J. W. M., Syvitski J. P. M., 2001 – Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, v. 48, pp. 465-478.
- Payros A., Tosquella J., Bernaola G., Dinarès-Turell J., Orue-Etxebarria X., Pujalte V., 2009 – Filling the North European early/middle Eocene (Ypresian/Lutetian) boundary gap: Insights from the Pyrenean continental to deep-marine record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 280, pp. 313-332.
- Plaziat J. C., 1981 – Late Cretaceous to Late Eocene paleogeographic evolution of southwest Europe. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleocology*, v. 36, pp. 263-320.
- Plink-Björklund P., Steel R. J., 2004 – Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*, v. 165, pp. 29-52.
- Posamentier H. W., James D. P., 1993 – An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Association* (Eds: Posamentier H. W., Summerhayes C. P., Haq B. U., Allen G. P.) *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, v. 14, 644 pp.

- Posamentier H. W. e Vail P. R., 1988 – Eustatic controls on clastic deposition, II: sequence and systems tract models. In: Sea level change; an integrated approach (Eds.: Wilgus C. K., Kendall C. G., Posamentier H. W. e Van Wagoner J. C.). SEPM Spec. Publ. n. 42, pp. 125-155, Tulsa.
- Postma G., 1990 – Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Coarse Grained Deltas (Eds: Colella A., Prior D. B.). International Association of Sedimentologists, Special Publication n° 10, Oxford, Blackwell Science, pp. 13–27.
- Postma G., Kleverlaan K., Cartigny M. J. B., 2014 – Recognition of cyclic steps in sandy and gravelly turbidite sequences, and consequences for the Bouma facies model. *Sedimentology*, v. 61, pp. 2268-2290.
- Potter P. E., 1959 – Facies models conference. *Science*, v. 129, pp. 1292-1294.
- Potter P. E., Pettijohn F. J., 1963 – Paleocurrents and basin analysis. Academic, New York (2<sup>nd</sup> edn, 1977, Springer, Berlin Heidelberg New York).
- Poyatos-Moré M., 2014 – Physical Stratigraphy and Facies Analysis of the Castissent Tecto-Sedimentary Unit (South-Central Pyrenees, Spain): Depositional processes and controlling factors of sediment dispersal from river-mouth to base-of-slope settings. Tesi di Dottorato, Università Autònoma de Barcelona, 281 pp.
- Poyatos-Moré M., Remacha E., Oms O., Boya S., 2014 – Sequence boundary recognition in a tectonically-controlled shelf margin (Lower Eocene, South-Central Pyrenees, Spain). Abstracts Book del 53rd British Sedimentological Research Group Annual General Meeting, Nottingham, Keyworth (British Geological Survey), p. 39.
- Prior D. B., Bornhold B. D., 1990 – The underwater development of Holocene fan deltas. In: Coarse-grained deltas (Eds.: Colella A., Prior D. B.). Special publication, International Association of Sedimentologists, n° 10, pp. 75-90.
- Puigdefàbregas C., 1975 – La sedimentación molàsica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, v. 104, pp. 1–188.
- Puigdefàbregas C., Rupke N. A., Sole Sedo J., 1975 – The sedimentary evolution of the Jaca Basin. In: The Sedimentary Evolution of the Paleogene South Pyrenean Basin (Eds.: Rosell J., Puigdefàbregas C.). Excursion Guidebook of the IX International Congress of the International Association of Sedimentologist, Parte terza, 33 pp.
- Puigdefàbregas C., Muñoz J. A., Marzo M., 1986 – Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, n° 8, pp. 229-246.
- Puigdefàbregas P., Souquet P., 1986 – Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, v. 129, pp. 173-203.
- Puigdefàbregas C., Nijman W., Muñoz J. A., 1989 – Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to the pyrenean thrust sequences. Guidebook Series of the 4<sup>th</sup> International Conference on Fluvial Sedimentology (Eds: Marzo M. e Puigdefàbregas C.). Pubblicazioni del Servei Geològic de Catalunya. 176 pp.
- Puigdefàbregas C., Muñoz J. A., Vergés J., 1992 – Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In: Thrust Tectonics (ed.: K.R. McClay). Springer Netherlands, pp. 247-254.

- Ramos A., Sopeña A., 1983 – Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). In: Modern and ancient fluvial systems, vol. 6 (Eds: Collinson J. D., Lewin J.). International Association of Sedimentologists, Special Publication, pp. 301–312.
- Remacha E., Fernández L. P., Maestro E., Oms O., Estrada R., Teixell A., 1998 – In: The Upper Hecho Group turbidites and their vertical evolution to deltas (Eocene, South-central Pyrenees). 15th International Sedimentological Congress, International Association of Sedimentologists, Alicante, Spain, Field Trip Guidebook, pp. 1–15.
- Remacha E., Poyatos M., Fernández L. P., Zamorano M., Boya S., Oms O., 2011 – Hyperpycnal flow deposits of the Castissent depositional sequence shelf-margin deltas, insights to unravel the detailed tectonic control through a genetic facies analysis (Eocene, South-central Pyrenees, Spain). Abstracts Book del 28th IAS Meeting of Sedimentology 2011, Zaragoza, Spain, p. 448.
- Ricci Lucchi F., 1980 (Ed.) – Sedimentologia; parte III: ambienti sedimentari e facies (con il contributo originale di Mutti E.). CLUEB, Bologna.
- Rodriguez A. B., Hamilton M. D., Anderson J. B., 2000 – Facies an evolution of the modern Brazos delta, Texas: wave versus flood influence. *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, pp. 283-295.
- Roest W. R., Srivastava W. P., 1991 – Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from Late Cretaceous to present. *Geology*, v. 19, pp. 613-616.
- Roigé M., Gómez-Gras D., Remacha E., Daza R., Boya S., 2016 – Tectonic control on sediment sources in the Jaca basin (Middle and Upper Eocene of the South-Central Pyrenees). *C. R. Geoscience*, v. 348, pp. 236-245.
- Rosell J., Linares R., Llompart C., 2001 – El “Garumniense” prepirenaico. *Rev. Soc. Geol. Espana*, v. 14(1–2), pp. 47–56.
- Rosenbaum G., Lister G.S., Duboz C., 2002 – Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, v. 359(1–2), pp. 117–129.
- Roure F., Choukroune P., Berástegui X., Muñoz J. A., Villien A., Matheron P., Bareyt M., Seguret M., Camara P., Deramond J., 1989 – ECORS deep seismic data and balanced cross section: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, v. 8, n. 1, pp. 41-50.
- Salvador A., 1994 (Ed.) – International Stratigraphic Guide: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. Geological Society of America, 214 pp.
- Schellart W., 2002 – Alpine deformation at the western termination of the axial zone, Southern Pyrenees. In: (Ed.) Gideon Rosenbaum, and Gordon Lister, Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogeny. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, ISSN 1441-8142, v. 8, paper 3, doi:10.3809/jvirtex.2002.00055
- Schettino A., Turco E., 2010 – Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 123(1–2), pp. 89–105.
- Schumm S. A., 1963 – A tentative classification of alluvial river channels. *US Geological Survey Circular*, 477.

- Schumm S. A., 1968 – Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 79, pp. 1573–1588.
- Schumm S. A., 1977 (Ed.) – *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 pp.
- Schumm S. A., 1981 – Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. In: *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*, vol. 31 (Eds: Ethridge F. G., Flores R. M.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, pp. 19–29.
- Schumm S. A., 2005 (Ed) – *River Variability and Complexity*. Cambridge, UK, Cambridge University Press, 220 pp.
- Scotchman J. I., Bown P., Pickering K. T., BouDagher-Fadel M., Bayliss N. J., Robinson S. A., 2015 – A new age model for the middle Eocene deep-marine Ainsa Basin, Spanish Pyrenees. *Earth-Science Reviews*, v. 144, pp. 10-22.
- Scruton P.C., 1960 – Delta building and the deltaic sequence. In: *Recent Sediments Northwest Gulf of Mexico* (Eds: Shepard F. P., Phleger F. B., Van Andel T. H.). Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, pp. 82–102.
- Séguret M., 1972 – Etude tectonique des nappes et series décollées de la partie centrale d versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Publ. U. S. T. L. Montpellier, Sér. Géol. Struct.*, v. 2.
- Sgavetti M., 1991 – Photostratigraphy of ancient turbidite systems. In: *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems, frontiers in sedimentary geology series* (Eds.: Weimer P., Link M.). New York, Springer-Verlag, pp. 107-125.
- Sgavetti M., 1992 – Criteria for stratigraphic correlation using aerial photographs: examples from the South-Central Pyrenees. *AAPG Bulletin*, v. 76 (5), pp. 708-730.
- Sgavetti M., 1993 – Photostratigraphic characteristics of sequence stratigraphic features and patterns: Upper Cretaceous and Eocene Strata of the South-Central Pyrenees, Spain. *AAPG Memoir*, v. 58, pp. 411-447.
- Shanley K. W., 2004 – Fluvial reservoir description for a giant, low-permeability gas field: Jonah field, Green river Basin, Wyoming, USA. In: *Jonah field: case study of a tight-gas fluvial reservoir* (Eds: Robinson J. W., Shanley K. W.). *AAPG Studies in Geology*, v. 52, pp. 159–182.
- Simó A., Puigdefàbregas C., 1985 – Transition from shelf to basin on an active slope, upper Cretaceous, Tremp area, southern Pyrenees. *Exc. Guide-book, 6<sup>th</sup> European Regional Meeting*. Lerida, Spain, pp. 63-108.
- Simons D. B., Richardson E. V., Nordin C. F. Jr., 1965 – Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In: *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation* (Ed.: Middleton G. V.). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, n° 12, pp. 34-52.
- Soler-Sampere M., Garrido A., 1970 – La terminación occidental del manto de Cotiella. *Pirineos*, v. 98, pp. 5–12.
- Soltan R., Mountney N. P., 2016 – Interpreting complex fluvial channel and barform architecture: Carboniferous Central Pennine Province, northern England. *Sedimentology*, v. 63, pp. 207-252.

- Soto R., Casas A. M., 2001 – Geometría y cinemática de las estructuras norte-sur de la Cuenca de Aínsa. *Rev. Soc. Geol. Espana*, v. 14 (3-4), pp. 199-211.
- Syvitski J. P. M., Morehead M. D., 1999 – Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, Northern California. *Marine Geology*, v. 154, pp. 13-28.
- Teixell A., 1996 – The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society, London*, v. 153, pp. 301-310.
- Teixell A., 1998 - Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, v. 17, n. 3, pp. 395-406.
- Teixell A., Muñoz J.A., 2000 – Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo Meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorçana. *Revista de la sociedad geológica de España*, v. 13, n. 2, pp. 251-264.
- Teixell A., Labaume P., Lagabrielle Y., 2016 - The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: inferences from a new kinematic scenario. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 348, pp. 257-267.
- Tinterri R., 2006a – The relationship between flood hydrograph and facies sequences of delta-front sandstone lobes produced by hyperpical flows. *Proceedings Annual Meeting, Italian Sedimentology Group GEOSED, Modena, 25-29 settembre 2006*, 112, Modena.
- Tinterri R., 2006b – proposal for a classification scheme for combined flow sedimentary structures and the meaning of sigmoidal- and hummocky-cross stratification in facies analysis. *Proceedings Annual Meeting, Italian Sedimentology Group GEOSED, Modena, 25-29 settembre 2006*, 111, Modena.
- Tinterri R., 2007 - The lower Eocene Roda Sandstones (south-central Pyrenees): an example of a flood-dominated river delta system in a tectonically controlled basin. *Riv. It. Paleo. Strat.*, n° 113, pp. 223-255.
- Tinterri R., 2011 - Combined flow sedimentary structures and the genetic link between sigmoidal- and hummocky-cross stratification. *GeoActa*, v. 10, pp. 1-43, Bologna.
- Tinterri R., Drago M., Consonni A., Davoli G. e Mutti E., 2003 - Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results. In: *Turbidites: Models and Problems* (Eds: Mutti E., Steffens G. S., Pirmez C., Orlando M., Roberts D.), *Mar. Petrol. Geol.*, v. 20, pp. 911-933.
- Tinterri R., Muzzi Magalhaes P., 2011 – Synsedimentary structural control on foredeep turbidites: an example from Miocene Marnoso-arenacea Formation, Northern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, v. 28. Pp. 629-657.
- Tinterri R., Tagliaferri A., 2015 – The syntectonic evolution of foredeep turbidites related to basin segmentation: facies response to the increase in tectonic confinement (Marnoso-arenacea Formation, Miocene, Northern Apennines, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, v. 67, pp. 81-110.

- Tyler N., Finley R. J., 1991 – Architectural controls on the recovery of hydrocarbons from sandstone reservoirs. In: *The Three-dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments, and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery* (Eds: Miall A. D., Tyler N.). SEPM, *Concepts and Models in Sedimentology and Paleontology*, v. 3, pp. 1–5.
- Vail P. R., 1987 – Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: *Atlas of seismic stratigraphy* (Ed.: Bally A. W.). AAPG Studies in Geology, v. 27, pp. 1-10.
- Van Eden J. G., 1970 – A reconnaissance of deltaic environment in the Middle Eocene of the South-Central Pyrenees, Spain. *Geologie en Mijnbouw*, v. 49 (2), pp. 145-157.
- Van Wagoner J.C., Mitchum Jr. R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D., 1990 – Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series*, v. 7, 55 pp.
- Ventra D., Cartigny M. J. B., Bijkerk J. F., Acikalin S., 2015 - Supercritical-flow structures on a Late Carboniferous delta front: Sedimentologic and paleoclimatic significance. *Geology*, doi:10.1130/G36708.1.
- Vergés J., Muñoz J. A., 1990 – Thrust sequences in the Southern Central Pyrenees. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, v. 8, VI(2), pp. 255-264.
- Vergés J., 1993 – Estudi geologic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. Tesi doctoral Universitat de Barcelona, 203 pp.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz J. A., Marzo M., Cirés J., Den Bezemer T., Zoeteneijer R., Cloetingh S., 1995 – Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Mar. Petrol. Geol.*, v. 12, pp. 903–916.
- Vergés J., Burbank D. W., 1996 – Eocene–Oligocene Thrusting and Basin Configuration in the Eastern and Central Pyrenees (Spain). In *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (eds.: Friend P. F., Dabrio C. J.). Cambridge University Press. *World and Regional Geology*, pp. 120-133.
- Vergés J., García-Senz J., 2001 – Mesozoic evolution and Cenozoic inversion of the Pyrenean rift. *Mém. Mus. Natl. Hist. Nat.*, v, 186, pp. 187–212.
- Vergés J., Fernández M., Martínez A., 2002 – The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Rosenbaum G., Lister G. S. *Reconstruction of the evolution of the Alpine–Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer*, v. 8, pp. 55-74.
- Vissers R. L. M., 1992 – Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, v. 11(6), pp. 1369–1384.
- Vissers R. L. M., Meijer P. T., 2012 – Iberian plate kinematics and alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews*, v. 114, pp. 61-83.
- Walker R. G., 1984 – General introduction: facies, facies sequences and facies models. In: *Facies Models*, 2<sup>nd</sup> Edition (Ed. Walker R. G.). Geological Association of Canada, *Geoscience Canada Reprint Series 1*, pp. 1-9.

Walker R. G., 1990 – Perspective—facies modeling and sequence stratigraphy. *J Sediment Petrol*, v. 60, pp. 777–786.

Walther J., 1893-94 (Ed.) - Introduction to geology as a historical science (Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft).

Yangquan J., Jiaxin Y., Sitian L., Ruiqi Y., Fengjiang L., Shengke Y., 2005 - Architectural units and heterogeneity of channel reservoirs in the Karamay Formation, outcrop area of Karamay oil field, Junggar basin, northwest China. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, v. 89, pp. 529–545.

Zachos J. C., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K., 2001 – Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, v. 292, pp. 686-693.

Zachos J. C., Dickens G. R., Zeebe R. E., 2008 – An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, v. 451, pp. 279-283.

# RINGRAZIAMENTI

Il mio ringraziamento più sentito va a Roberto Tinterri, che ha creduto in me spronandomi con assoluta convinzione ad affrontare questo percorso di dottorato. Senza mai mettermi a disagio o sotto pressione, ha avuto fiducia in me e mi ha aiutato a crescere, come persona e come giovane geologo, accompagnandomi passo a passo fino a questa stesura finale, e anche oltre.

Ringrazio la Prof.ssa Maria Sgavetti, che ha accolto con entusiasmo l'idea che uno studente tornasse a togliere la polvere da quelle famose foto aeree, ed ha mostrato continuo interesse nel mio lavoro, non lesinandomi di fruttuosi consigli e piacevoli chiacchierate sui problemi ancora aperti de La Foradada e del Charo.

Ringrazio Maria che, ancora una volta, ha pazientato e mi ha supportato in questa avventura, soprattutto durante le mie trasferte pluri-settimanali ed in quest'ultimo lungo periodo di stesura della tesi, in cui la mia mente era del tutto presa da pensieri scientifici.

Allo stesso modo ringrazio la mia famiglia, la quale ancora una volta mi ha supportato e spronato ad andare avanti sempre, aiutandomi a non fermarmi davanti alle difficoltà e consigliandomi sempre nella maniera giusta.

Luca, che durante la tesi magistrale aveva imparato cosa fosse un typical fan-delta del Molare e ora, suo malgrado, conosce anche l'importanza degli eventi catastrofici nella costruzione delle successioni sedimentarie.

Il gruppo de "I Torbidi" (Alessio, Alberto, Michele, Vincenzo ed io stesso) (al secolo anche: "I Jacobini" o "Tinto Boys") è stato convivio di innumerevoli costruttive discussioni, outdoor ed indoor, più o meno scientifiche.

Quelli de il "Gruppo del Rancio", una schiera di amici-collegi senza eguali, che consiglieri a tutti, e di cui vado orgoglioso.

Fabrizio, grazie per quest'anno in cui ci hai omaggiato della tua simpatia e della tua grande professionalità.

Para el Siglo XX, para todos los espaguetis y macarrones, me encontré con una familia en Tremp.

Ringrazio i Prof. Amorosi A., Bertini A., Fontana D., Raffi I. e Turco E. per la lettura critica ed i commenti costruttivi a questa tesi.



