



Il Congresso – GeoSed

Associazione Italiana per la Geologia del Sedimentario

Escursione post-congresso

I depositi torbidity del Messiniano inferiore dell'Appennino centrale: bacini del Salto-Tagliacozzo e della Laga (Lazio, Abruzzo, Marche).

M. Moscatelli, S. Milli, O. Stanzione,
M. Marini, G. Gennari, R. Vallone

con contributi di
A. Artoni, S. Bigi, S. Lugli

Roma, 25 - 28 settembre 2004

I depositi torbidity del Messiniano inferiore dell'Appennino centrale: bacini del Salto-Tagliacozzo e della Laga (Lazio, Abruzzo, Marche)

M. Moscatelli[°], S. Milli^{*°}, O. Stanzione^{*}, M. Marini^{*}, G. Gennari^{*}, R. Vallone^{*}
con contributi di
A. Artoni^{**}, S. Bigi^{*}, S. Lugli^{***}

[°]IGAG - CNR, Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Sezione di Roma "La Sapienza"

^{*}Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"

^{**}Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma

^{***}Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena e Reggio Emilia

e-mail: massimiliano.moscatelli@igag.cnr.it; salvatore.milli@uniroma1.it; olivier.stanzione@uniroma1.it;

sabina.biggi@uniroma1.it; andrea.artoni@unipr.it; stefano.lugli@unimore.it

Introduzione

L'evoluzione geologico-strutturale dell'Appennino centrale è frutto della progressiva migrazione verso est del sistema di avanfossa, a seguito dello spostamento del fronte compressivo verso l'avampaese adriatico (Boccaletti et al. 1986, 1990; Ricci Lucchi, 1986; Vai, 1987; Patacca et al., 1990; Argnani & Ricci Lucchi, 2001).

Il suo stile strutturale è stato interpretato da diversi Autori come l'espressione della deformazione della copertura sedimentaria, scollata dal sottostante basamento, la quale avrebbe subito forti raccorciamenti (circa del 40%), giustapponendo diversi bacini di avanfossa. Il procedere della deformazione e della migrazione è vista dagli Autori o come un processo lento e continuo (Ricci Lucchi, 1986), oppure come un processo discontinuo (Vai, 1987) con fasi di quiete, interrotte da crisi deformative.

Molte delle evidenze stratigrafico-sedimentologiche e strutturali che stanno emergendo da studi recenti (Milli & Moscatelli, 2000, 2001; Bigi et al., 2003, 2004; Moscatelli, 2003; Milli et al., 2004), sembrano comunque sottolineare che, al di là del modo in cui procede la deformazione e la migrazione del sistema, la fisiografia dell'avanfossa durante il Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, era decisamente molto articolata, con la coesistenza di più bacini (avanfossa complessa di Ricci Lucchi, 1986) batimetricamente poco profondi e a diverso grado di confinamento, separati da dorsali bordate da vecchie faglie normali (avanfossa con substrato strutturato) che spesso costituivano alti strutturali carbonatici ancora produttivi. Queste faglie normali *pre-thrusting*, recentemente riconosciute nella Valle del Salto e sulle strutture del Gran Sasso e della Maiella (Scisciani et al., 2001; Bigi & Costa Pisani, 2002b; Calamita et al., 2003), oltre a controllare l'iniziale sviluppo dell'avanfossa, condizionarono la posizione e la sedimentazione lungo i margini dei diversi bacini presenti al suo interno, i quali furono riempiti, progressivamente, da sistemi torbidity a bassa efficienza molto ricchi in sabbia, che mostrano una stretta relazione fisica con i sistemi deltizi che li alimentavano (Milli & Moscatelli, 2000, 2001; Milli et al., 2003a,b; Moscatelli, 2003; Milli et al., 2004; vedi anche sistemi misti di Mutti et al., 2003). Le facies e le associazioni di facies riconosciute in questi depositi si presentano differenti rispetto a quelle che caratterizzano le classiche torbidity di piana bacinale e mostrano un corredo di geometrie e strutture sedimentarie spesso di difficile interpretazione.

Due dei bacini che si svilupparono all'interno del sistema di avanfossa alto miocenico dell'Appennino centrale (Bacino del Salto-Tagliacozzo e Bacino della Laga)

(Fig.1) sono l'oggetto di questa escursione, che ne esaminerà i depositi, grazie all'analisi di facies che è stata condotta in questi ultimi anni attraverso la misura di numerose sezioni stratigrafico-sedimentologiche, per uno spessore complessivo di oltre 6000 m, e alla produzione di diversi pannelli di correlazione.

Sebbene siano state riconosciute facies simili in entrambi i bacini, altre se ne differenziano completamente, così come risultano differenti le geometrie dei diversi corpi sedimentari e il controllo che la morfologia e il grado di confinamento hanno esercitato sulla evoluzione dei flussi e sulle facies risultanti. Entrambi i bacini sono considerati come l'espressione della locale migrazione di depocentri all'interno del sistema di avanfossa alto miocenico; in quanto tale questa interpretazione si differenzia rispetto a quella proposta da altri Autori che considerano le diverse unità torbiditiche come deposte all'interno di differenti avanfosse, per la cui attuale giustapposizione vengono invocati elevati tassi di raccorciamenti. Questi ultimi non sembrano comunque giustificati dalle recenti acquisizioni, sia di dati strutturali, sia di dati stratigrafico-fisici e sedimentologici (vedi Bigi et al., 2003, 2004).

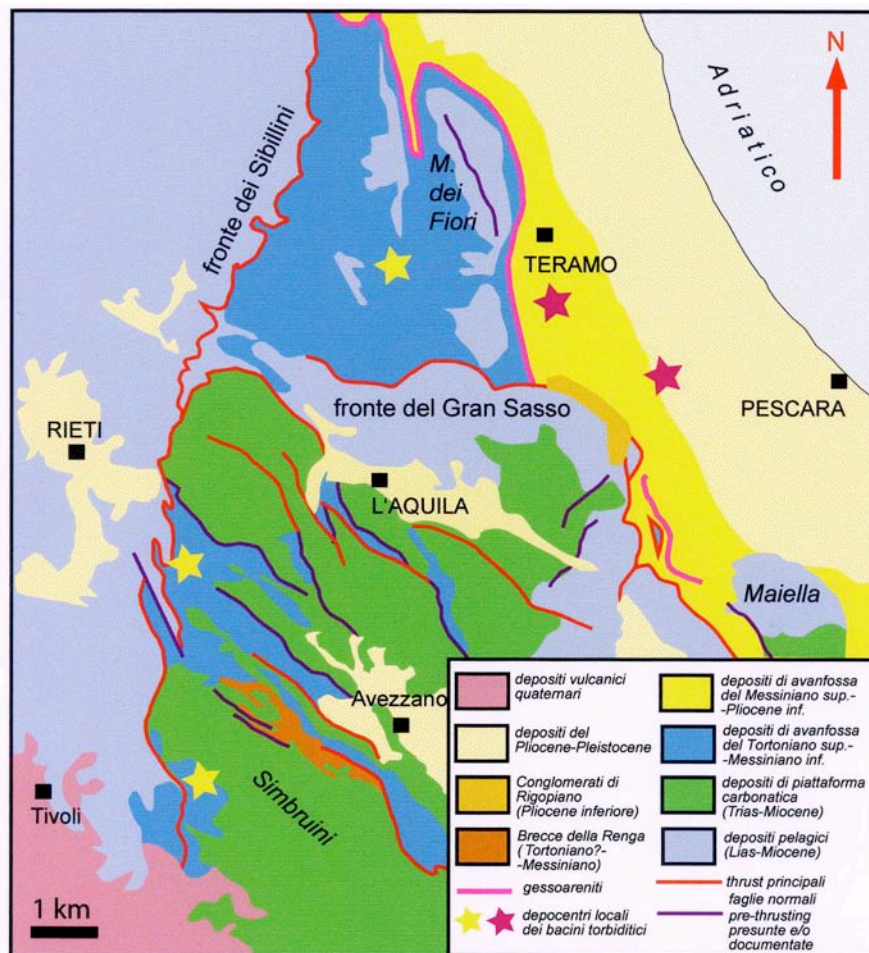


Fig. 1. Schema geologico dell'Appennino centrale. Da Bigi et al. (2004).

Il Bacino del Salto-Tagliacozzo

I depositi torbiditici riferibili a questo bacino ricoprono parte del dominio Laziale-Abruzzese e del dominio Sabino (Parotto & Praturlon, 1975; Mariotti, 1992), occupando un'area compresa tra il gruppo del M.te Nuria a N, la Marsica occidentale ad E, i rilievi settentrionali dei M.ti Simbruini-Ernici e quelli orientali dei M.ti Sabini, rispettivamente a S e a W (Fig. 2).

In questo settore la sedimentazione carbonatica si interrompe nel Miocene superiore, quando iniziano ad instaurarsi le condizioni che preluderanno alla deposizione della spessa successione silicoclastica del Messiniano inferiore (Patacca et al., 1991; Cosentino et al., 1997). Questa successione, descritta in letteratura anche come "Complesso Torbiditico della Valle del Salto-Val di Varri" (Milli & Moscatelli, 2000), occupa una depressione strutturale orientata in direzione NW-SE. Sul fianco interno la depressione è bordata da *thrust*, mentre il fianco esterno è caratterizzato da linee tettoniche con cinematica diretta e/o trascorrente. Il margine occidentale dell'area, in particolare, è costituito dalla porzione centrale della linea Olevano-Antrdoco *Auct.*, che ha andamento circa meridiano e porta a sovrapporre verso E le unità di pertinenza sabina su quelle di piattaforma carbonatica.

A partire dal Messiniano superiore l'intero settore è definitivamente coinvolto dalla deformazione connessa alla strutturazione della catena. In questa fase il bacino è caratterizzato dalla deposizione di peliti, arenarie, conglomerati poligenici e brecce, che giacciono in discordanza sui depositi precedenti (Devoto, 1970; Bertini & Bosi, 1976; Bertini et al., 1986).

Assetto stratigrafico-deposizionale

Dati bio-, lito-, cronostratigrafici e strutturali acquisiti negli ultimi anni (Compagnoni et al., 1990a, 1991a, b; Pampaloni et al., 1994; Galluzzo & Santantonio, 1995; Cosentino et al., 1997; Milli & Moscatelli, 2000; Bigi & Costa Pisani, 2002a, b; Bigi et al., 2001) permettono di inquadrare la successione alto-miocenica del dominio Laziale-Abruzzese in un contesto deposizionale estremamente complesso.

L'integrazione dei dati sedimentologici e geologico-strutturali, in particolare, mette in luce un'avanfossa messiniana articolata in alti e bassi intrabacinali (Bigi *et al.*, 2003); detrito bioclastico era prodotto sulle zone di alto e parzialmente risedimentato in quelle depresse, dove s'intercalava alle brecce e alle calcareniti prodotte in corrispondenza delle scarpate, nonché alle emipelagiti e alle torbiditi silicoclastiche. Alle stesse torbiditi, durante le fasi finali di riempimento del bacino, si intercalavano conglomerati di origine fluviale provenienti dallo smantellamento della catena, che si stava deformando ed iniziava ad emergere più a ovest.

I depositi associati alle torbiditi silicoclastiche, quindi, possono essere riferiti a due principali tipologie: le emipelagiti ed i depositi clastici calcarei e misti.

Depositi emipelagici

Questi sedimenti, costituiti prevalentemente da marne e marne argillose a foraminiferi planctonici, drappeggiano la successione carbonatica della piattaforma miocenica laziale-abruzzese (Calcari a briozoi e litotamni *Auct.*). Zalaffi (1962) per primo ha descritto questi depositi come "calcari e marne a Globigerine", riferendoli all'Elveziano; la denominazione "Marne ad Orbulina", intesa come termine litostrati-

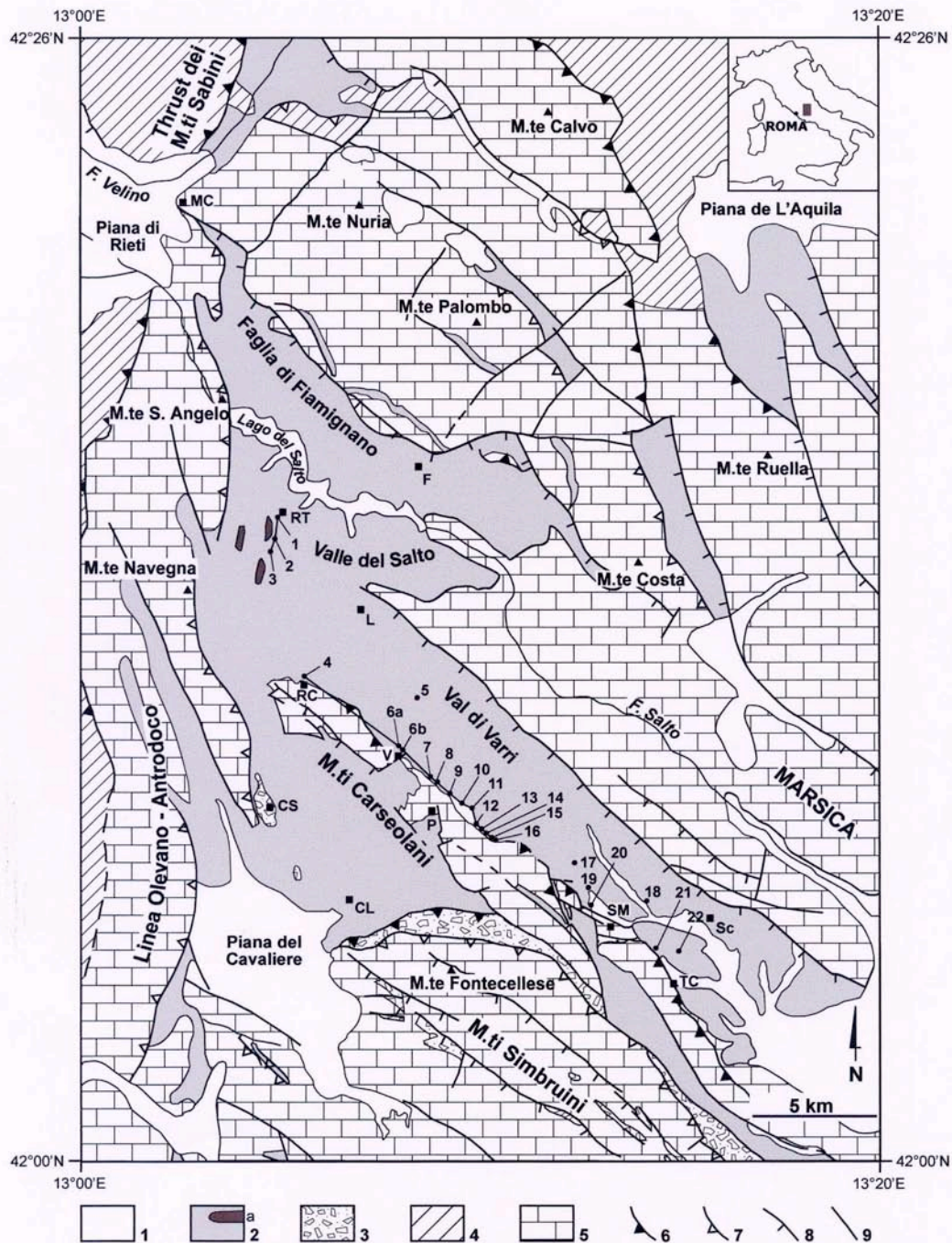


Fig. 2. Schema geologico del settore compreso tra Marsica orientale e i M.ti Simbruini, nel quale sono state riportate le sezioni ed la traccia dei pannelli di correlazione (Figg. 6 e 7).