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

DIPARTIMENTO DI FISICA E SCIENZE DELLA TERRA “M. MELLONI”

*DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA, XXIX CICLO*

*Tesi:*

*Stratigrafia fisica ed analisi di facies dei depositi fluviali  
dell'Allogruppo di Castissent  
(Eocene, Pirenei centro-meridionali, Spagna)*

*Coordinatore: Chiar.mo Prof. Fulvio Celico*

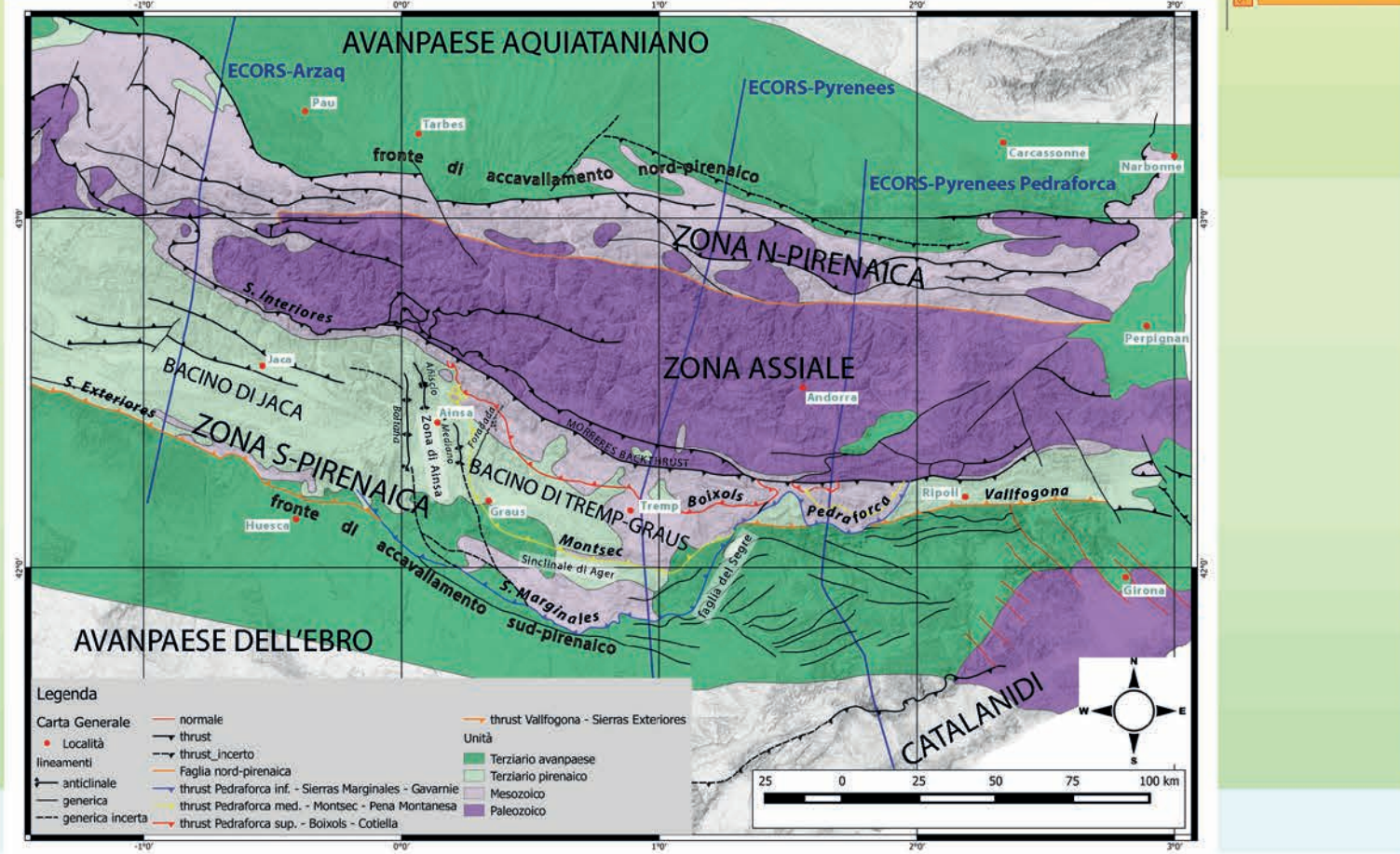
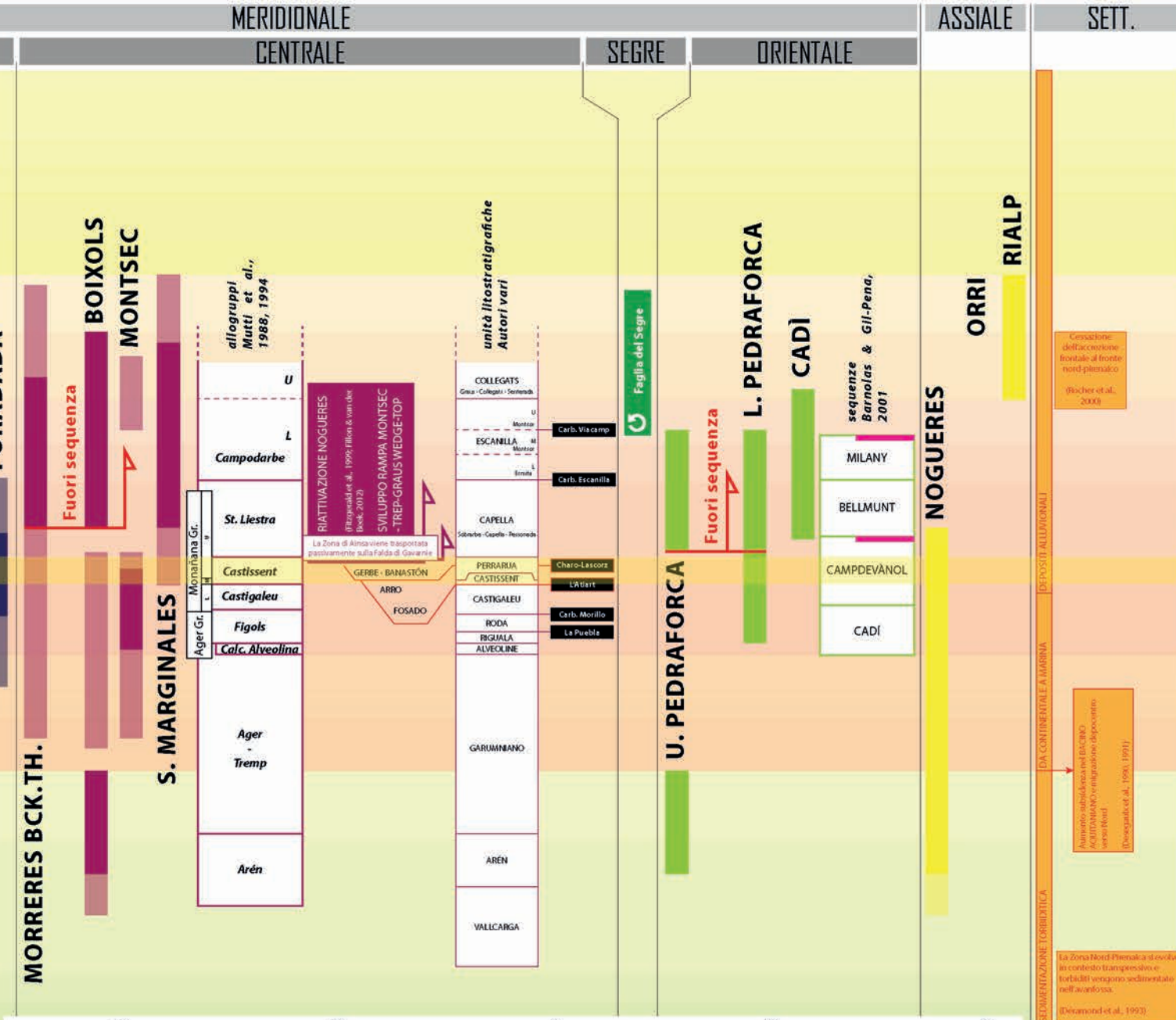
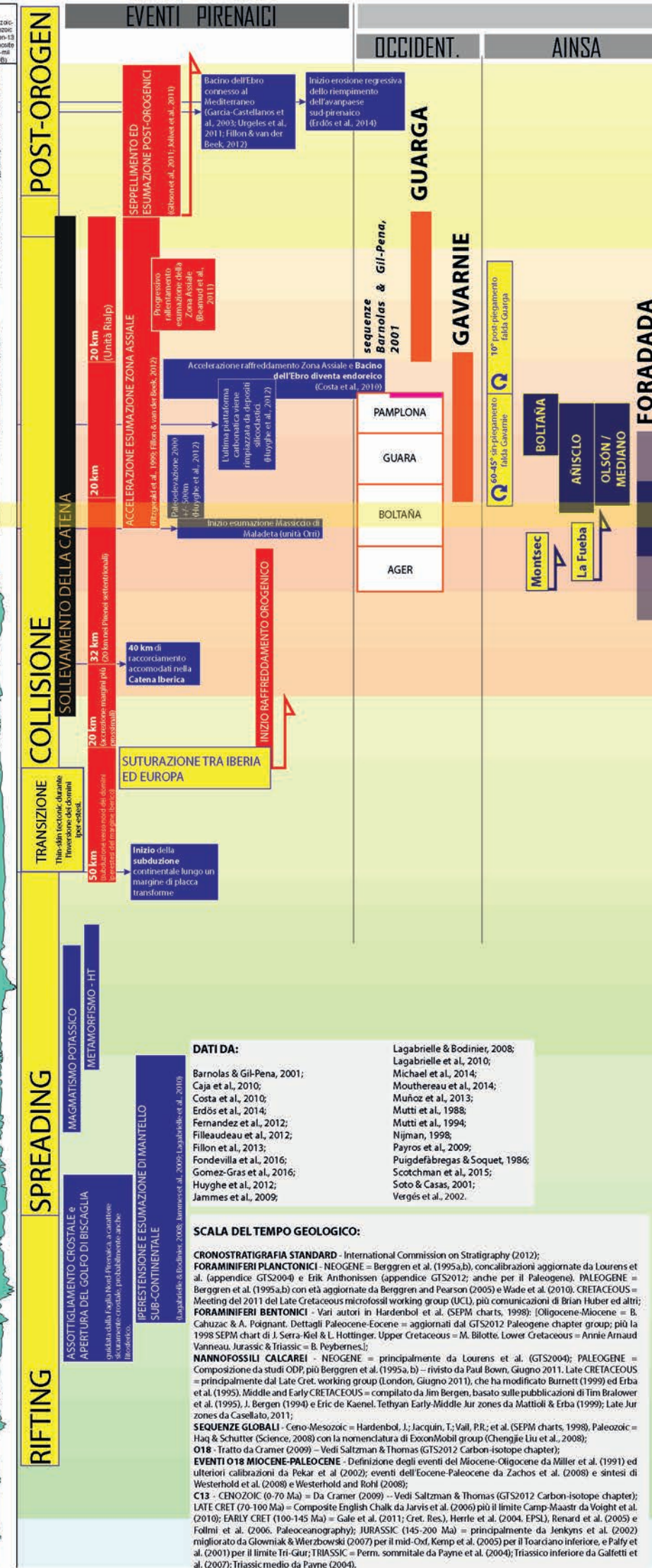
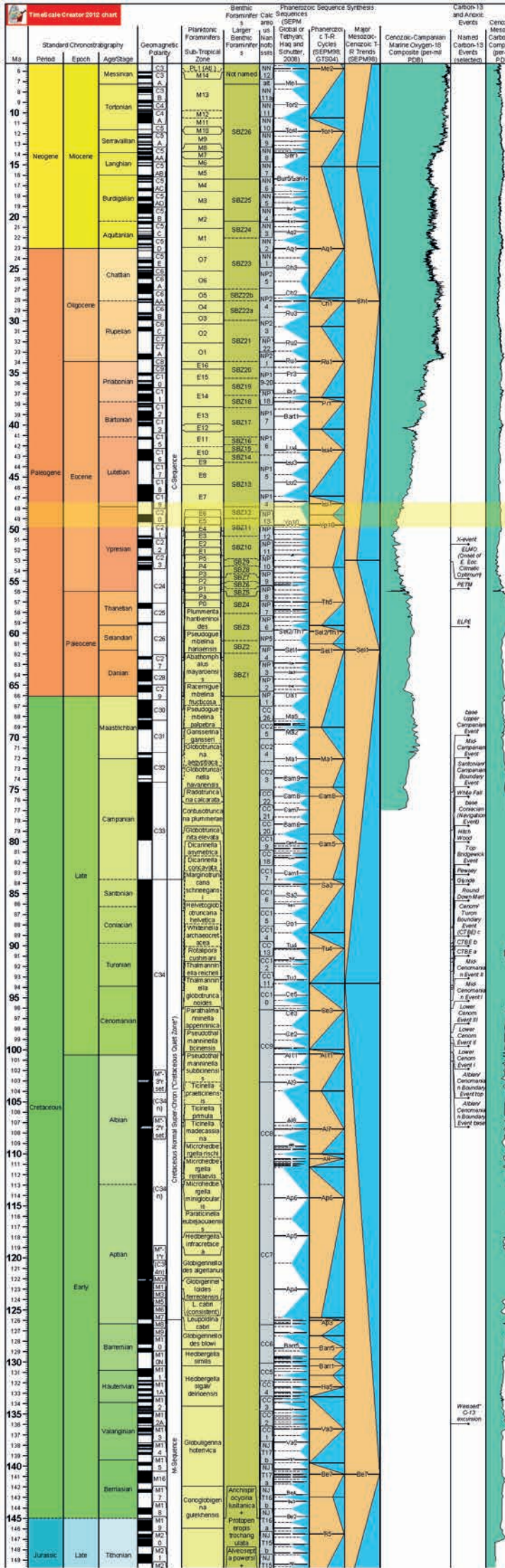
*Tutor: Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri*

*Dottorando: Andrea Civa*

2016

*Allegato 1*

**SCHEMA CRONOLOGICO  
DELL'EVOLUZIONE DELLA CATENA  
SUD-PIRENAICA  
DAL CRETACICO AL MIOCENE  
(con particolare riferimento al Paleogene)**





UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

DIPARTIMENTO DI FISICA E SCIENZE DELLA TERRA “M. MELLONI”

*DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA, XXIX CICLO*

*Tesi:*

*Stratigrafia fisica ed analisi di facies dei depositi fluviali  
dell'Allogruppo di Castissent  
(Eocene, Pirenei centro-meridionali, Spagna)*