1) Alluvioni recenti; 2) Formazione Argilloso-Arenacea (Messiniano inf.), con accumuli di frane sinsedimentarie (a); 3) conglomerati di Collalto Sabino (Messiniano inf.) e Breccie della Renga (?Serravalliano/Tortoniano-Messiniano inf.); 4) emipelagiti del bacino umbro-marchigiano; 5) depositi di piattaforma carbonatica; 6) *thrust*; 7) *thrust* presunto; 8) faglia diretta; 9) altre faglie.

MC: Micciani; F: Fiamignano; RT: Rigatti; RC: Ricetto; L: Leofreni; V: Villa; T: Tufo; P: Pietrasecca; CS: Collalto Sabino; CL: Carsoli; SM: Sante Marie; Sc: Scanzano; TC: Tagliacozzo.

grafico informale, si ritrova per la prima volta nelle descrizioni di Angelucci (1966) e di Accordi et al. (1969).

All'interno delle Marne a Orbulina sono state distinte diverse litofacies di spessore variabile (Bellotti, 1991; Compagnoni *et al.*, 1991b). La prima di queste, costituita da calcari marnosi e marne, poggia sui Calcari a briozoi e litotamni attraverso un *hardground* fosfatico a glauconite (Bergomi & Damiani, 1976; Corda, 1990; Brandano, 2001, 2002), che testimonia il rapido annegamento della piattaforma carbonatica miocenica. Verso l'alto la percentuale di carbonati diminuisce e si rinvengono argille e marne con *Cylindrites* e *Zoophycos* (Bellotti & Valeri, 1984; Bellotti, 1991), con intercalazioni di torbiditi carbonatiche bioclastiche provenienti dai settori orientali (Galluzzo & Santantonio, 1995). La parte alta della formazione è costituita da un'alternanza di argille e marne che termina, in alcuni settori, con strati centimetrici di arenarie fini (terzo membro delle Marne a Orbulina di Compagnoni et al., 1991b). Queste ultime sono in realtà torbiditi silicoclastiche a stratificazione sottile, e sono state successivamente riferite alla sovrastante Formazione Argilloso-Arenacea (Cosentino et al., 1997; Milli & Moscatelli, 2000; vedi anche successiva discussione).

Per quanto riguarda l'età di questa formazione, ci sono interpretazioni contrastanti da parte degli Autori: tardo Serravalliano-Tortoniano basale per Pampaloni et al., (1994); Tortoniano superiore-Messiniano inferiore per Cipollari *et al.* (1993) e Cosentino et al. (1997). Quest'ultimo dato sembrerebbe confermato dalle datazioni eseguite sui Calcari a briozoi e litotamni utilizzando i rapporti isotopici dello Sr, in base alle quali la parte alta di quest'unità sarebbe da riferire al Tortoniano inferiore (Mariotti et al., 1999; Brandano, 2001, 2002).

Depositi clastici carbonatici e misti

Brecce e calcareniti

Questi depositi, che costituiscono una fascia discontinua esposta lungo il margine esterno dei M.ti Simbruini (Fig. 2), sono noti in letteratura come Brecce della Renga *Auct.*. La loro attribuzione cronostratigrafica è, da sempre, molto dibattuta (vedi Devoto, 1967; Bellotti et al., 1981; Santo & Sgrosso, 1988; Compagnoni et al., 1990b; Cipollari & Cosentino, 1991; Compagnoni et al., 1991b; Patacca et al., 1991; Sgrosso, 1998) sebbene negli ultimi anni gli studi di biostratigrafia sembrano aver definito un'età compresa tra il Tortoniano superiore (Serravalliano per Compagnoni *et al.*, 1991b) ed il Messiniano inferiore (Santo & Sgrosso, 1988; Cipollari & Cosentino, 1991; Compagnoni et al., 1991b).

Devoto (1967b) per primo ha descritto le Brecce della Renga in modo dettagliato, fornendone i principali caratteri sedimentologici. Successivamente Compagnoni et al. (1991b) hanno distinto diverse litofacies e sub-litofacies, costituite da alternanze di brecce calcaree, calcareniti ed arenarie (Fig. 3), con una componente intrabacinale proveniente da aree di piattaforma carbonatica produttiva

Depositi simili alle Brecce della Renga affiorano anche sul gruppo del M.te Nuria, interposti tra i piani di faglia alto-miocenici e le torbiditi messiniane, nonché nei pressi dell'abitato di Pietrasecca come intercalazioni nella parte basale della successione torbiditica (vedi oltre); i dati delle paleocorrenti indicano, per questi sedimenti, una provenienza da S e da W.

L'analisi di campagna suggerisce che questi ultimi depositi, come pure le Brecce della Renga s.s., furono messi in posto attraverso flussi gravitativi molto concentrati, che si originavano in corrispondenza di scarpate di faglia collocate lungo i margini

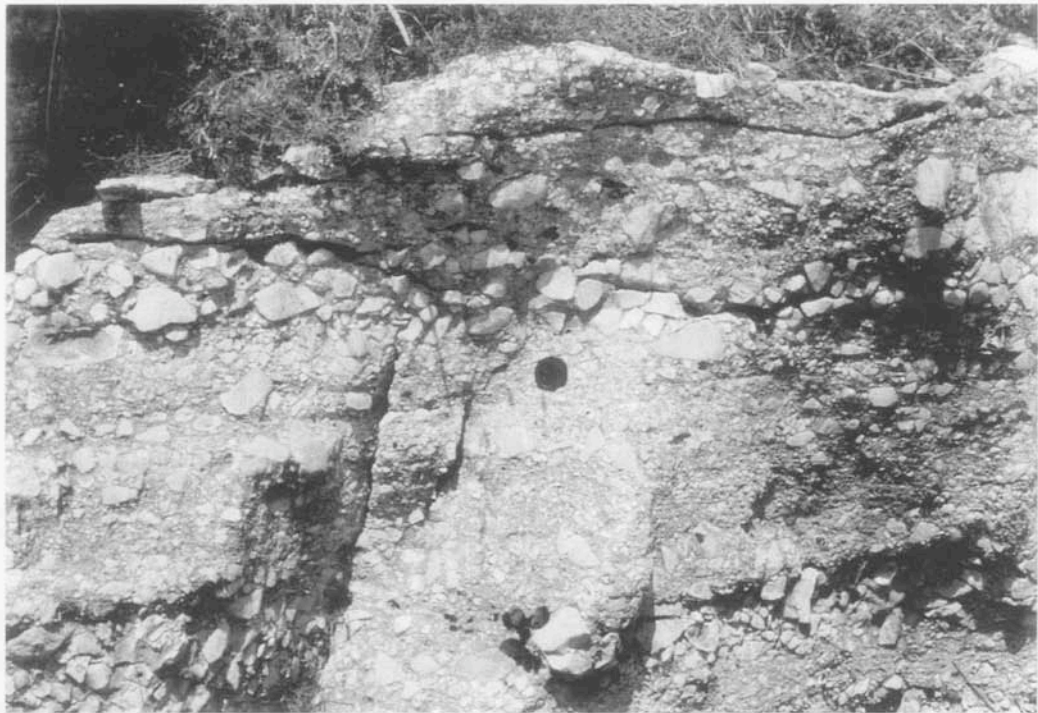


Fig. 3. Esempi di litofacies delle Breccie della Renga presso M. Fontecellese.

degli alti intrabacinali; scarpate di questo tipo sono ancora riconoscibili in campagna nei pressi di M.te Fontecellese e dei Piani di Rascino (Compagnoni et al., 1990b, 1991a; Bigi et al., 2003). Le facies, la geometria dei corpi sedimentari e la loro organizzazione stratigrafica consentono di interpretare questi depositi come l'espressione di *aprons* carbonatici (*sensu* Mullins & Cook, 1986), collocati in corrispondenza delle scarpate che confinavano l'area di deposizione delle torbiditi silicoclastiche.