*Coordinatore: Chiar.mo Prof. Fulvio Celico*

*Tutor: Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri*

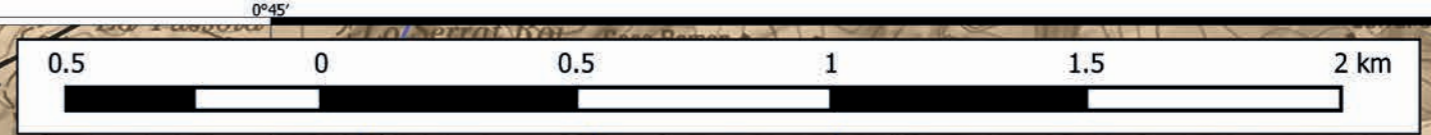
*Dottorando: Andrea Civa*

2016

*Allegato 2*

**CARTA FOTOGEOLOGICA  
DELL'ALLOGRUPPO DI CASTISSENT  
LUNGO LA VAL  
NOGUERA RIBAGORÇANA**

# CARTA FOTOGEOLOGICA DELL'ALLOGRUPPO DI CASTISSENT LUNGO LA VAL NOGUERA RIBAGORÇANA



Allegato 2

1:20.000

**Legenda**  
**CARTA FOTOGEOLOGICA**

**EDS**

- XXV
- XXIV
- XXIII
- XXII
- XXI
- XIX
- XVIII
- XVII
- XIV
- XIII
- XII
- XI
- X

**FORMAZ. CASTISSENT**

- III CORPO
- II MAS DE FARO
- I

— orizzonte indifferenziato

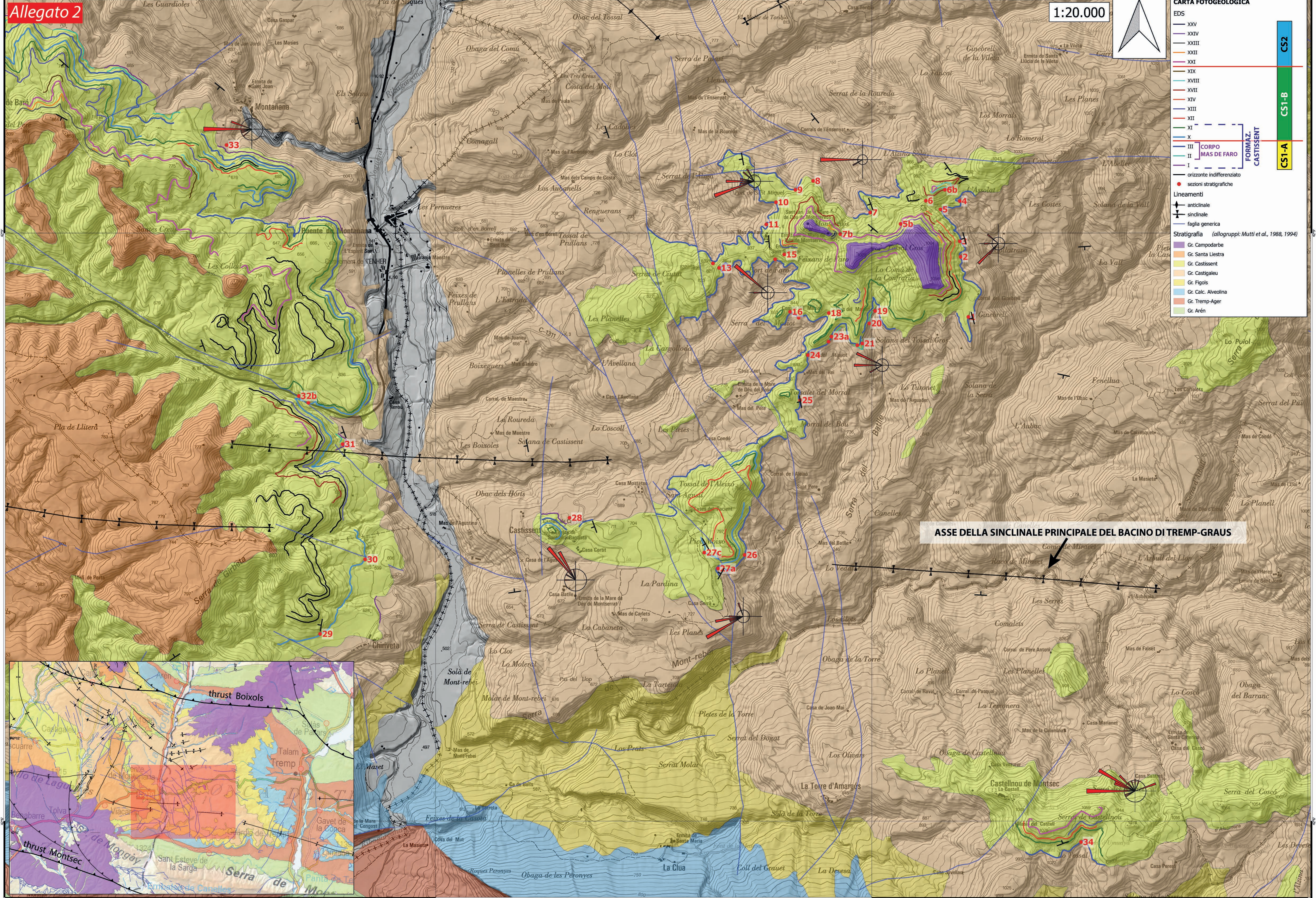
● sezioni stratigrafiche

**Lineamenti**

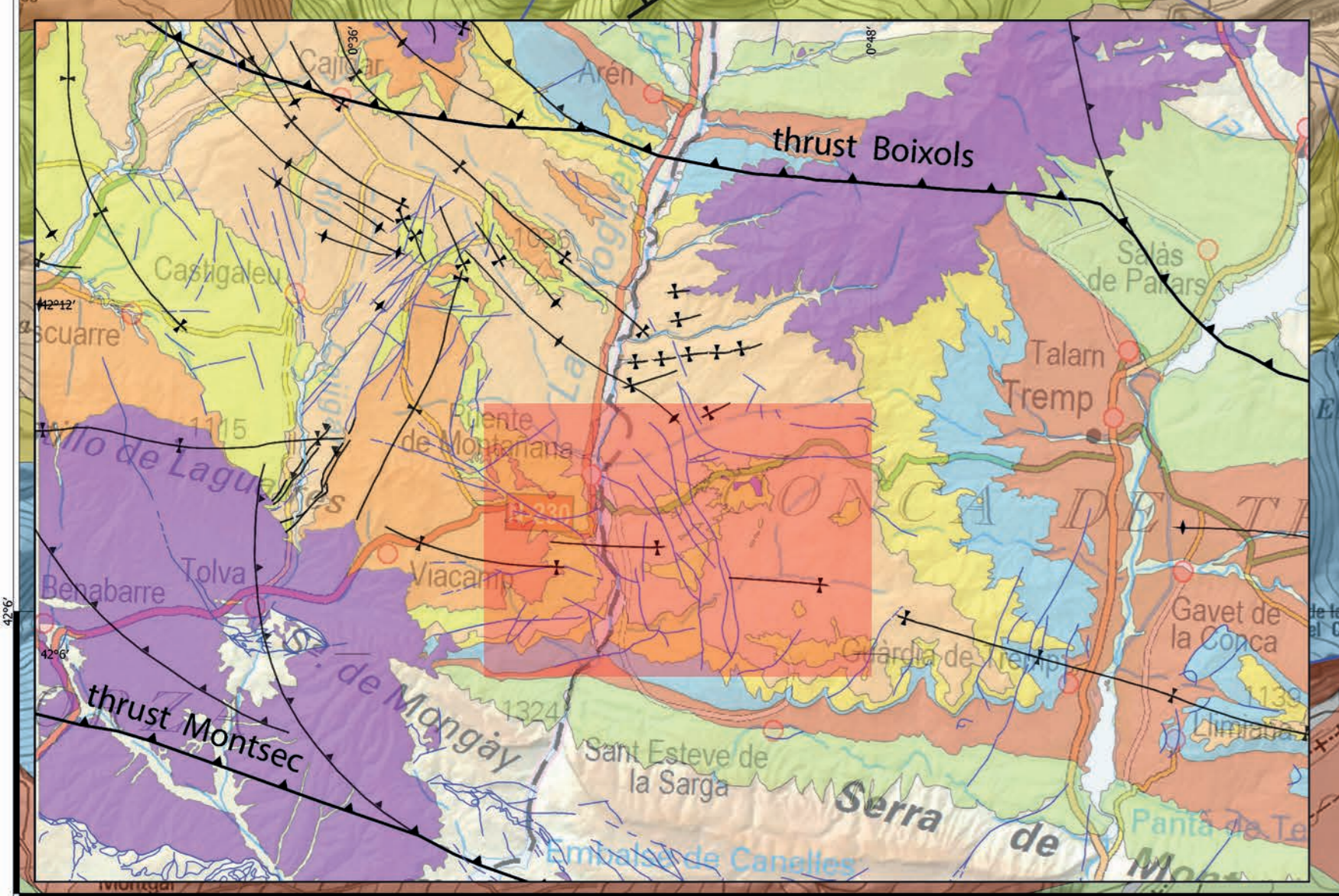
- ▲ anticlinale
- ▼ sinclinale
- faglia generica

**Stratigrafia (allogruppi: Mutti et al., 1988, 1994)**

- Gr. Campodarbe
- Gr. Santa Liestra
- Gr. Castissent
- Gr. Castigaleu
- Gr. Figols
- Gr. Calc. Alveolina
- Gr. Tremp-Ager
- Gr. Arén



ASSE DELLA SINCLINALE PRINCIPALE DEL BACINO DI TREMP-GRAUS





UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

DIPARTIMENTO DI FISICA E SCIENZE DELLA TERRA “M. MELLONI”

*DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA, XXIX CICLO*

*Tesi:*

*Stratigrafia fisica ed analisi di facies dei depositi fluviali  
dell'Allogruppo di Castissent  
(Eocene, Pirenei centro-meridionali, Spagna)*

*Coordinatore: Chiar.mo Prof. Fulvio Celico*

*Tutor: Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri*

*Dottorando: Andrea Civa*

2016

*Allegato 3*

**SPACCATO STRATIGRAFICO GENERALE  
RELATIVO ALL'ALLOGRUPPO DI  
CASTISSENT**





UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

DIPARTIMENTO DI FISICA E SCIENZE DELLA TERRA “M. MELLONI”

*DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA, XXIX CICLO*

*Tesi:*

*Stratigrafia fisica ed analisi di facies dei depositi fluviali  
dell'Allogruppo di Castissent  
(Eocene, Pirenei centro-meridionali, Spagna)*