Conglomerati di Collegiove e Collalto Sabino

Questi conglomerati affiorano nella porzione occidentale dell'area indagata (Fig. 2), intercalati nella parte alta della successione torbiditica silicoclastica. Dati inediti sui caratteri sedimentologici di questi depositi (Milli & Moscatelli, 2001) hanno permesso di inquadrarli più correttamente nel contesto deposizionale dell'avanfossa messiniana laziale-abruzzese.

I ciottoli sono essenzialmente carbonatici e la composizione riflette i litotipi mesozoici e cenozoici che affiorano nell'area; questi raggiungono dimensioni decimetriche e sono generalmente sub-arrotondati, a testimonianza di un trasporto prolungato in condizioni sub-aeree (Fig. 4). I clasti arenacei sono rari, mentre sono frequenti i clasti pelitici che raggiungono anche mezzo metro di diametro. La porzione arenitica, che costituisce strati singoli o si rinviene come matrice, varia in granulometria da molto grossolana a fine; la composizione è essenzialmente carbonatica (litoclasti e bioclasti), sebbene si noti un aumento progressivo della componente silicoclastica verso l'alto, dove si rinvengono strati a composizione mista o prettamente arenacei.

L'analisi di facies condotta su questi depositi ha permesso di associarli a flussi gravitativi concentrati, che si muovevano da W verso E interagendo con i depositi torbiditici silicoclastici. Molti dei caratteri deposizionali osservati sono simili a quelli descritti da Postma (1984), Postma & Roep (1985), Nemeč (1990), Prior & Bornhold (1989), Sohn et al. (1997) per i delta tipo Gilbert, sebbene le porzioni affioranti rappresentino, probabilmente, solo la zona di transizione tra i *foreset* basali, il *toeset* e il settore di prodelta.

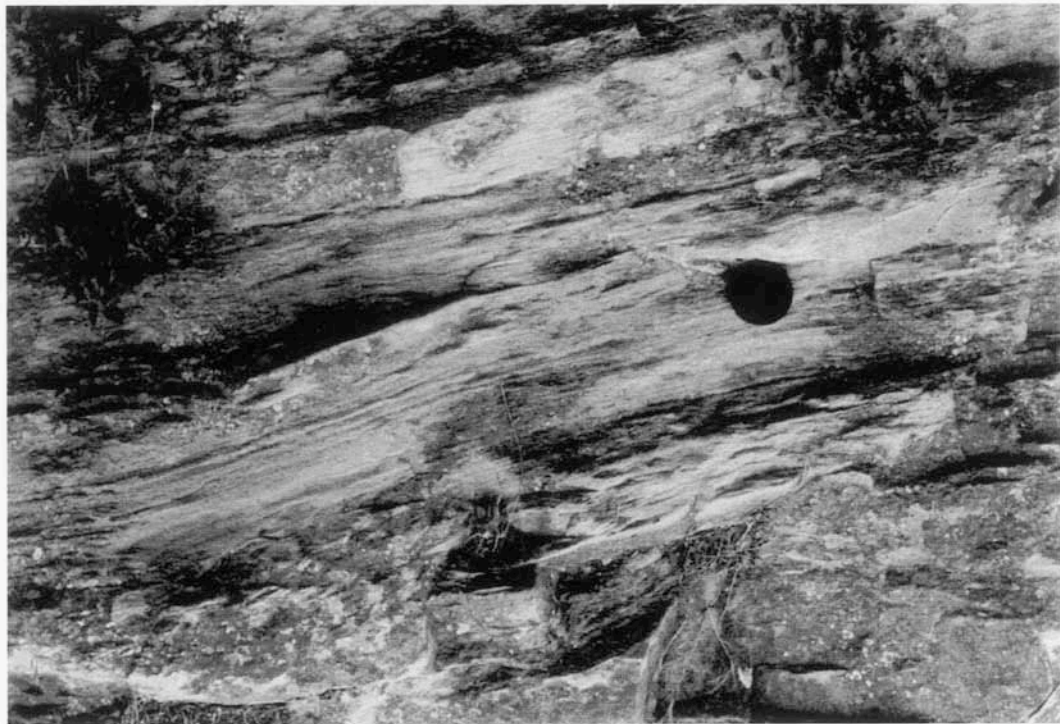
Depositi silicoclastici

I caratteri sedimentologici di questi depositi, noti in letteratura come Formazione Argilloso-Arenacea *Auct.*, sono stati indagati principalmente negli anni '80 da Bellotti & Valeri (1982), Bellotti et al. (1984) e Bellotti (1991), che hanno distinto diverse facies ed associazioni di facies nel senso di Mutti & Ricci Lucchi (1972) e Mutti (1979).

Negli ultimi anni è stata avviata un riesame dei caratteri stratigrafico-sedimentologici della Formazione Argilloso-Arenacea (Milli & Moscatelli, 2000; Moscatelli, 2003) essendo state misurate numerose sezioni per uno spessore complessivo di circa 4000 m, nel settore compreso tra la Valle del Salto e la Val di Varri (Fig. 2). La successione silicoclastica è stata suddivisa in quattro sistemi deposizionali (Fig. 5), che definiscono il Complesso Torbiditico della Valle del Salto-Val di Varri (Milli & Moscatelli, 2000, Vallone, 2003). I primi tre sistemi sono stati riconosciuti nel settore centrale della Val di Varri (Sistemi 1, 2, 3) e mostrano paleocorrenti dirette principalmente verso SE (Fig. 6). Il quarto sistema, di difficile collocazione stratigrafica, è stato riconosciuto nella Valle del Salto, nei pressi di Rigatti, (Fig. 7) ed era alimentato dai settori occidentali, con una dispersione delle paleocorrenti verso E, NE e SE.



a



b

Fig. 4. a) Areniti con ciottoli carbonatici che affiorano presso l'abitato di Collalto Sabino. b) Strati arenacei torbiditici intercalati ai conglomerati di Collalto Sabino.

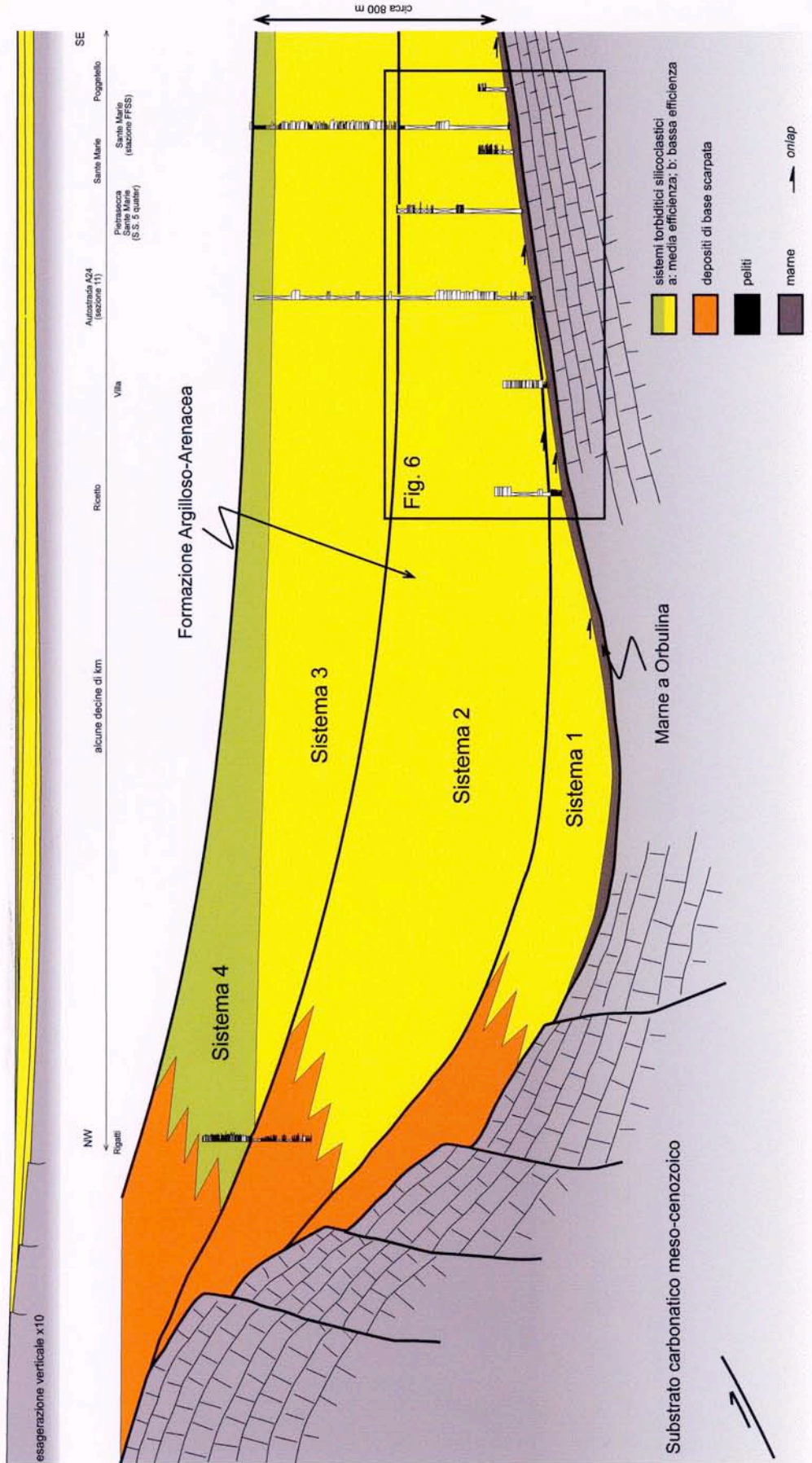


Fig. 5. Schema stratigrafico-deposizionale della Formazione Argilloso-Arenacea nel settore Valle del Salto-Val di Varri.

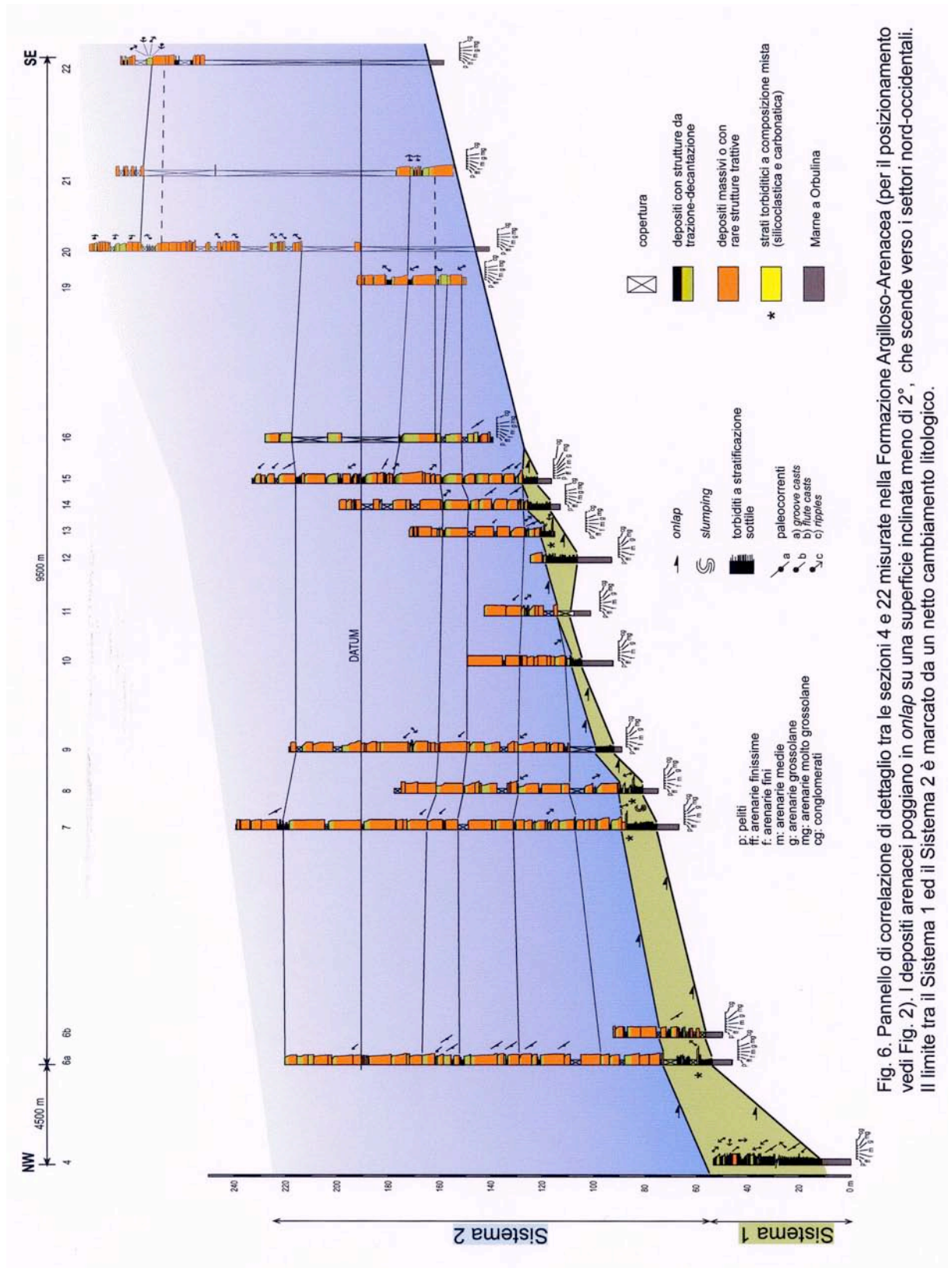
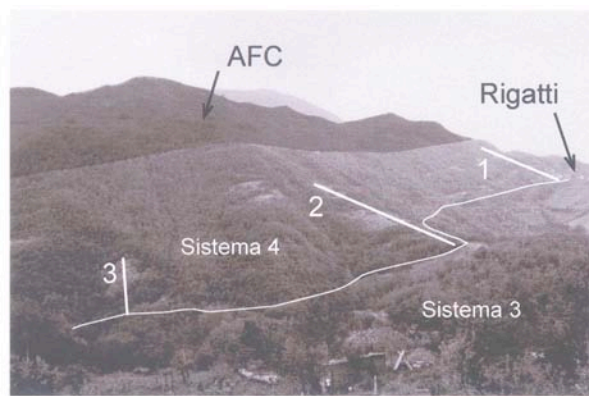


Fig. 6. Pannello di correlazione di dettaglio tra le sezioni 4 e 22 misurate nella Formazione Argilloso-Arenacea (per il posizionamento vedi Fig. 2). I depositi arenacei poggiano in *onlap* su una superficie inclinata meno di 2°, che scende verso i settori nord-occidentali. Il limite tra il Sistema 1 ed il Sistema 2 è marcato da un netto cambiamento litologico.