*Coordinatore: Chiar.mo Prof. Fulvio Celico*

*Tutor: Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri*

*Dottorando: Andrea Civa*

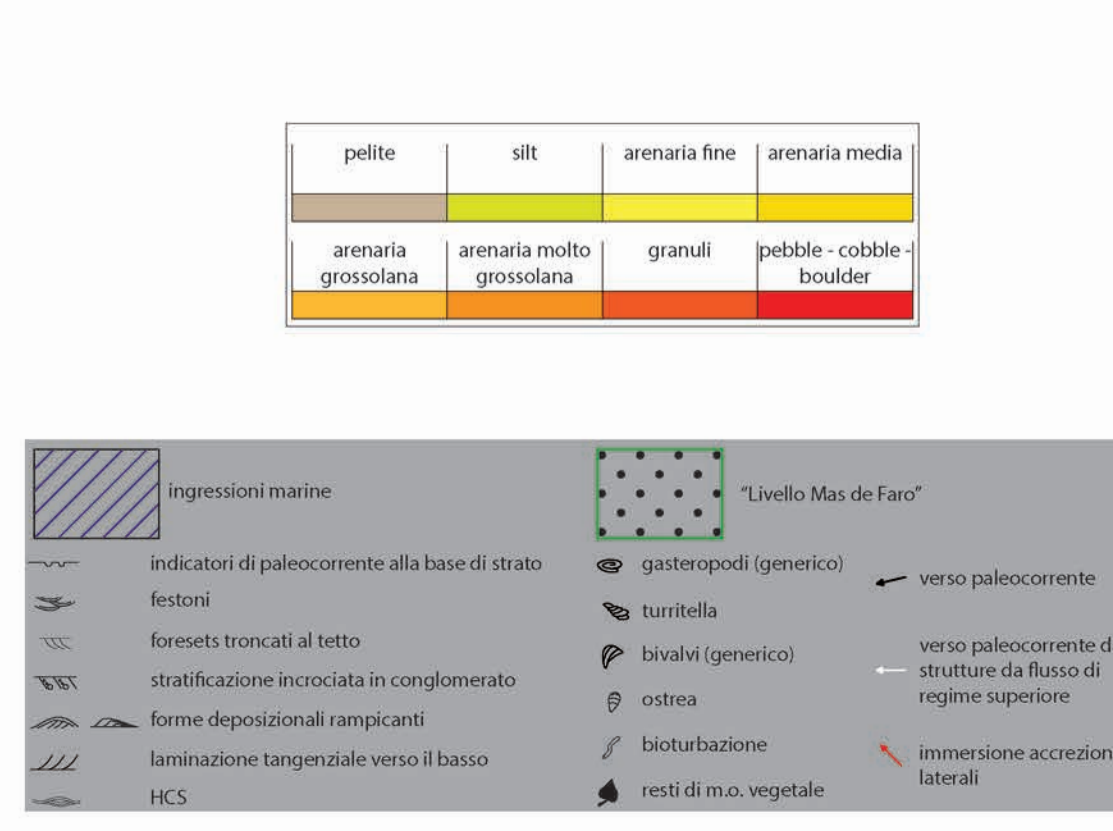
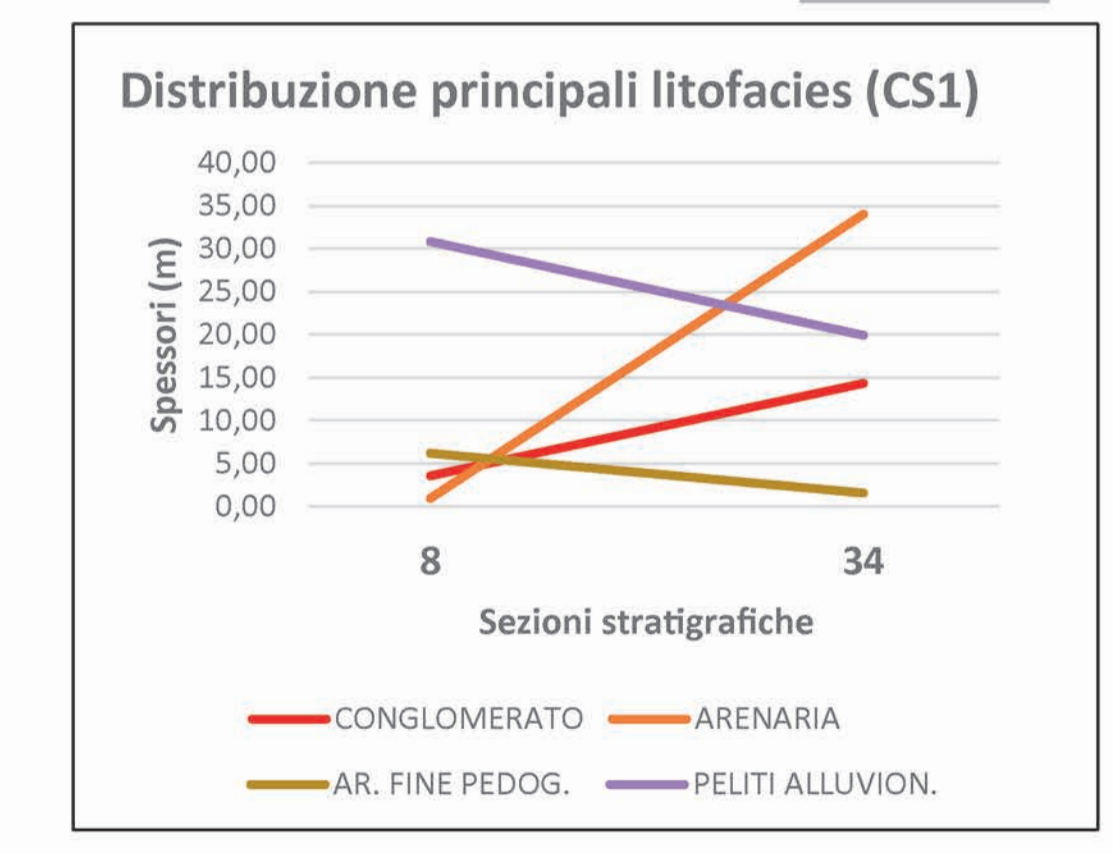
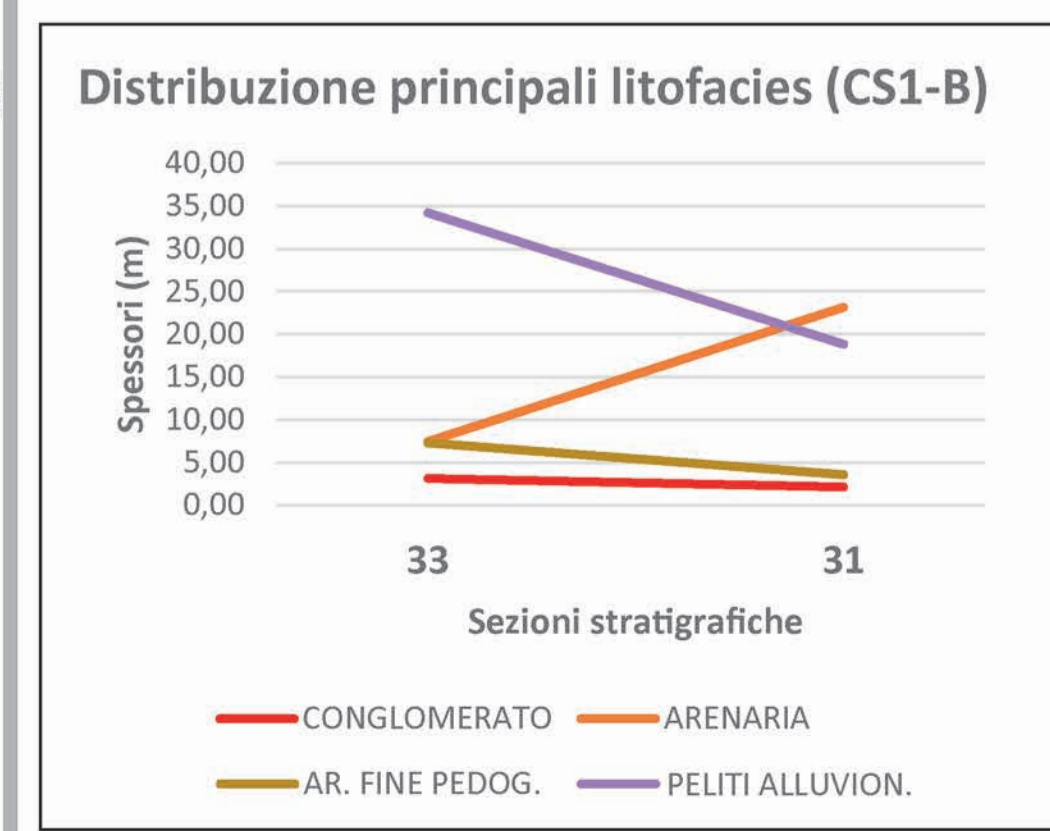
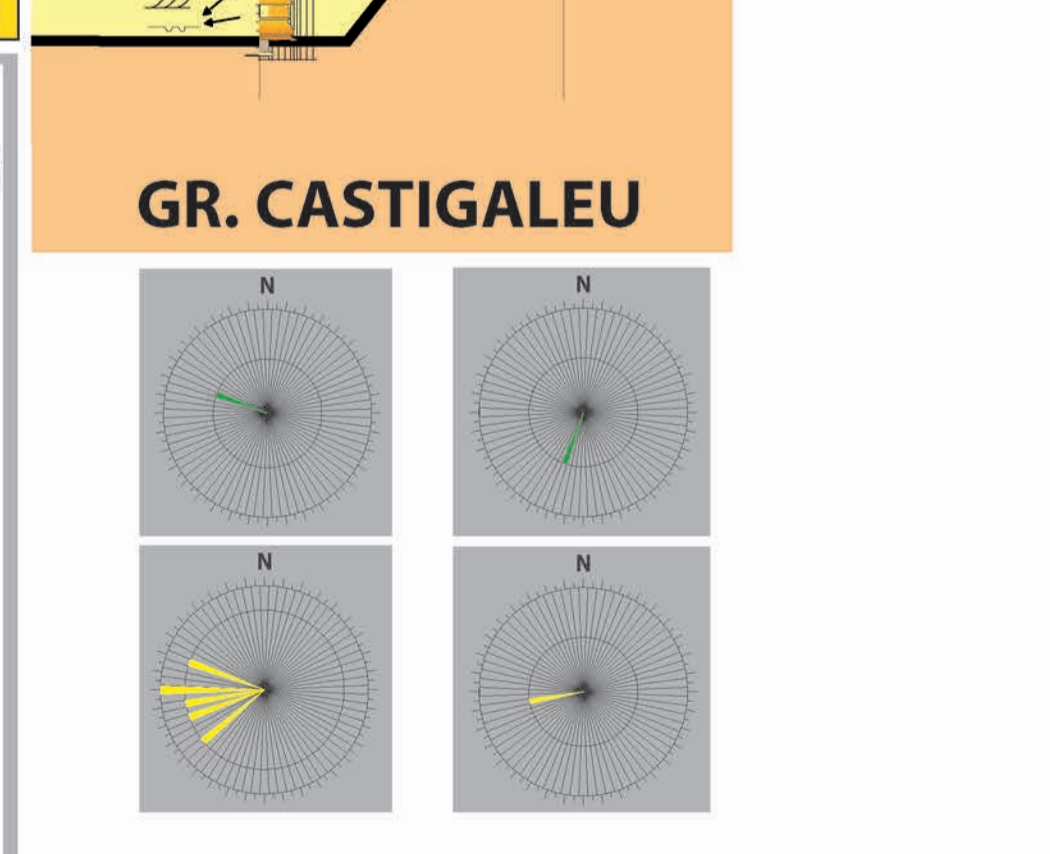
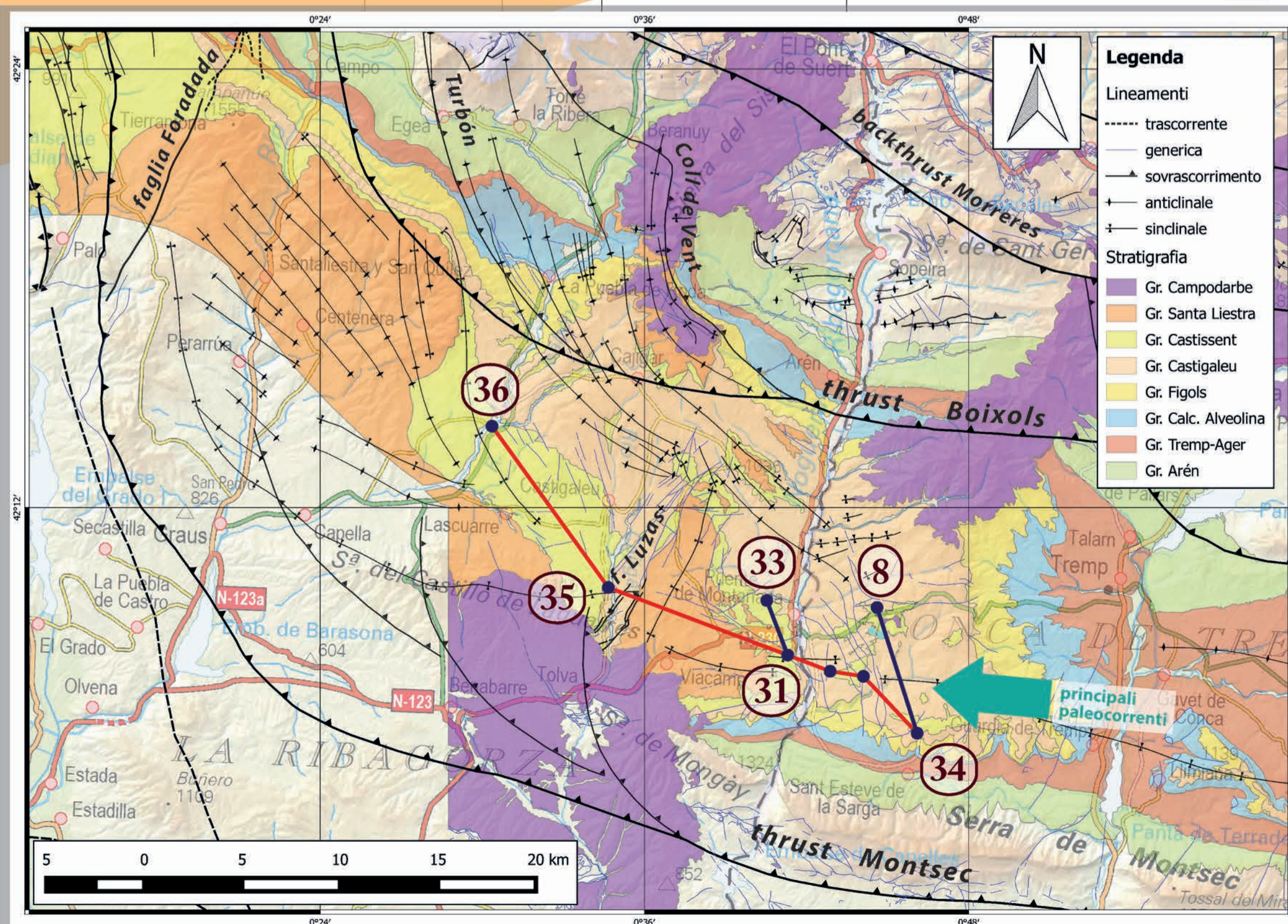
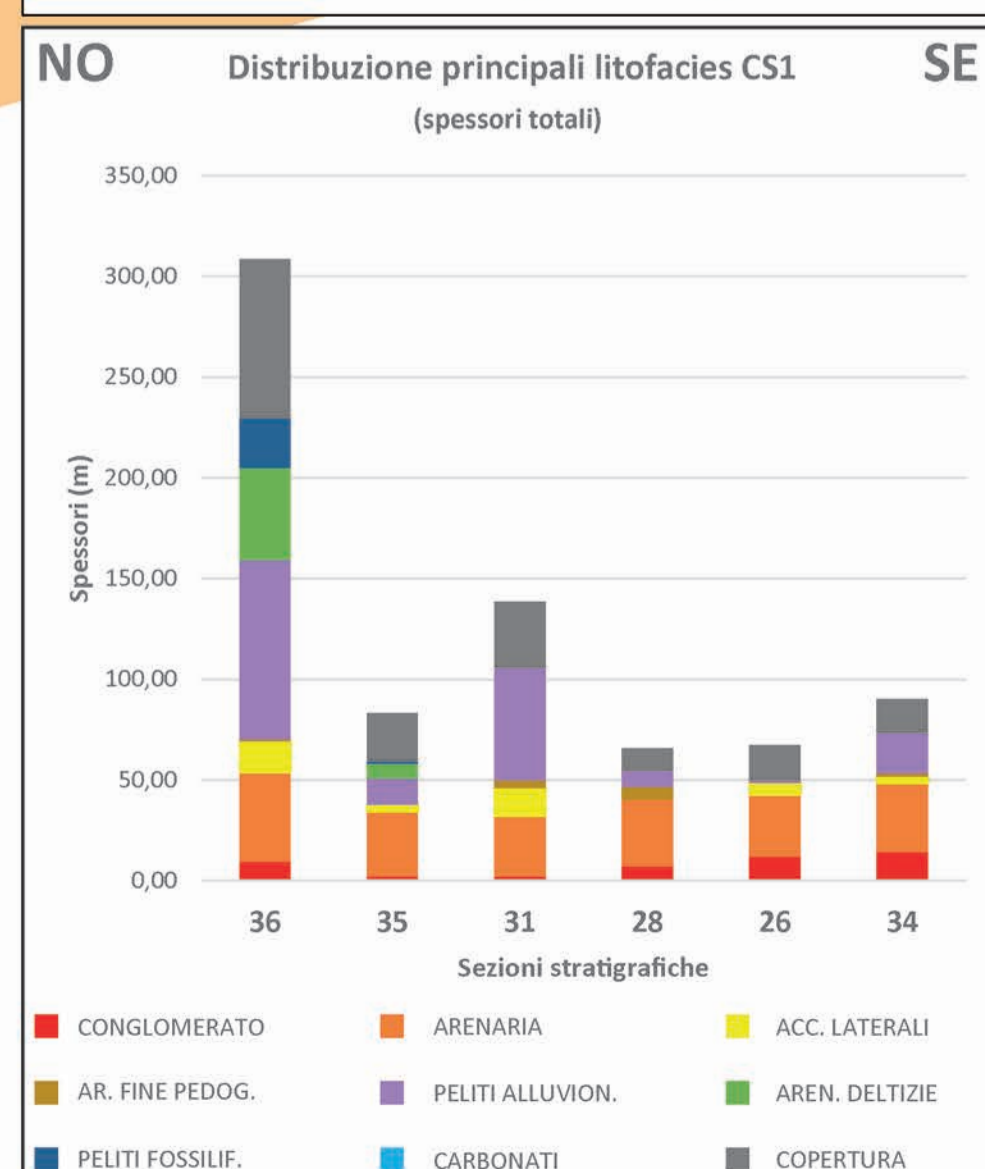
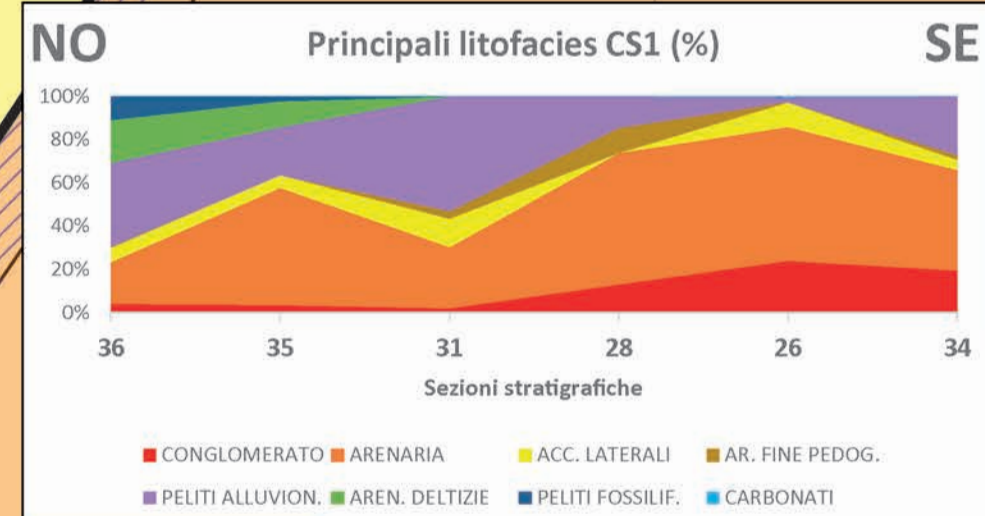
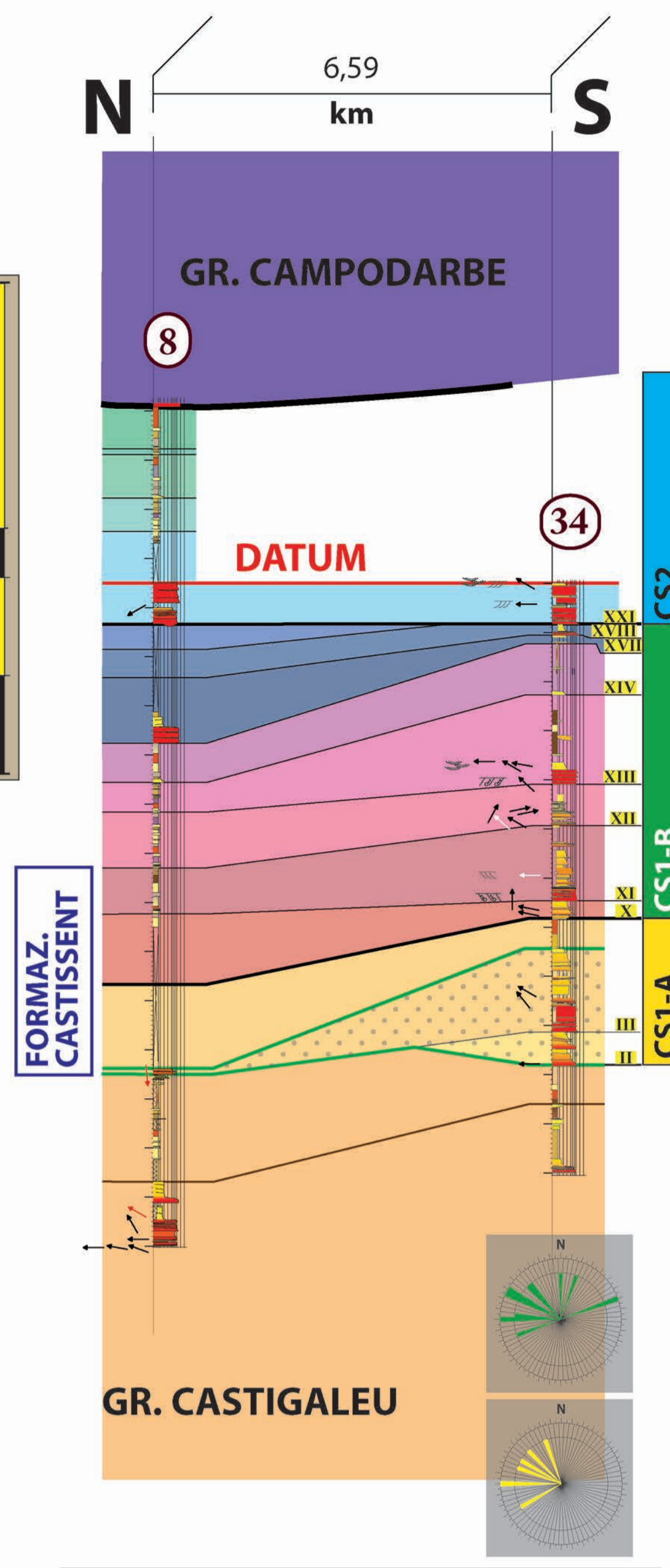
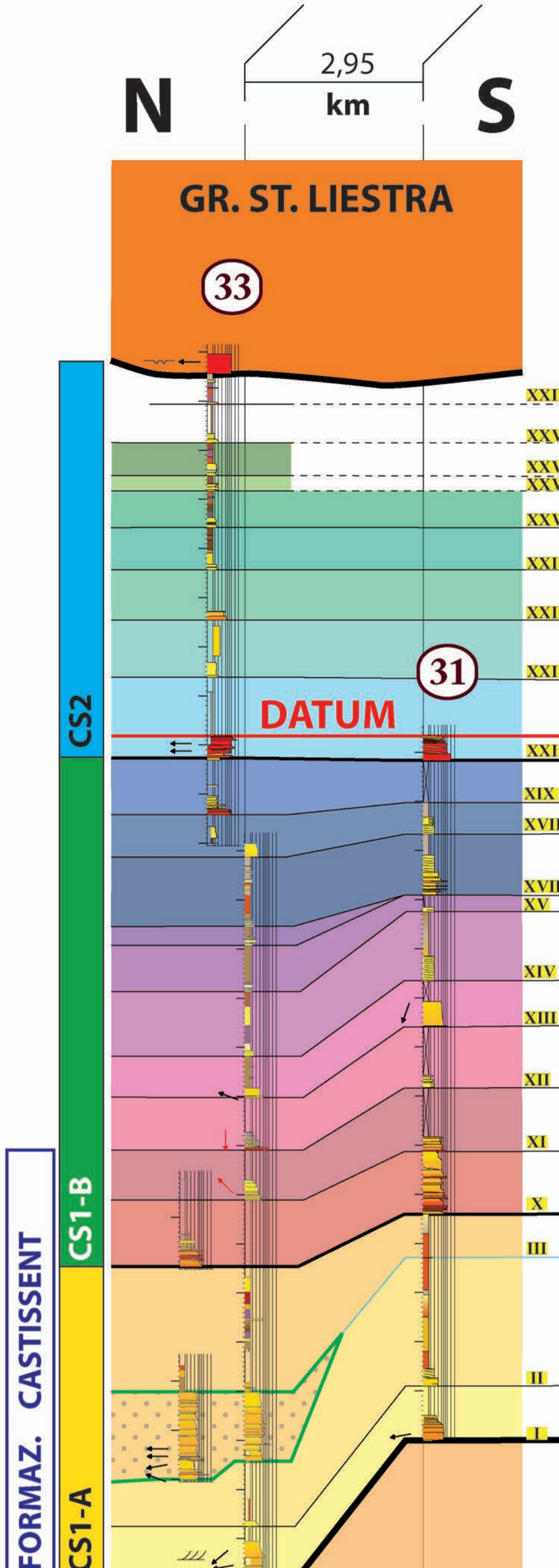
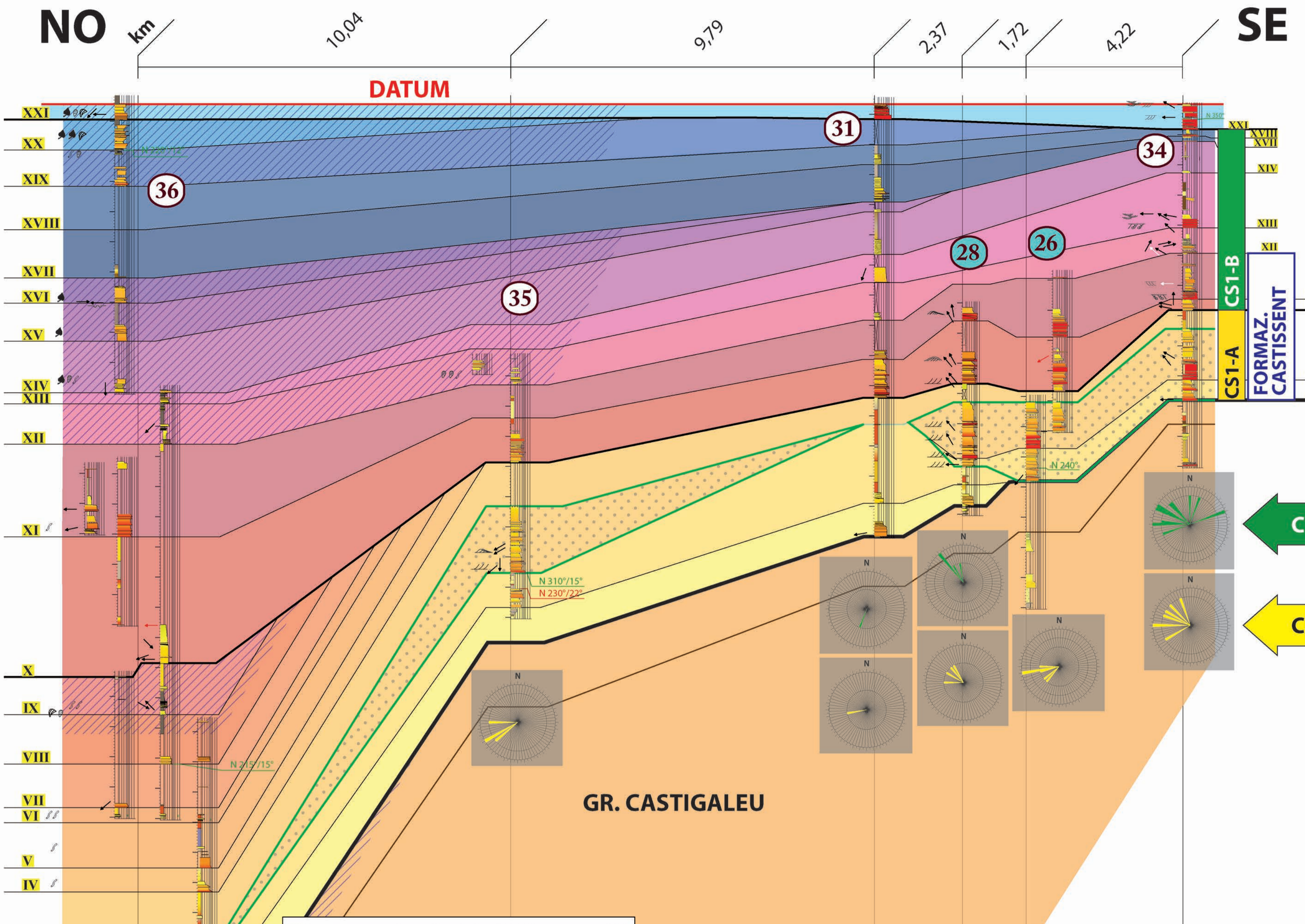
2016