Vista del Sistema di Rigatti e posizione delle sezioni.
AFC: accumulo di frana sin-sedimentaria in rocce carbonatiche.

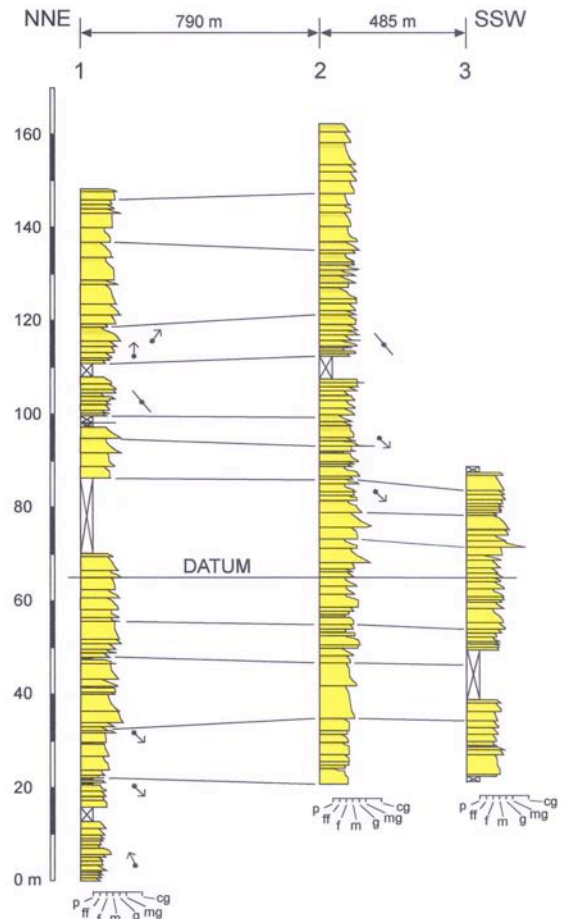


Fig. 7. Pannello di correlazione del Sistema 4. Per la posizione delle sezioni vedi Fig. 2.

All'interno di questi sistemi è possibile riconoscere unità deposizionali di vario ordine gerarchico, che variano in spessore da pochi metri ad alcune decine di metri. Le unità deposizionali di rango inferiore (FS1) sono sequenze di facies che mostrano tendenze di tipo *fining-upward*, sebbene i loro caratteri tessiturali si mantengano costanti per gran parte dello spessore. La sovrapposizione di più sequenze di facies di questo tipo da luogo ad unità deposizionali di rango superiore (FS2), che generalmente hanno tendenze di tipo *thinning* e *fining-upward* (Fig. 8). Queste unità elementari (FS1 e FS2) si sovrappongono nell'ambito di cicli di spessore decametrico, spesso privi di una tendenza verticale ben definita.

L'analisi di facies e le ricostruzioni stratigrafico-fisiche hanno permesso di interpretare questa successione come un complesso di sistemi deposizionali confinati all'interno di depressioni strutturali, probabilmente alimentati da apparati deltizi molto ricchi in sabbia (Milli & Moscatelli, 2000, 2001, 2002; Bigi et al., 2003; Moscatelli, 2003). Dal punto di vista sedimentologico, i depositi mostrano alcuni caratteri fisici ricorrenti: a) abbondanza di arenarie fini e medie (subordinatamente grossolane) in strati massivi ed amalgamati, che passano, verticalmente e lateralmente, ad arenarie fini e finissime con strutture da sfuggita d'acqua e/o da trazione-decantazione; b) presenza di clasti pelitici di diverse forme e dimensioni, disposti in vario modo all'interno degli strati.

Gli indicatori di paleocorrenti registrano flussi che si muovevano principalmente verso ESE, S e SSE, anche se non mancano paleocorrenti verso E, NE, NNW, WNW. La maggior parte di questi andamenti anomali è stata osservata nei primi due

sistemi torbiditici, generalmente pochi metri sopra al contatto con le Marne a Orbulina. L'anomalia viene spiegata con fenomeni di deflessione e riflessione dei flussi gravitativi che, scorrendo verso i settori meridionali, risentivano dell'andamento del substrato (Fig. 5). La correlazione delle sezioni, infatti, ha reso evidente l'*onlap* dei depositi torbiditici sulle emipelagiti delle Marne a Orbulina, in corrispondenza di una superficie che immergeva mediamente a N con un'inclinazione inferiore ai due gradi (Fig. 6). Allo stesso modo, le torbiditi ricoprivano progressivamente le scarpate laterali del bacino, interagendo sia con i *fan deltas* impostati a ridosso delle strutture sabine, sia con gli *aprons* carbonatici alimentati dagli alti intrabacinali (Fig. 9). Strati arenitici a geometria lenticolare e composizione mista (carbonato- e silicoclastica), in particolare, si rinvenivano in Val di Varri intercalati alle arenarie del Sistema 1, mentre sono assenti nei depositi più recenti, a testimoniare il progressivo ricoprimento delle scarpate marginali da parte delle torbiditi silicoclastiche.

Rapporti stratigrafici con la Formazione di Frosinone

I rapporti stratigrafici tra la successione torbiditica tortoniana della Valle Latina e quella messiniana della Valle del Salto-Val di Varri-Val Roveto (Fig. 1) non sono mai stati definiti chiaramente. La correlazione tra le sezioni misurate nella Formazione Argilloso-Arenacea, a tal proposito, consente di formulare un'interessante ipotesi di lavoro, che dovrà essere ulteriormente verificata e potrà essere discussa sul terreno (vedi Moscatelli, 2003). Dei quattro sistemi torbiditici riconosciuti nel settore indagato, i primi due (Sistemi 1 e 2) poggiano in *onlap* sui depositi emipelagici delle Marne a Orbulina, con una migrazione apparente verso i settori sud-orientali (vedi Fig. 6). Secondo la nostra ipotesi, il primo dei due sistemi potrebbe rappresentare la porzione di raccordo tra la successione terrigena della Valle Latina (Formazione di Frosinone, Tortoniano superiore) e quella della Marsica (Formazione Argilloso-Arenacea, Messiniano inferiore). Questi depositi occupavano un settore compreso tra il fronte dei Sabini e le propaggini settentrionali della struttura simbruino-ernica (Fig. 9), chiudendo verso E in corrispondenza delle strutture carbonatiche marsicane. In seguito il depocentro del bacino si sarebbe definitivamente spostato al fronte dei Simbruini (Fig. 10), successivamente ad una fase deformativa marcata da una netta superficie di discontinuità stratigrafica. Proprio su questa superficie poggiano i depositi del Sistema 2, che ricoprono in *onlap* anche le torbiditi del sistema precedente (Fig. 6).

Questa interpretazione sembrerebbe confermata dallo studio petrografico condotto in questo settore dell'Appennino, sia sui depositi carbonatoclastici, sia su quelli silicoclastici del Tortoniano superiore e del Messiniano inferiore (Critelli et al., 2002, 2004a, b). Sono state definite, infatti, due petrofacies principali che caratterizzano rispettivamente i depositi silicoclastici della Valle Latina e quelli della Valle del Salto-Val di Varri (Fig. 11). I depositi torbiditici del Sistema 1, a tal proposito, mostrano una composizione che si sovrappone sorprendentemente a quella dei depositi tortoniani, mentre si discosta notevolmente da quella dei sistemi torbiditici più recenti.