## *Allegato 4*

**SPACCATO STRATIGRAFICO PARALLELO  
ALL'ASSE DEL BACINO RELATIVO ALLE  
SEQUENZE CS1-A E CS1-B**

**&**

**SPACCATI STRATIGRAFICI TRASVERSALI  
ALL'ASSE DEL BACINO**





UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

DIPARTIMENTO DI FISICA E SCIENZE DELLA TERRA “M. MELLONI”

*DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA, XXIX CICLO*

*Tesi:*

*Stratigrafia fisica ed analisi di facies dei depositi fluviali  
dell'Allogruppo di Castissent  
(Eocene, Pirenei centro-meridionali, Spagna)*

*Coordinatore: Chiar.mo Prof. Fulvio Celico*

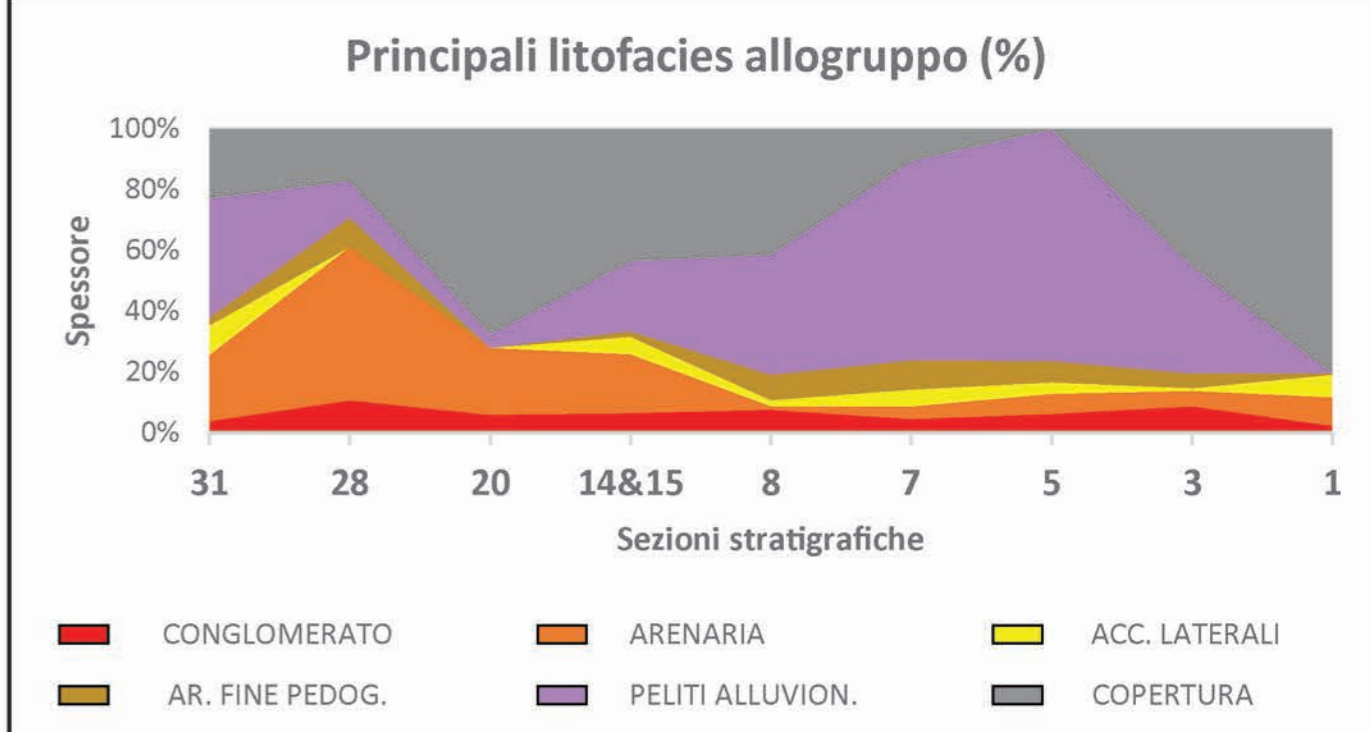
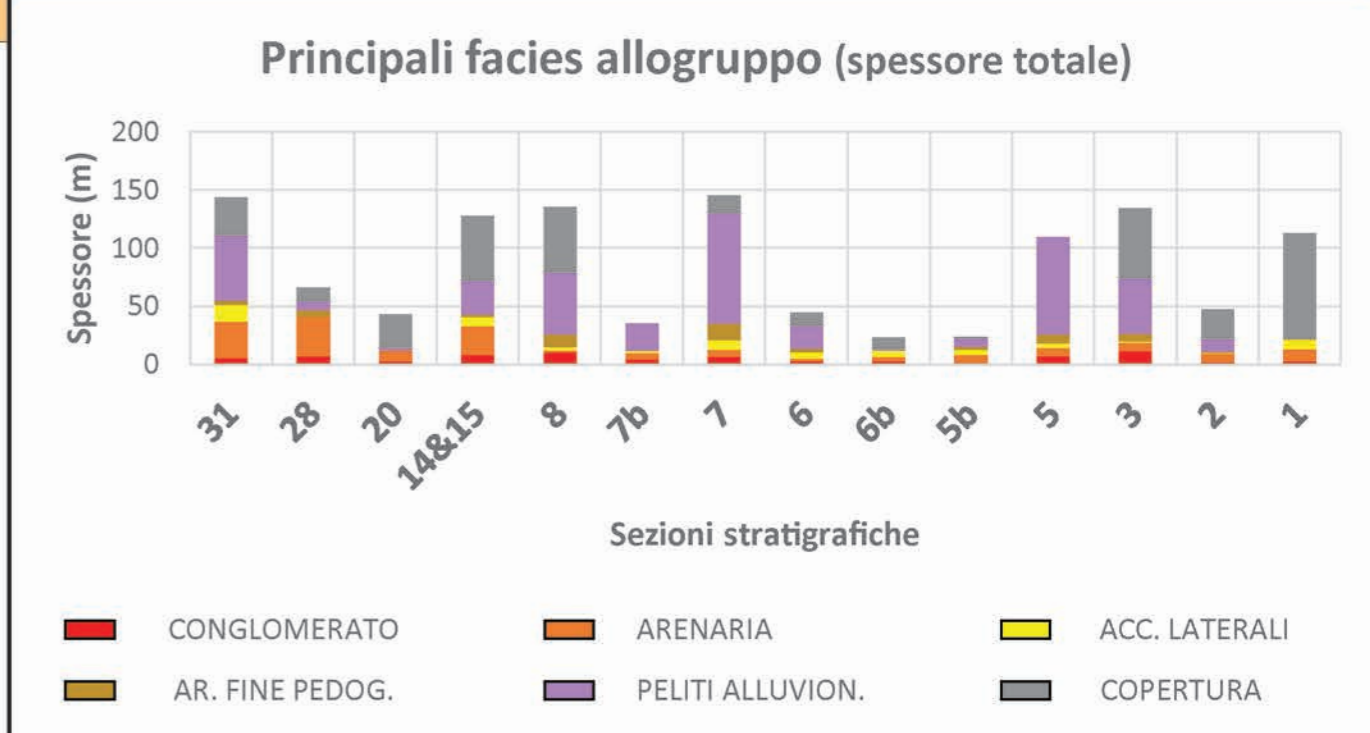
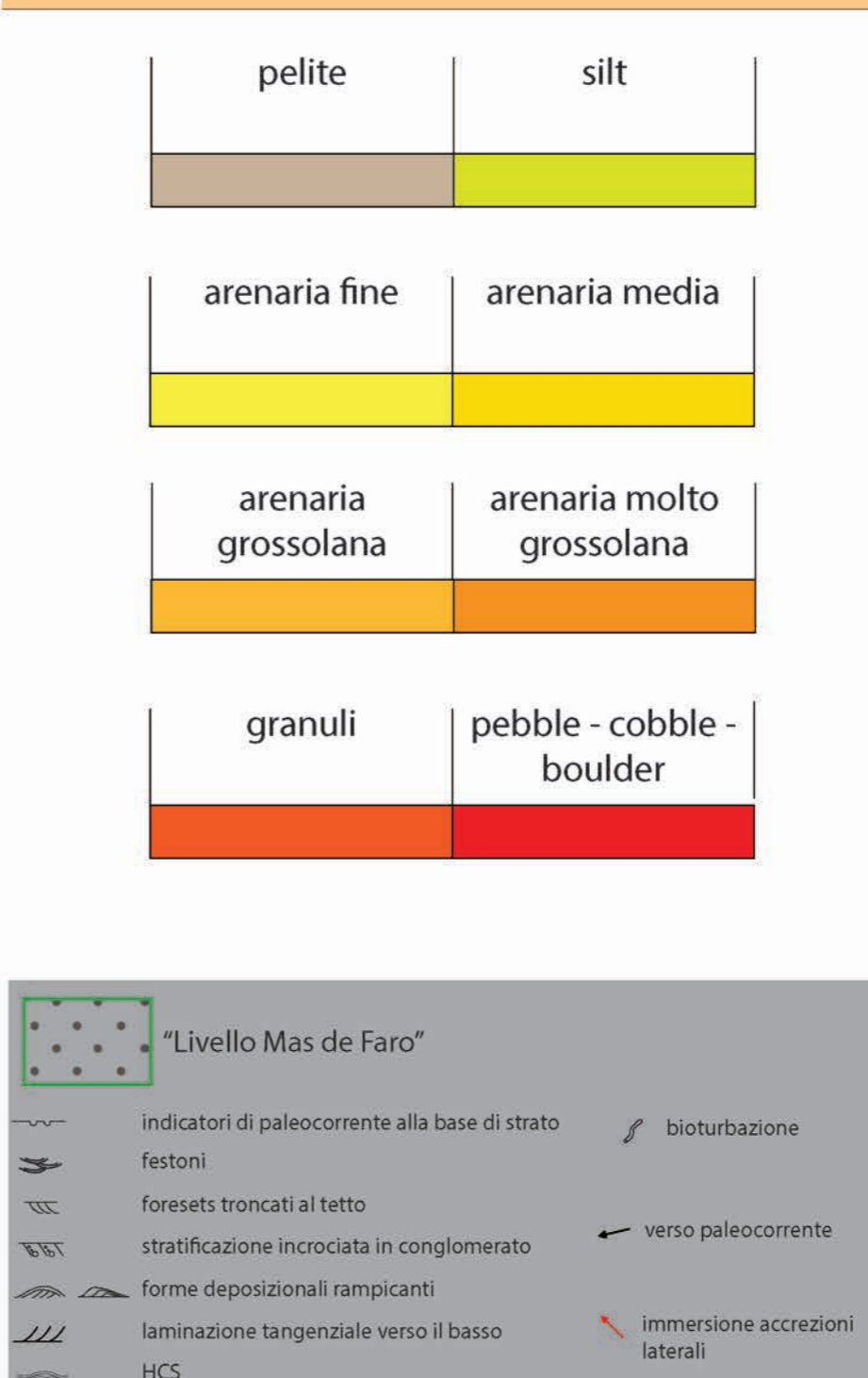
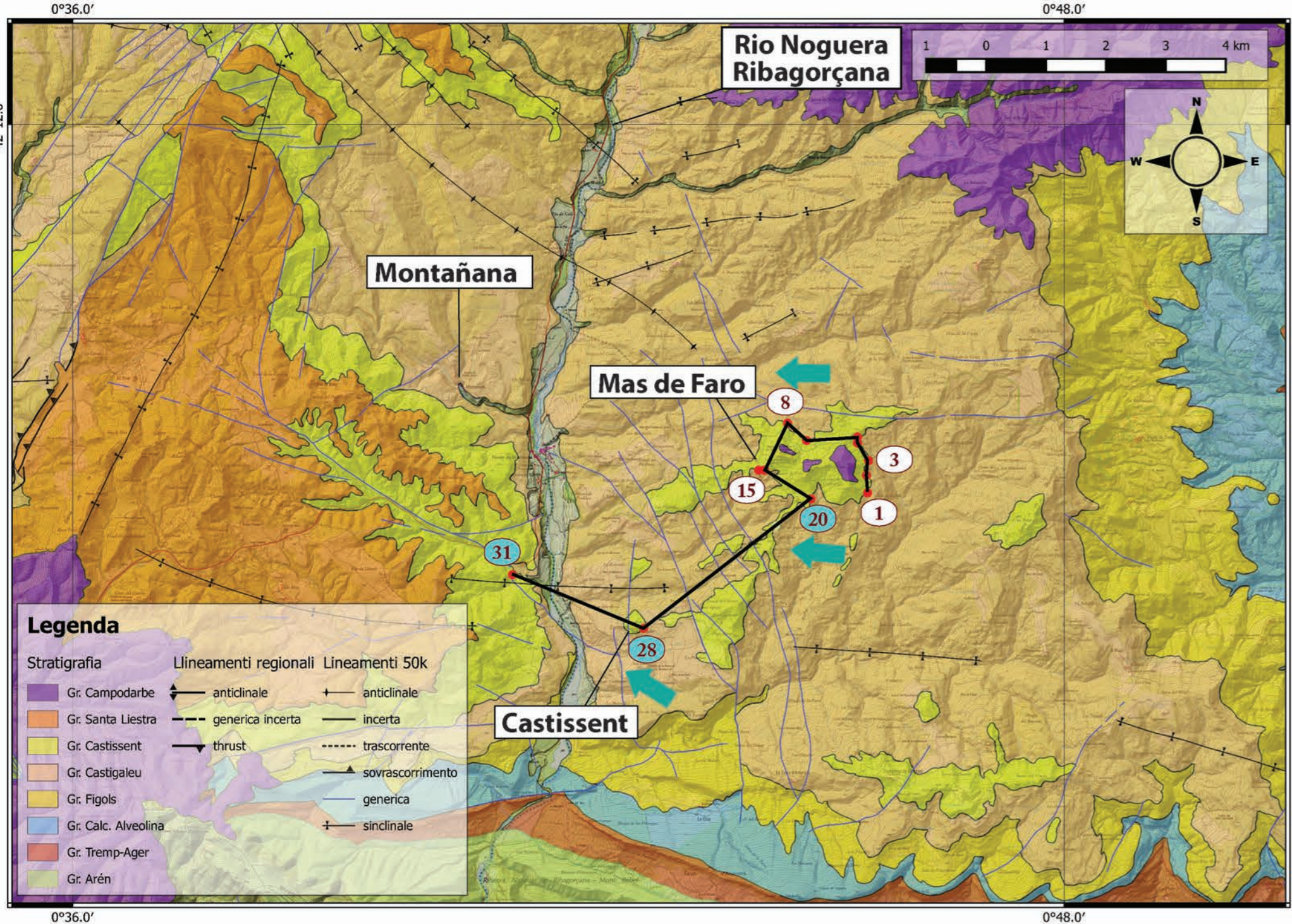
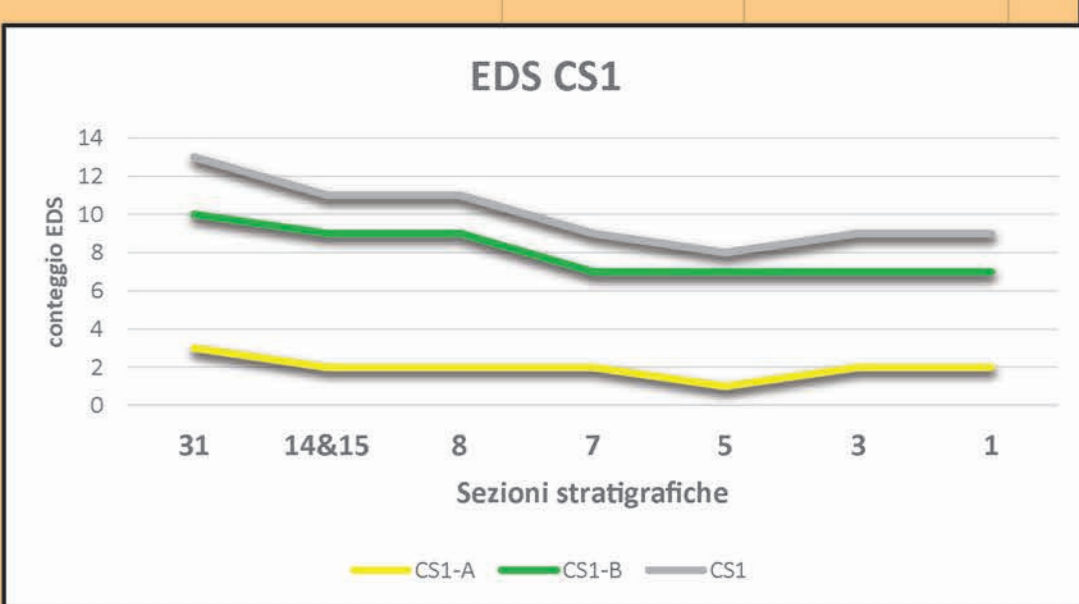
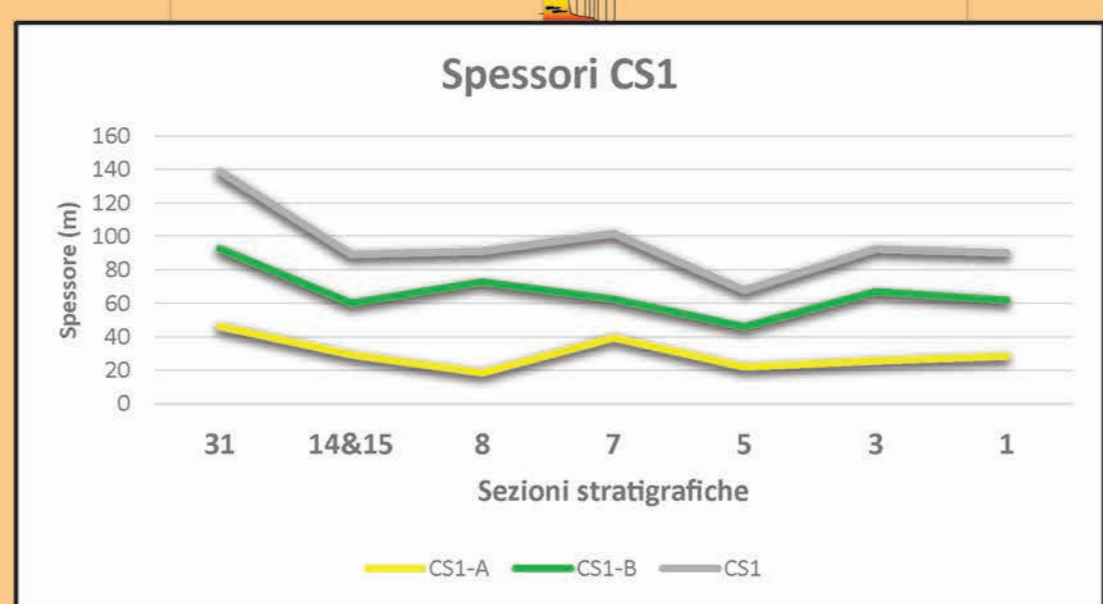
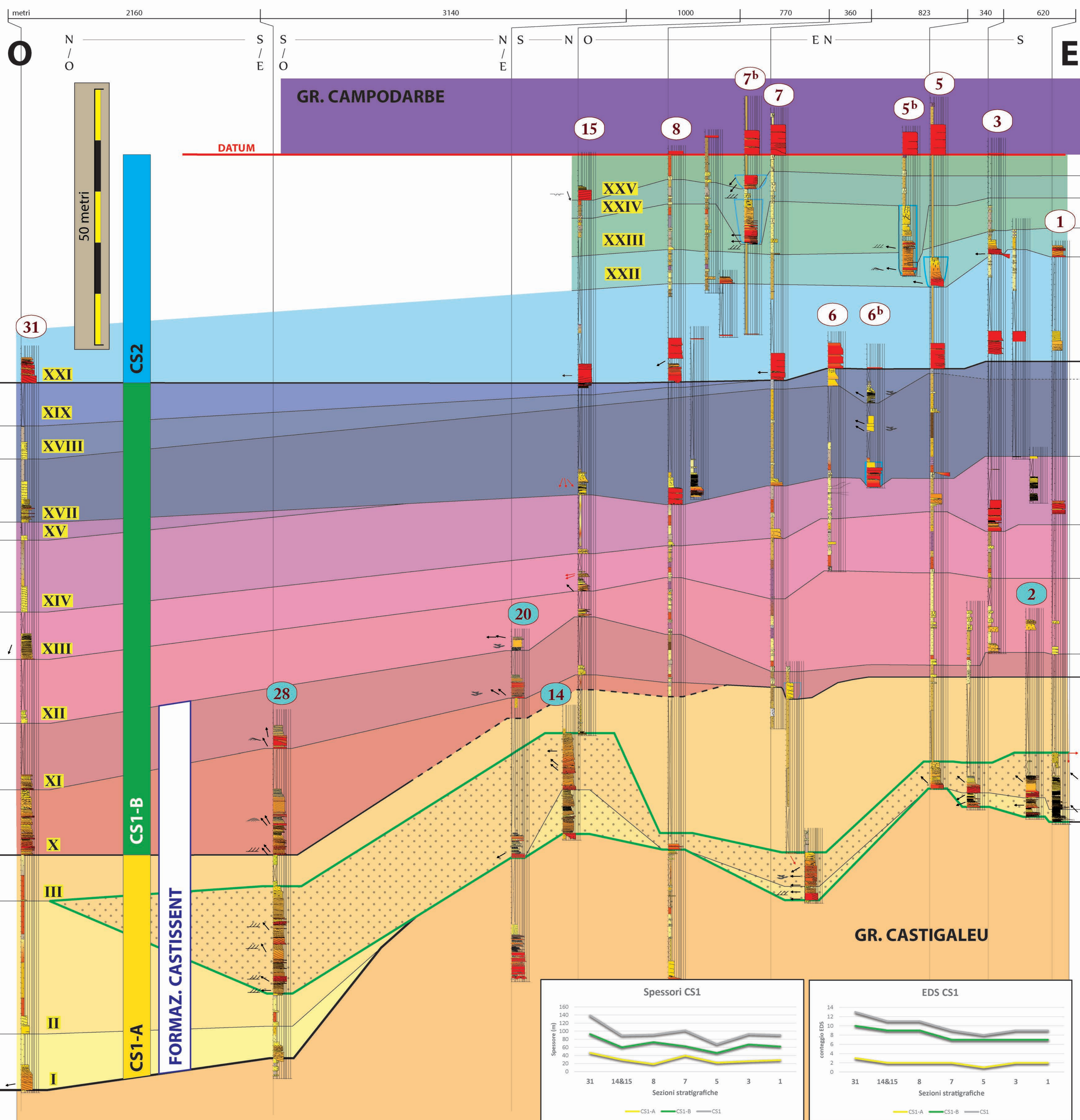
*Tutor: Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri*