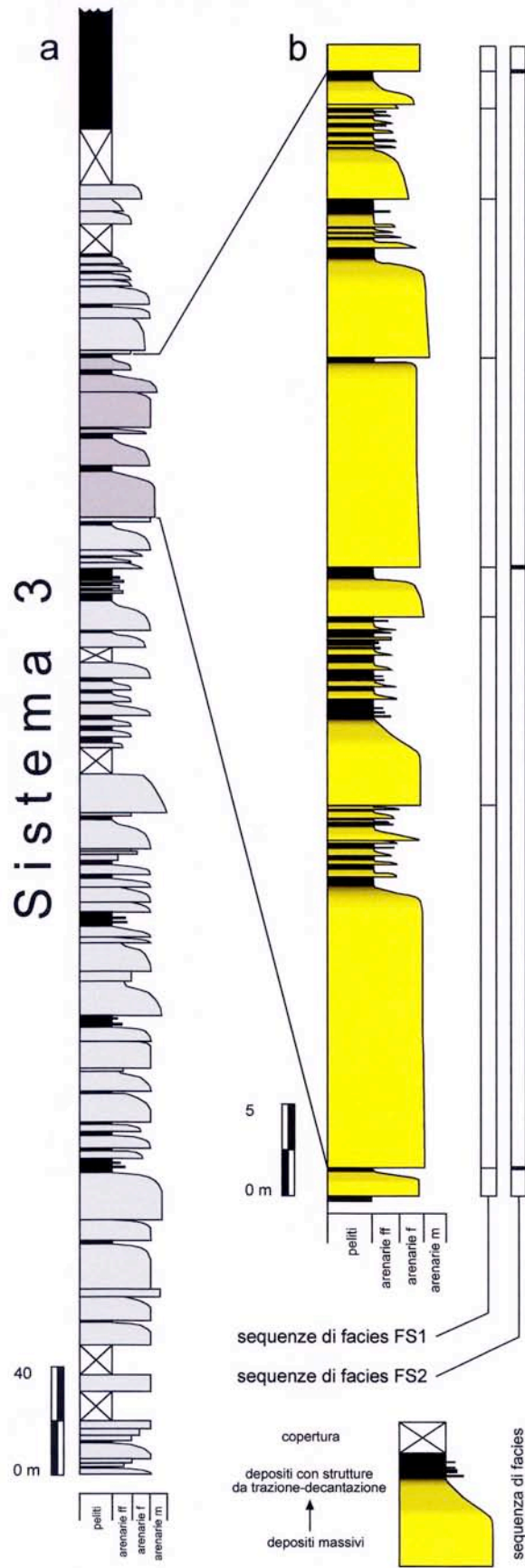


Fig. 8. a) Sezione stratigrafica rappresentativa del Sistema 3 nel settore centrale della Val di Varri. b) Dettaglio che mostra la ciclicità ad alta frequenza dei depositi torbiditici (sequenze di facies FS1 e FS2).

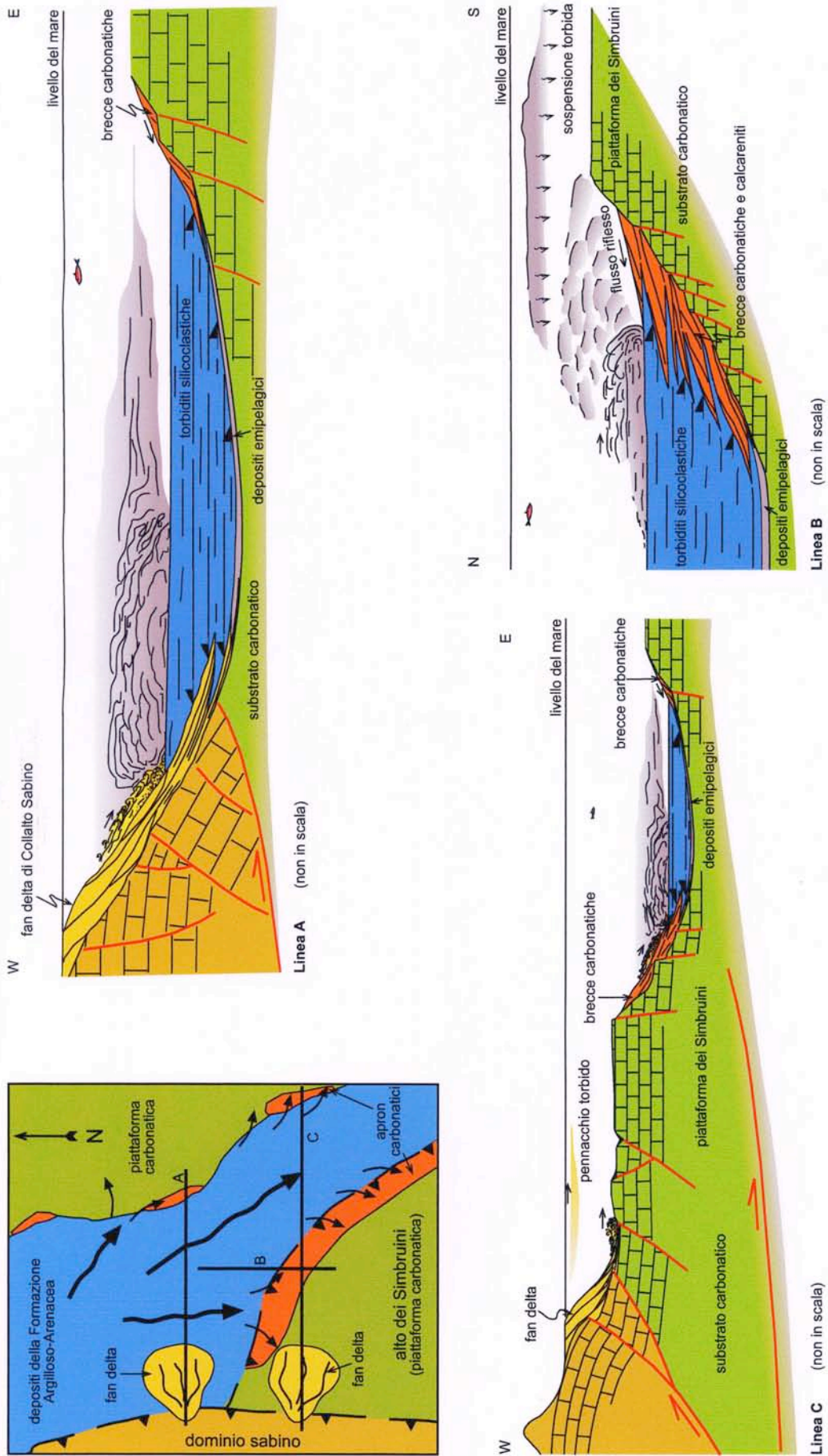


Fig. 9. Schemi paleogeografici del bacino Salto-Tagiaco durante il Messiniano inferiore.