*Dottorando: Andrea Civa*

2016

*Allegato 5*

**SPACCATO STRATIGRAFICO  
DELL'ALLOGRUPPO DI CASTISSENT NEI  
DINTORNI DI MAS DE FARO**





UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

DIPARTIMENTO DI FISICA E SCIENZE DELLA TERRA “M. MELLONI”

*DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA, XXIX CICLO*

*Tesi:*

*Stratigrafia fisica ed analisi di facies dei depositi fluviali  
dell'Allogruppo di Castissent  
(Eocene, Pirenei centro-meridionali, Spagna)*

*Coordinatore: Chiar.mo Prof. Fulvio Celico*

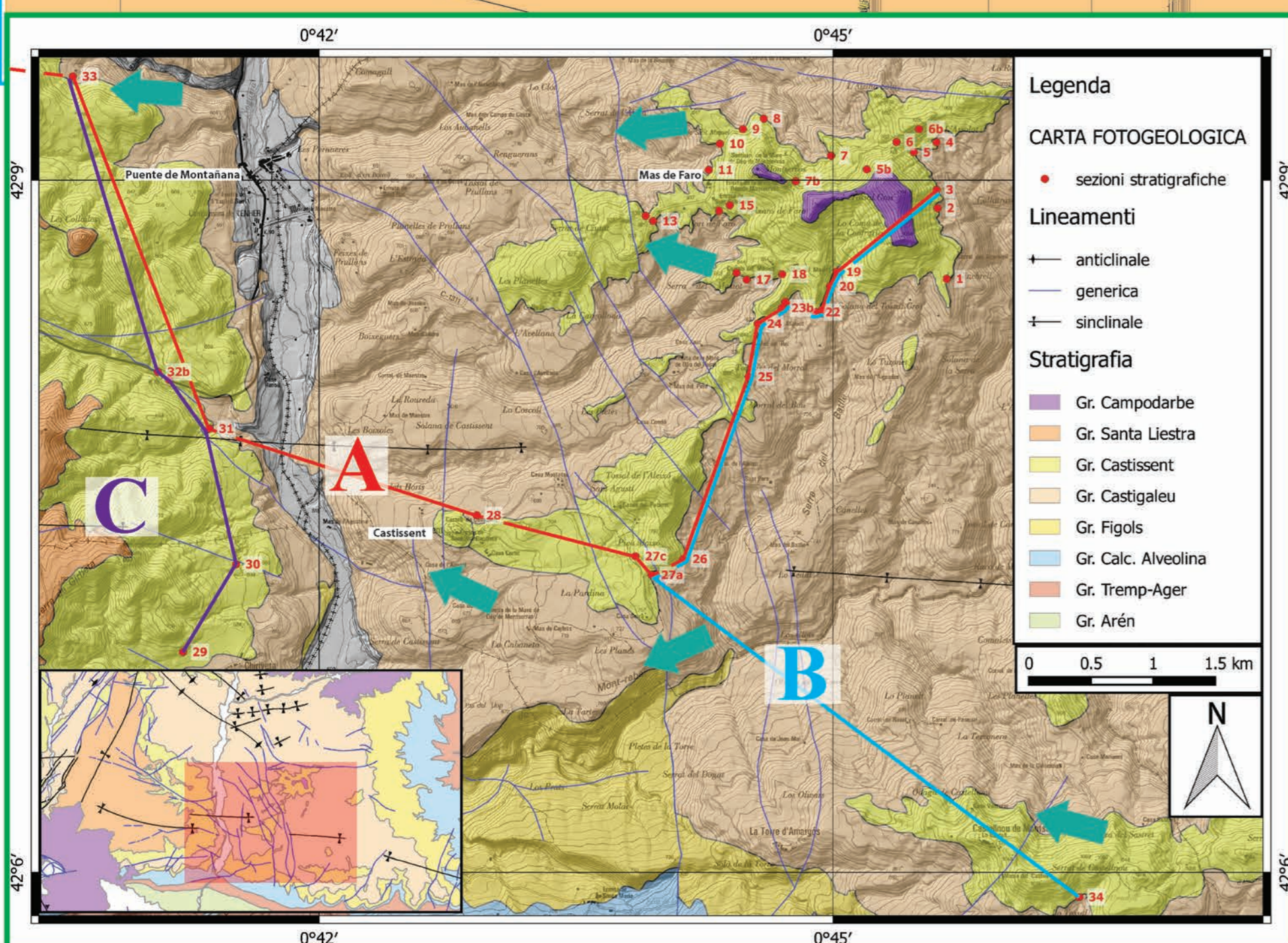
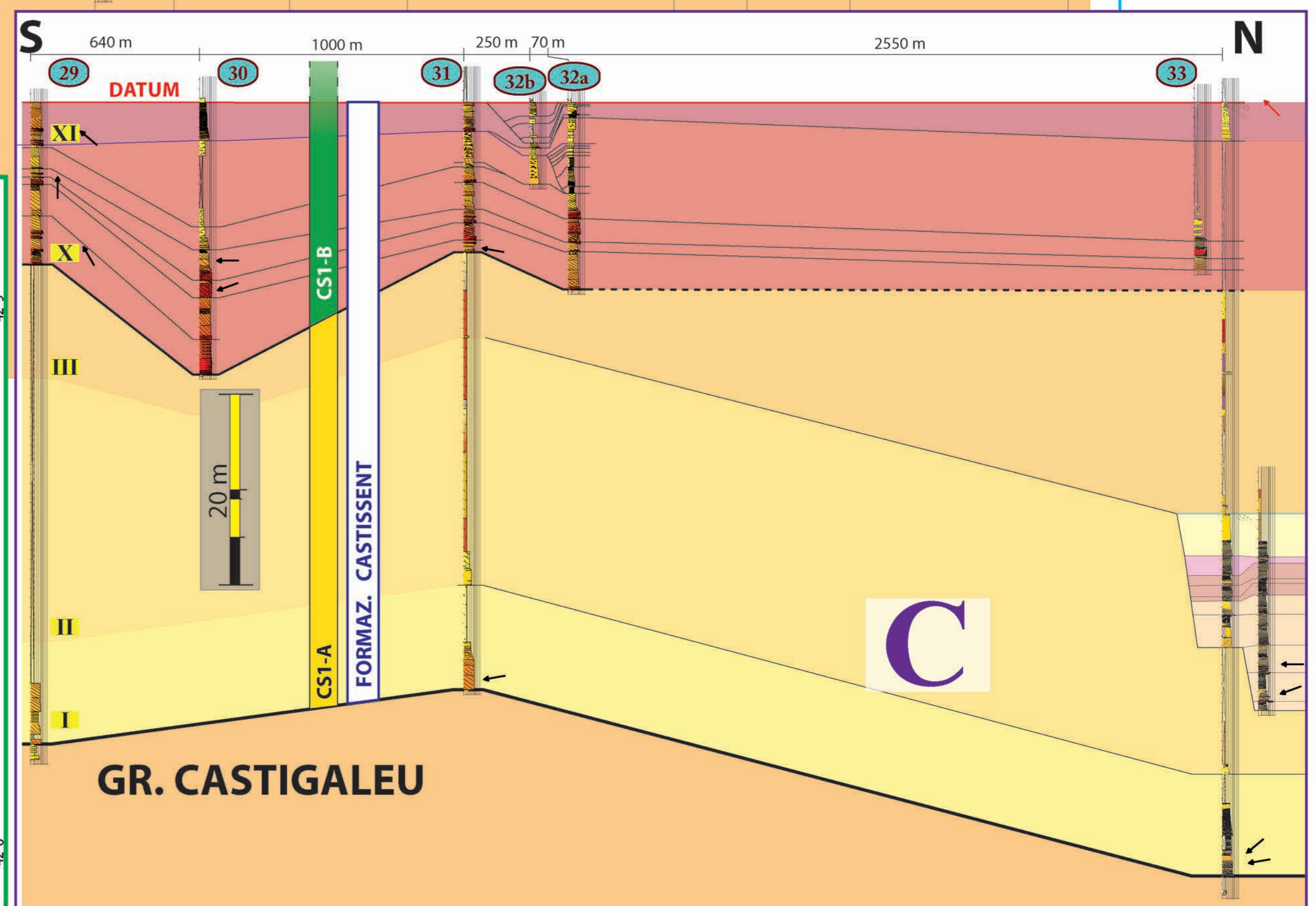
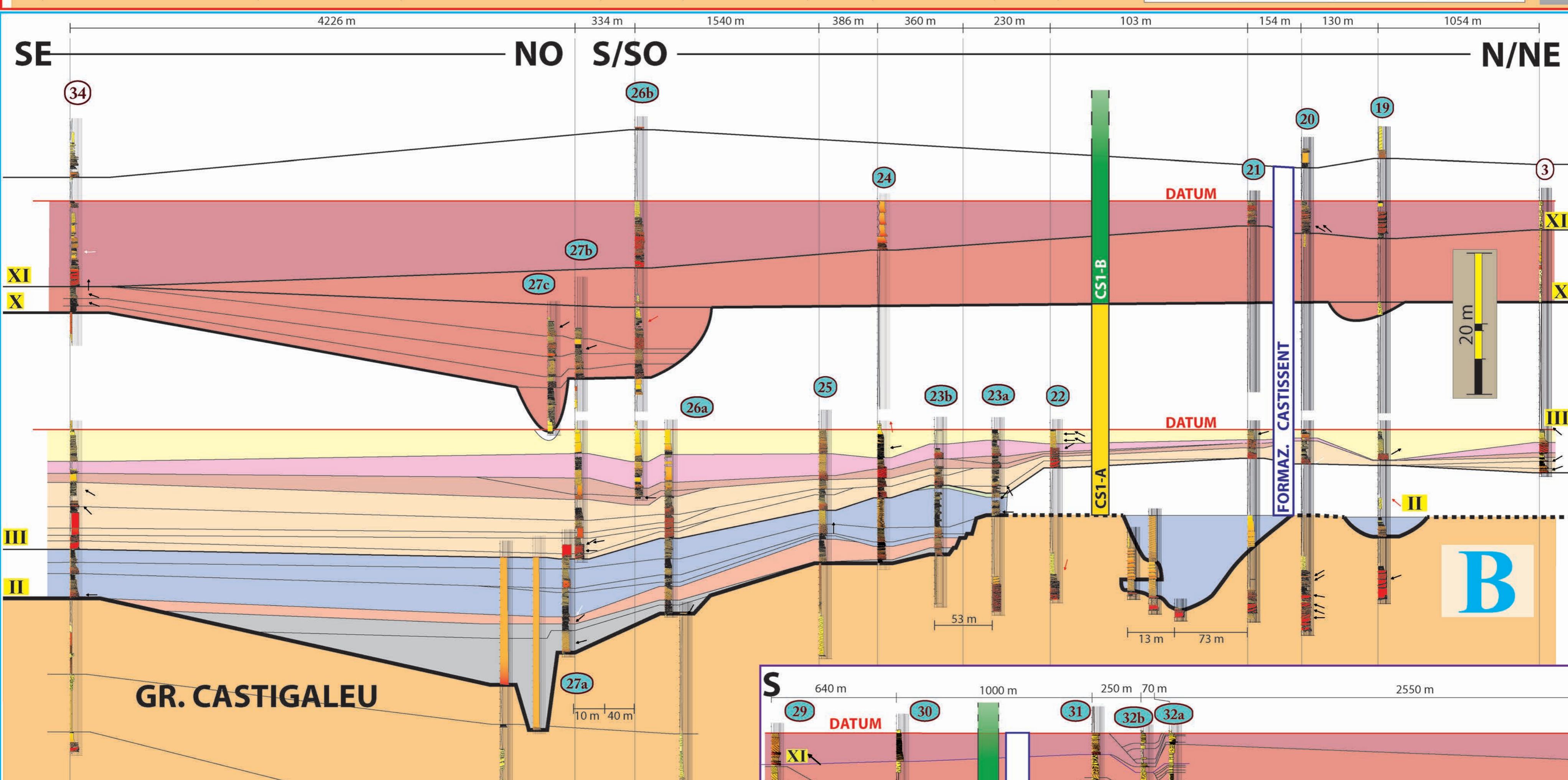
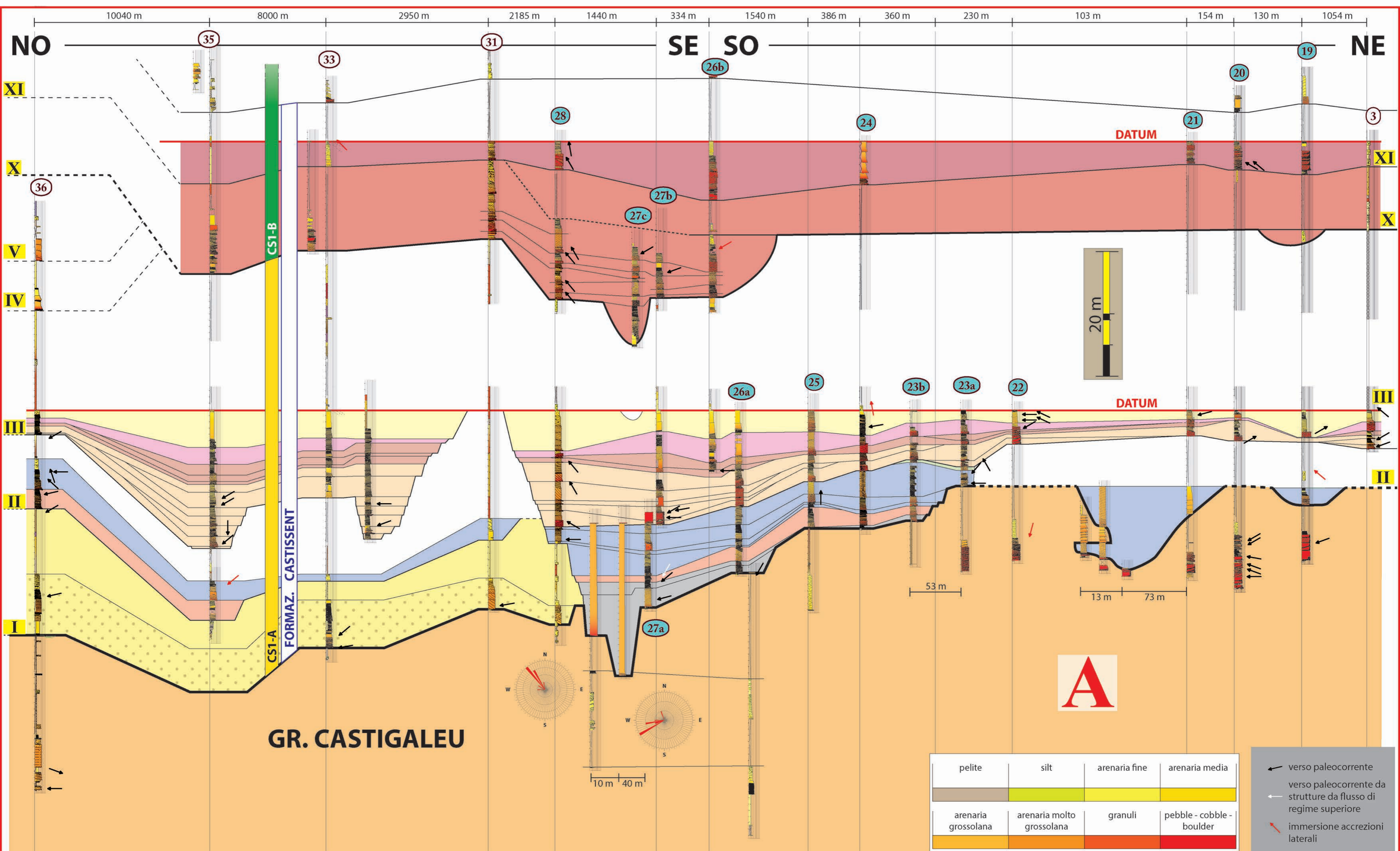
*Tutor: Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri*

*Dottorando: Andrea Civa*

2016

*Allegato 6*

**SPACCATI STRATIGRAFICI RELATIVI  
ALLA FORMAZIONE DI CASTISSENT**





UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

DIPARTIMENTO DI FISICA E SCIENZE DELLA TERRA “M. MELLONI”

*DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA, XXIX CICLO*

*Tesi:*

*Stratigrafia fisica ed analisi di facies dei depositi fluviali  
dell'Allogruppo di Castissent  
(Eocene, Pirenei centro-meridionali, Spagna)*

*Coordinatore: Chiar.mo Prof. Fulvio Celico*

*Tutor: Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri*

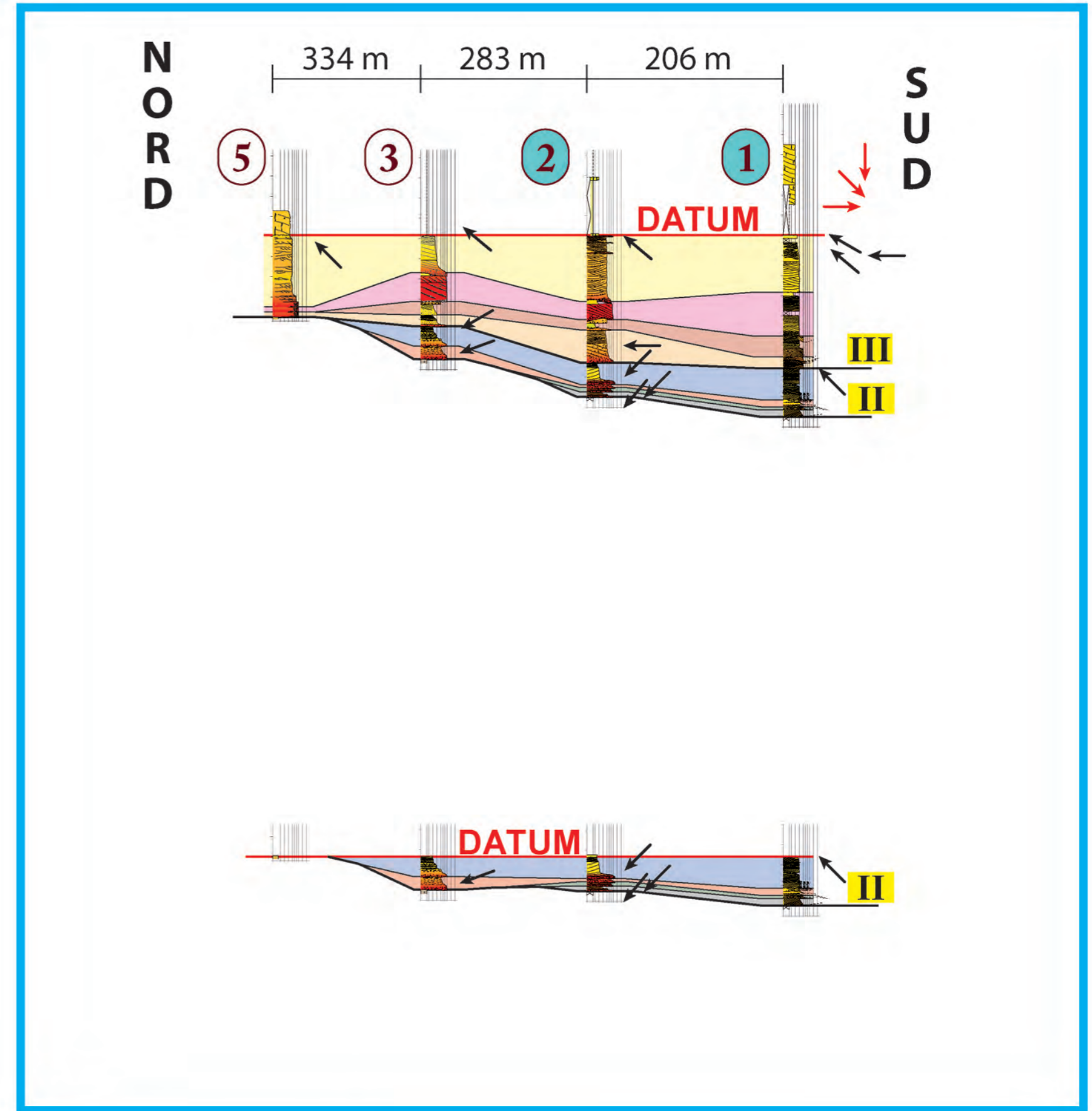
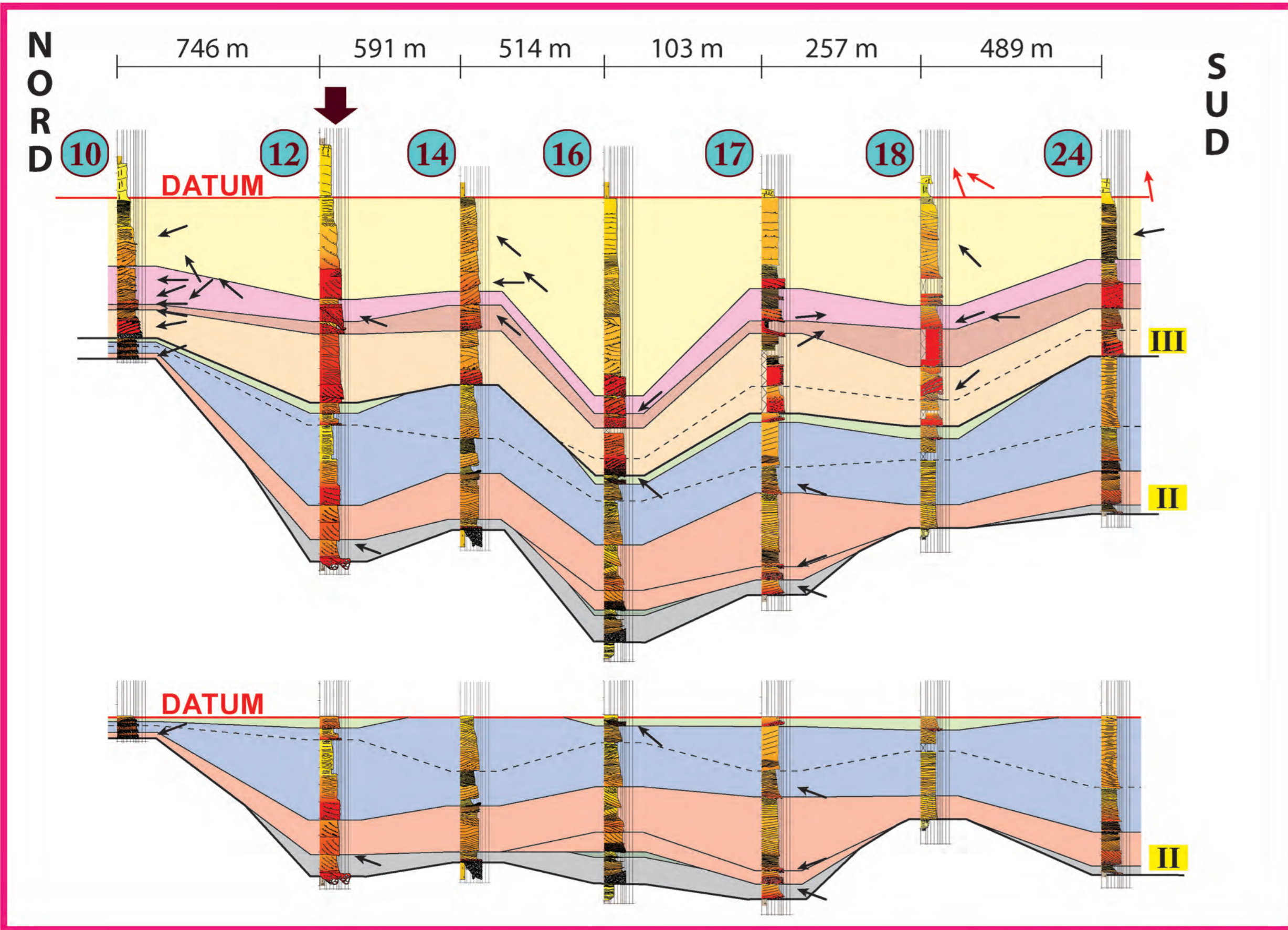
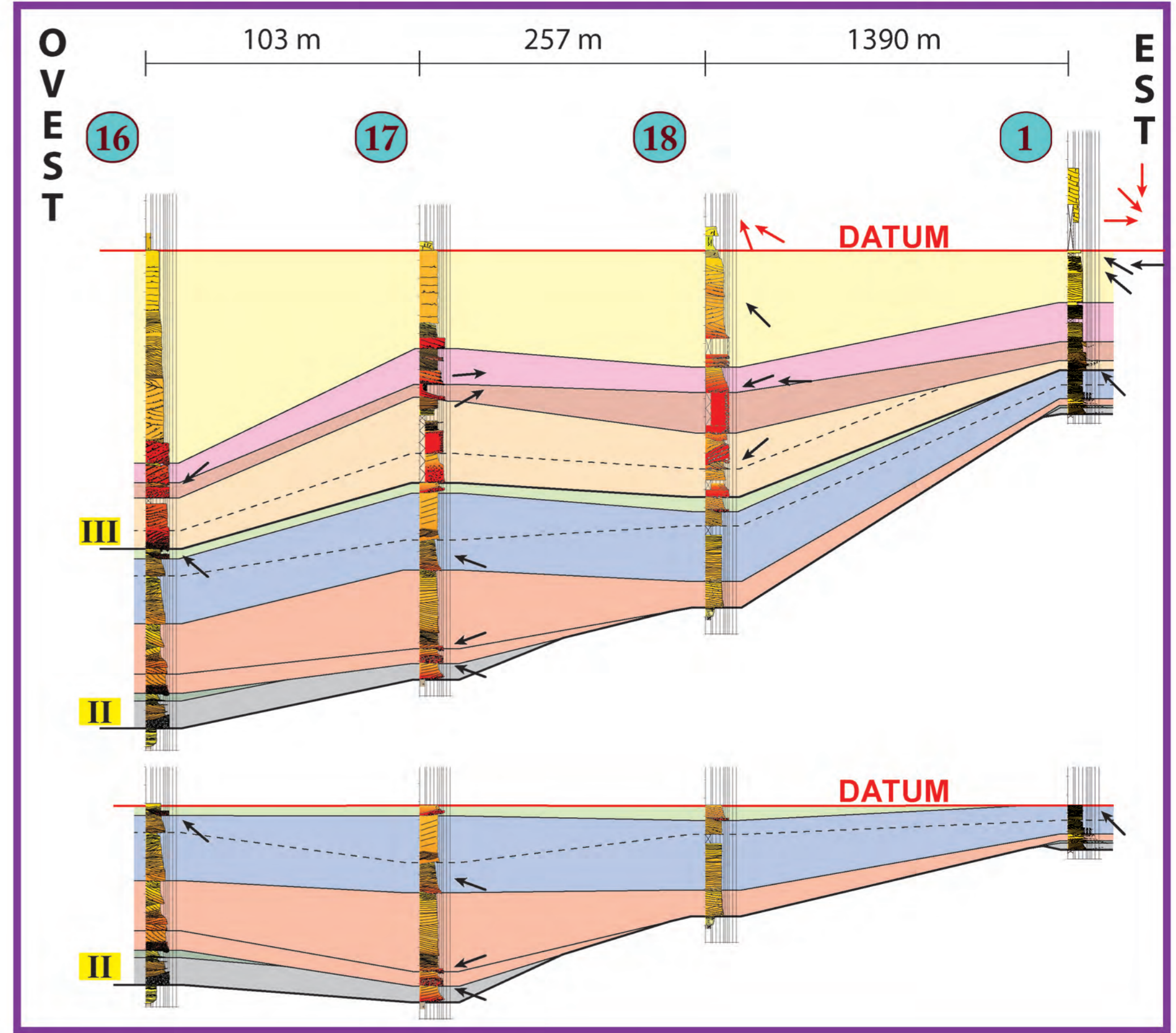
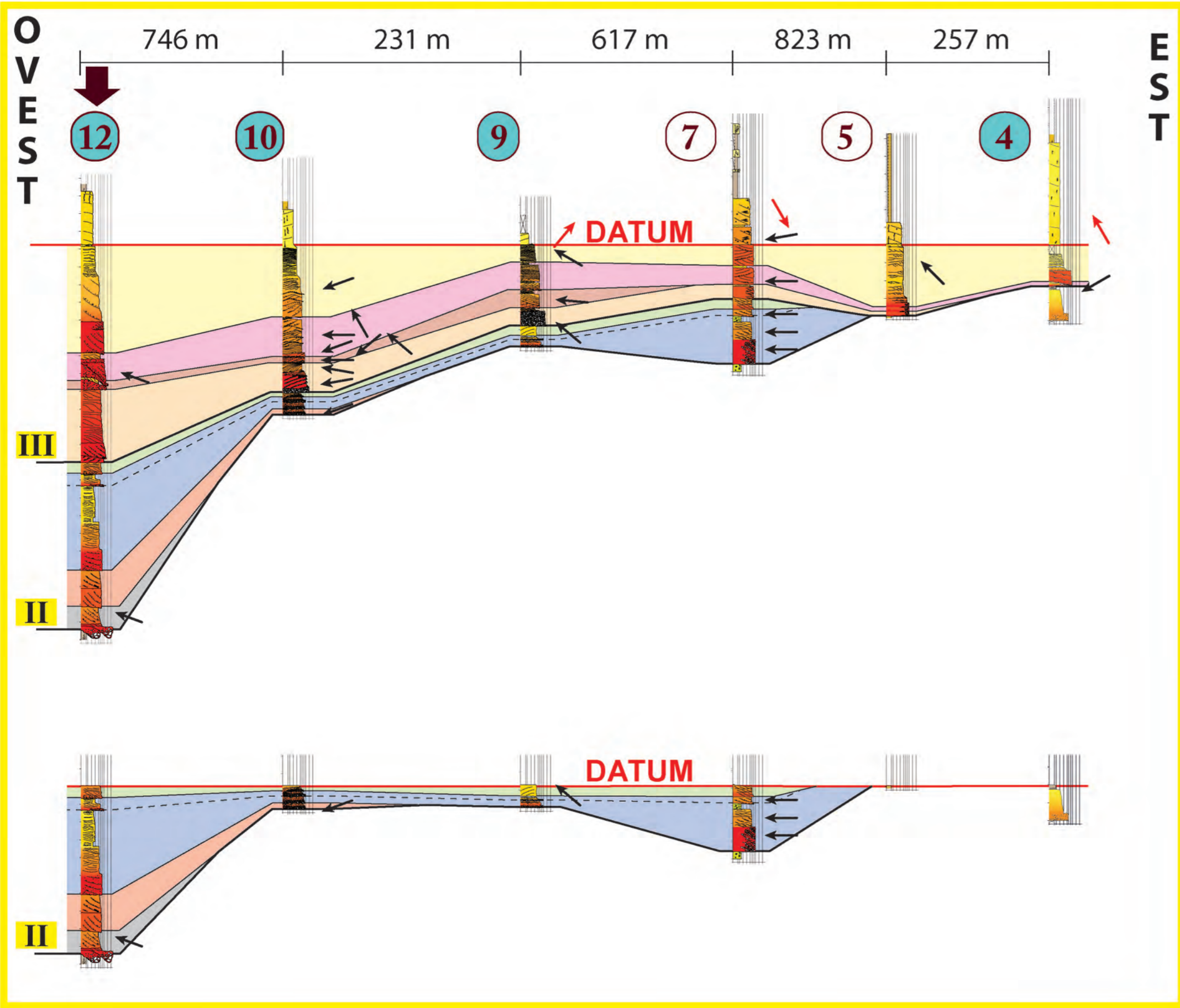
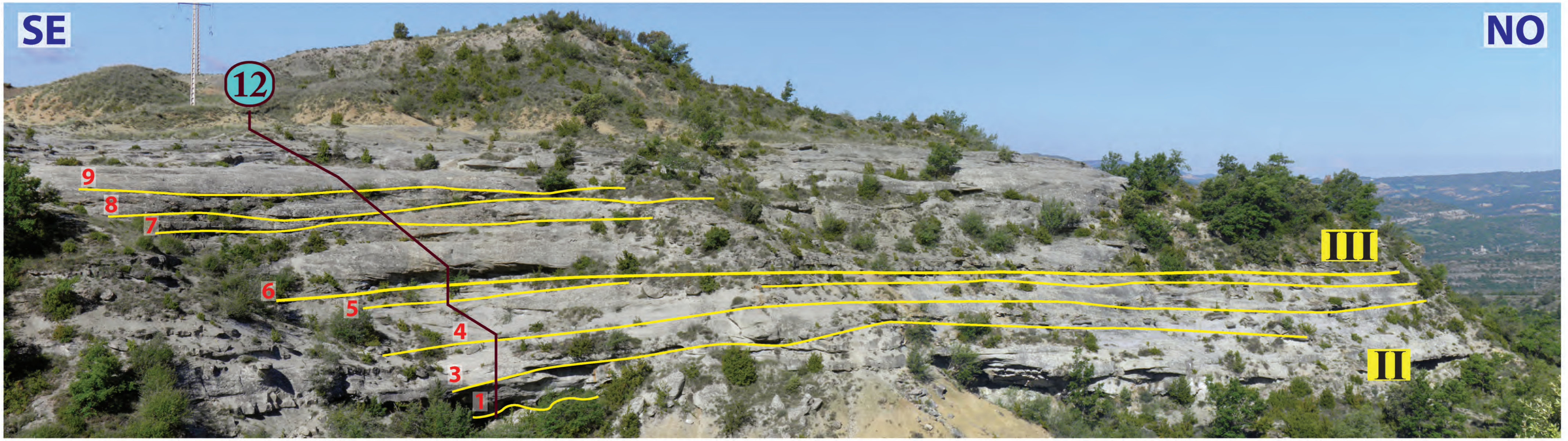
*Dottorando: Andrea Civa*

2016

*Allegato 7*

**SPACCATI STRATIGRAFICI DEL  
CORPO PRINCIPALE DELLA  
FORMAZIONE DI CASTISSENT NELLA  
ZONA DI MAS DE FARO**

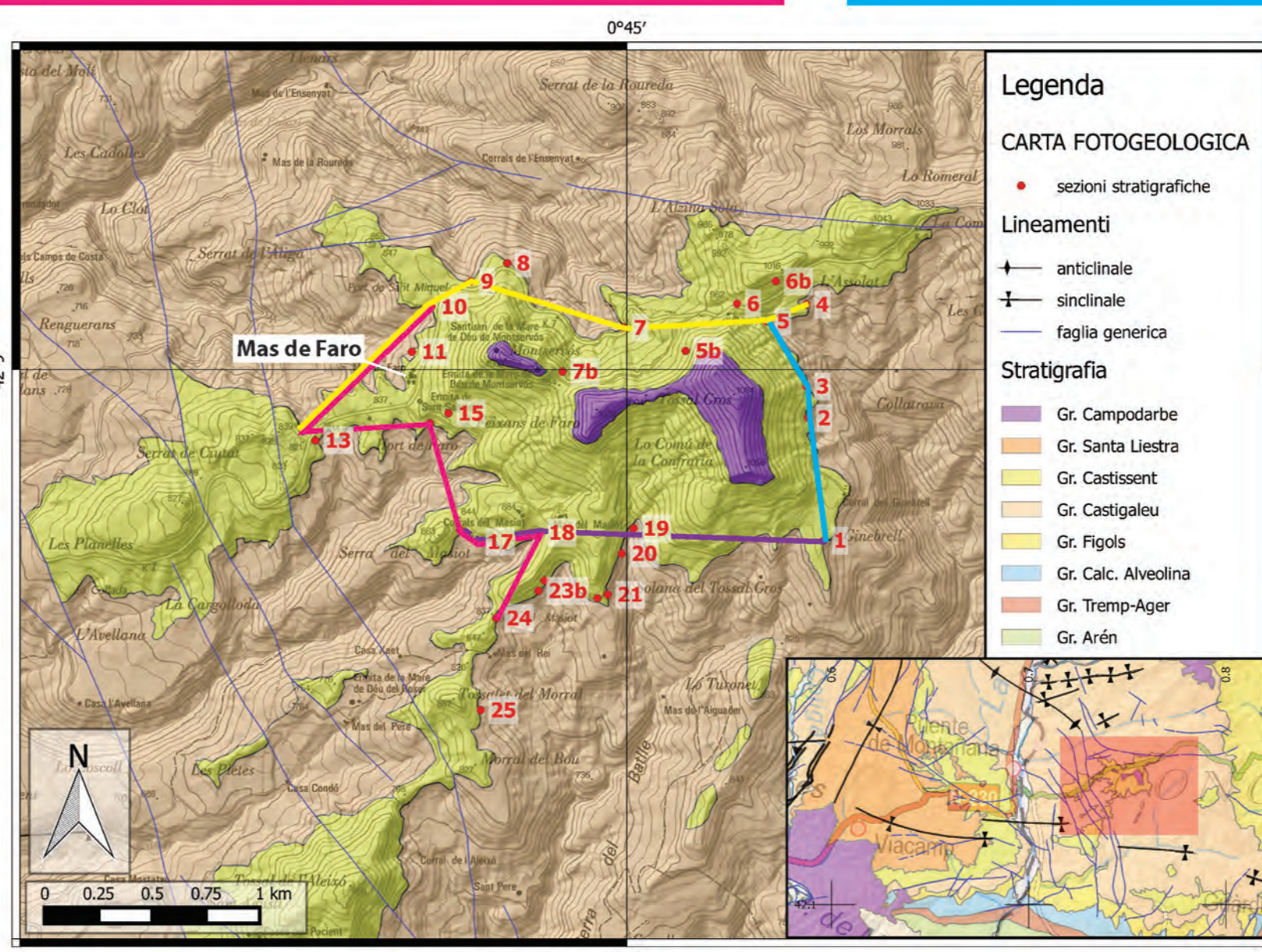
# SPACCATI STRATIGRAFICI DEL CORPO PRINCIPALE DELLA FORMAZIONE DI CASTISSENT NELLA ZONA DI MAS DE FARO



UNITÀ DEL "LIVELLO MAS DE FARO":

EDS III	9	8	7	6	
EDS II	5	4	3	2	1

10 m



- Legenda**
- CARTA FOTOGEOLOGICA**
- sezioni stratigrafiche
- Lineamenti**
- ↖ anticlinale
  - ↘ sinclinale
  - faglia generica
- Stratigrafia**
- Gr. Campodarbe
  - Gr. Santa Liestra
  - Gr. Castissent
  - Gr. Castigaleu
  - Gr. Figols
  - Gr. Calc. Alveolina
  - Gr. Tremp-Ager
  - Gr. Arén

pelite	silt
arenaria fine	arenaria media
arenaria grossolana	arenaria molto grossolana
granuli	pebble - cobble - boulder

- ↖ verso paleocorrente
- ↘ verso paleocorrente da strutture da flusso di regime superiore
- ↘ immersione accrezioni laterali



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

DIPARTIMENTO DI FISICA E SCIENZE DELLA TERRA “M. MELLONI”

*DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA, XXIX CICLO*

*Tesi:*

*Stratigrafia fisica ed analisi di facies dei depositi fluviali  
dell’Allogruppo di Castissent  
(Eocene, Pirenei centro-meridionali, Spagna)*

*Coordinatore: Chiar.mo Prof. Fulvio Celico*

*Tutor: Chiar.mo Prof. Roberto Tinterri*

*Dottorando: Andrea Civa*

2016

*Allegato 8*

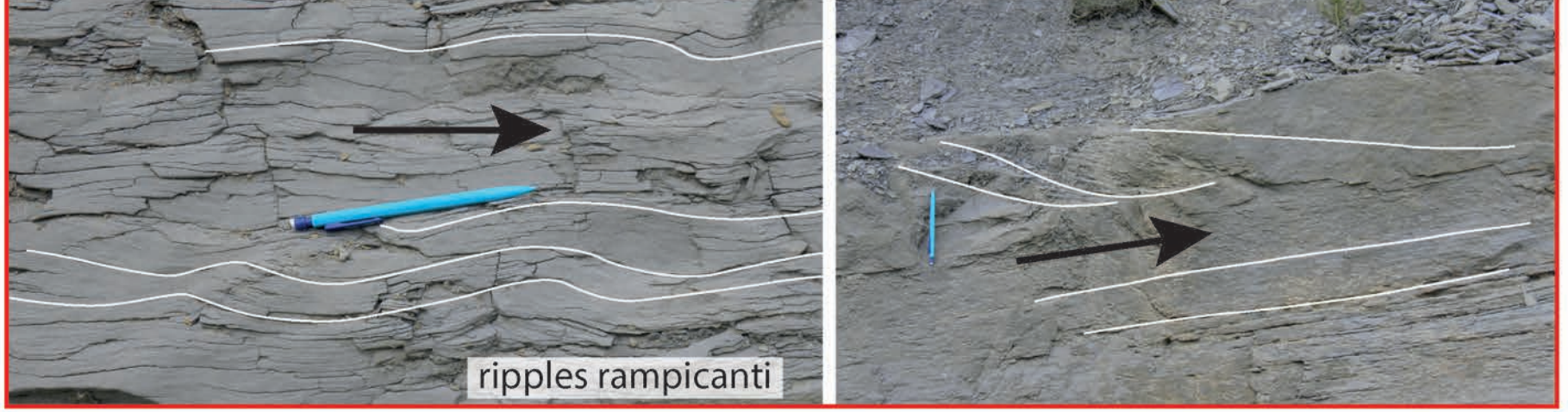
**ALLOGRUPPO DI CASTISSENT:  
ESEMPIO DI EDS FLUVIALE**



LE FRECCHE IN 3D INDICANO LA DIREZIONE PRINCIPALE DELLA PALEOCORRENTE

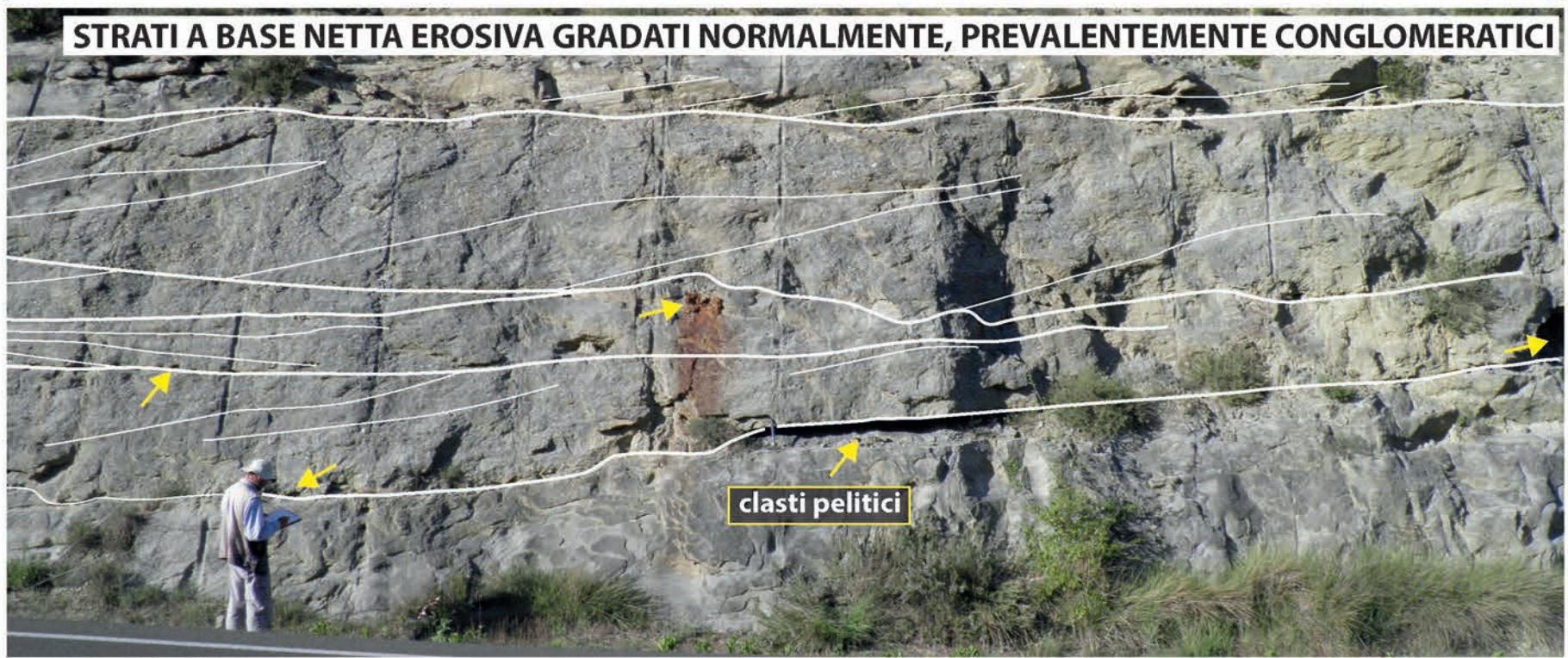
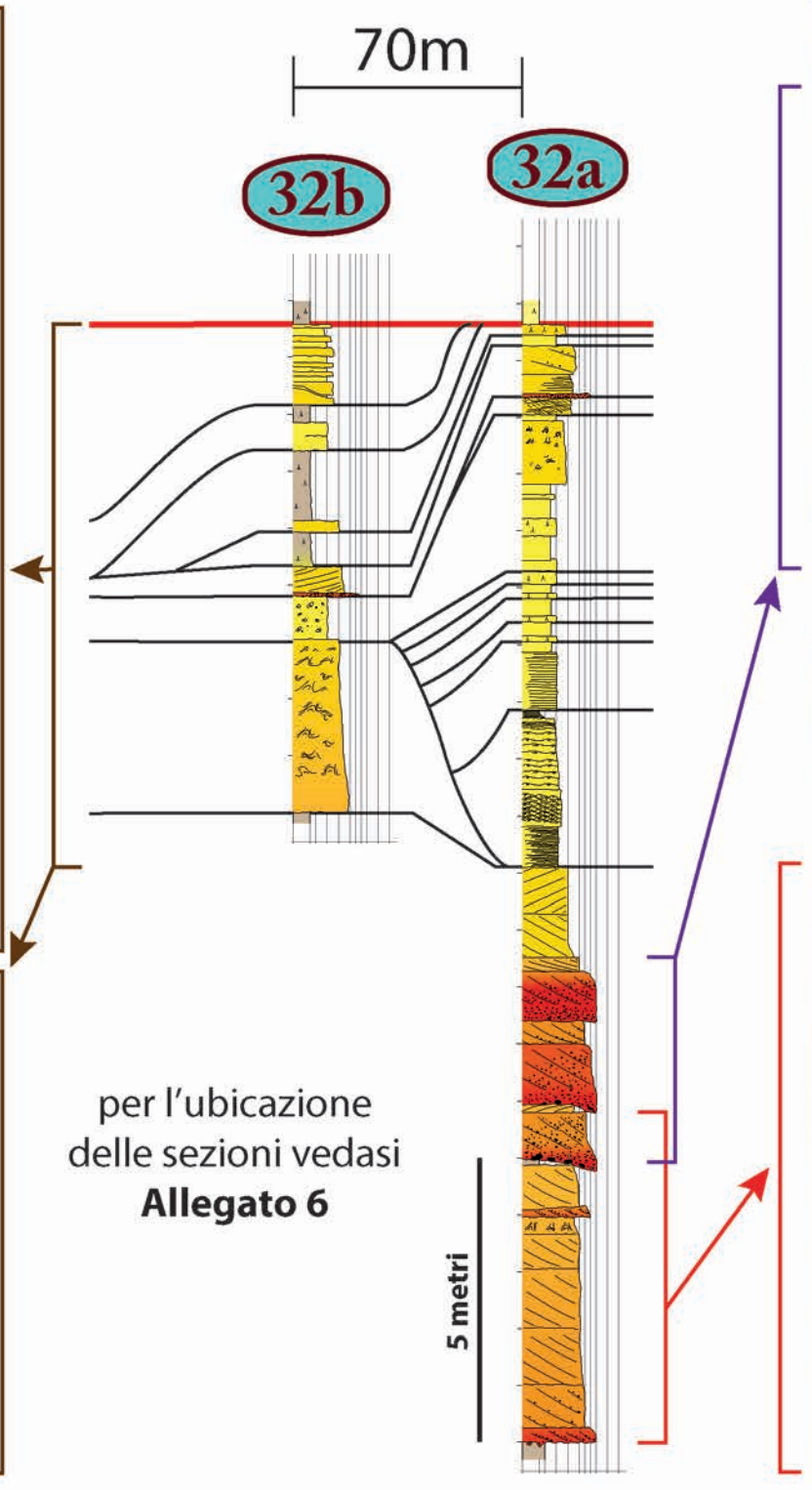


CORRENTI SECONDARIE CHE RISALGONO IL PENDIO DELLA BARRA DI MEANDRO



INTERPRETAZIONE

Le EDS fluviali dell'Allogruppo di Castissent sono composte, dalla base al tetto, da: (1) porzione inferiore fortemente erosiva costituita da un pacco di strati ognuno con base erosiva e gradati normalmente, fortemente amalgamati e con preponderanza da strutture tipo dune rampicanti e laminazioni sinusoidali; 2) porzione intermedia costituita da depositi arenacei più fini, organizzati in accrezioni laterali, spesso pedogenizzati; 3) porzione superiore rappresentata da depositi pelitici di piana alluvionale, variamente colorati. La sequenza di facies è indicativa dell'evoluzione nel tempo dei sistemi fluviali sviluppatasi nell'Eocene inferiore nel particolare contesto fisiografico e climatico del Bacino di Tresp-Graus (gruppi di Castigaleu e Castissent). Ad una fase iniziale in cui il sistema è dominato da processi di piena di tipo catastrofico, probabilmente innescati da eventi meteorologici estremi e responsabili della deposizione di (1), segue una graduale diminuzione di energia che porta il sistema a condizioni di sedimentazione sotto regimi "normali" e alla deposizione di (2). Infine, la diminuzione di energia continua fino alla deposizione di depositi fini di piana alluvionale (3). Come si vede dalla figura in basso a destra, questa sequenza di facies può essere paragonata a quella dei sistemi torbiditici, in cui è visibile una simile tendenza di diminuzione dell'energia del sistema, passando dagli strati a base netta gradati delle facies di lobo ai meandri dei complessi canale-argine, ed infine ai depositi fini bacinali.



STRATI A BASE NETTA EROSIVA GRADATI NORMALMENTE, PREVALENTEMENTE CONGLOMERATICI



SEQUENZE DI FACIES DEPOSITATE DA SEDIMENT LADEN STREAM FLOW INNESCATE DA PIENE