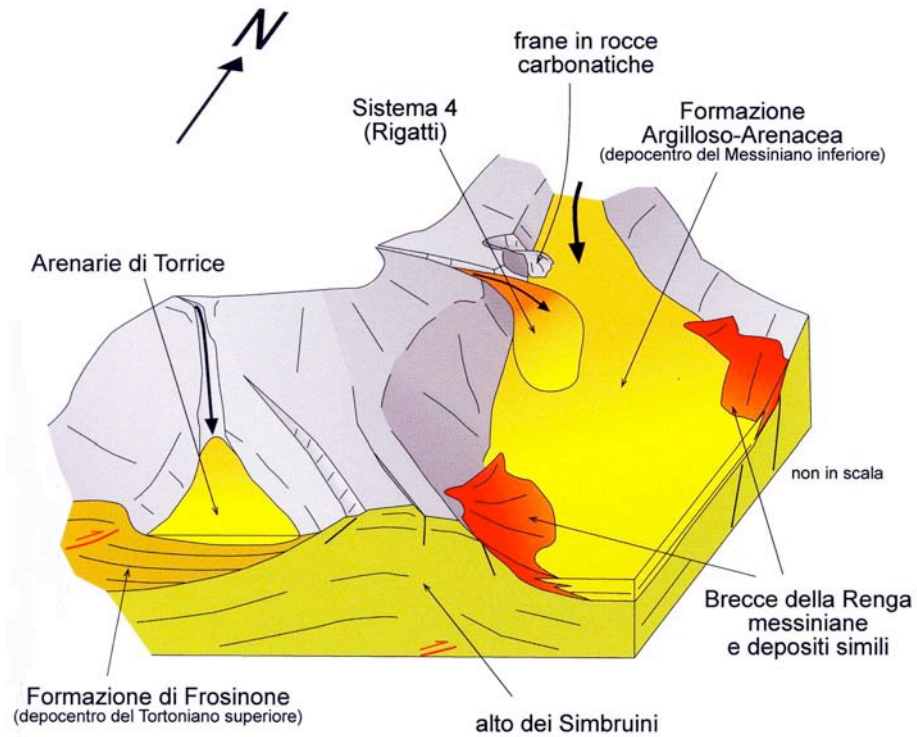


Fig. 10. Blocco-diagramma che mostra il probabile assetto deposizionale del settore compreso tra i bacini di sedimentazione della Formazione di Frosinone e della Formazione Argilloso-Arenacea, dopo la migrazione del depocentro al fronte dei Simbruini.

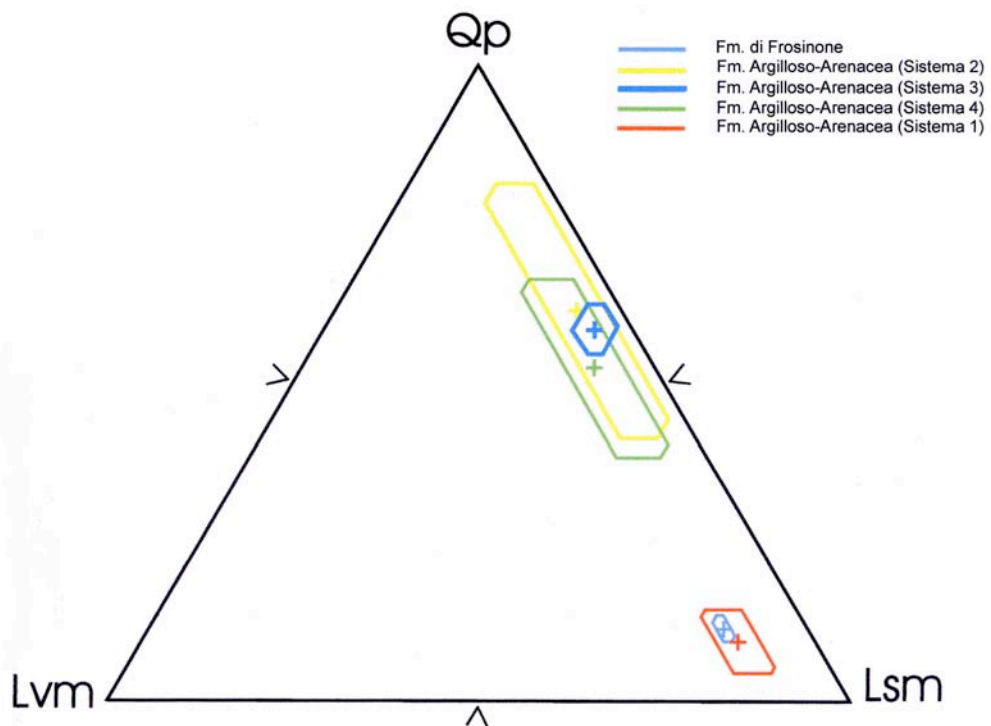


Fig. 11. Diagramma petrografico riassuntivo che mostra i caratteri composizionali della Formazione di Frosinone in riferimento ai sistemi deposizionali torbiditici individuati nella Formazione Argilloso-Arenacea. Qp (quarzo policristallino); Lvm (litici vulcanici e metavulcanici con incluse serpentiniti); Lsm (litici metamorfici e sedimentari). Da Perrotta (2003).

Il Bacino della Laga

Il Bacino della Laga, situato ad E del fronte dei Sibillini nel settore marchigiano-abruzzese (Fig. 12), si è delineato come elemento morfodinamico nel Miocene inferiore-medio e solo nel Messiniano basale è stato inglobato nel dominio d'avanfossa (Centamore et al., 1991). La fisiografia di questo bacino era fortemente condizionata dalla presenza di lineamenti tettonici che hanno delimitato settori con differenti tassi di subsidenza. La Linea Fiastrone-Fiastrella, a nord di Ascoli Piceno, suddivideva il Bacino della Laga in una porzione settentrionale ed una meridionale più subsidente; la Linea M. Morrone-Montebello di Bertona e il fronte del Gran Sasso, invece, delimitavano verso sud, il bacino (Cantalamesa et al., 1980, 1983, 1986), la cui successione stratigrafica tipica è costituita dalle formazioni pelagiche ed emipelagiche del Bisciario (Aquitaniense), delle Marne con cerroghia (Burdigaliano-Tortoniano inferiore), delle Marne a Pteropodi (Tortoniano superiore) e delle Marne a Orbulina (porzione basale del Messiniano inferiore) che passano, verso l'alto e lateralmente, ai depositi torbiditici della Formazione della Laga (Centamore et al., 1991).

Nei primi lavori su quest'ultima unità (Colacicchi, 1958; Girotti & Parotto, 1969, Bernardini, 1969) sono state riconosciute una serie di litofacies, che hanno permesso di distinguere un complesso basale arenaceo, con caratteri di *flysch* prossimale, e un sovrastante complesso argilloso, con caratteri di *flysch* distale. Gli studi stratigrafico-sedimentologici condotti successivamente (Centamore et al., 1978; Mutti et al., 1978; Cantalamesa et al., 1980, 1981, 1982, 1983, 1986; Centamore et al., 1990, 1991, 1992, 1993; Morelli, 1994) hanno permesso di interpretare questi depositi secondo i modelli di conoide sottomarina proposti da Normark (1970) e Mutti & Ricci Lucchi (1972) e di suddividere questa unità in tre membri: pre-evaporitico (Messiniano inferiore), evaporitico (Messiniano medio) e post-evaporitico (Messiniano superiore). I dati delle paleocorrenti indicano una principale dispersione dei sedimenti (in senso longitudinale) da NW verso SE, per i membri pre-evaporitico ed evaporitico; paleocorrenti dirette verso i quadranti settentrionali caratterizzano, invece, i depositi del membro post-evaporitico (Centamore et al., 1991; Morelli, 1994).

Centamore et al. (1990, 1993), in particolare, hanno distinto nei depositi torbiditici della Laga due successioni: la prima, che affiora a W della dorsale Montagna dei Fiori-Montagnone, sarebbe costituita solo dai primi due membri; la seconda, affiorante ad E della stessa struttura, mostrerebbe invece tutti e tre i membri. Secondo questi Autori le due successioni sarebbero l'espressione dello spostamento verso E del depocentro dell'avanfossa messiniana. Altri Autori ritengono, invece, che la successione messiniana posta ad E della dorsale Montagna dei Fiori-Montagnone e la Formazione del Cellino (Pliocene inferiore) si siano deposte all'interno di uno stesso bacino, sviluppatosi a partire da Messiniano superiore (Paltrinieri et al., 1982; Ghisetti & Vezzani, 1988, 1990; Ori et al., 1991; Patacca et al., 1991). In particolare Ori et al. (1991), nella loro interpretazione stratigrafico-sequenziale della successione miocenica e plio-pleistocenica della avanfossa adriatica, riconoscono una caduta relativa del livello marino durante la crisi di salinità del Messiniano alla quale collegano la deposizione delle evaporiti primarie della Formazione Gessoso-Solfifera. Gli stessi Autori evidenziano, inoltre, che le evaporiti primarie sono troncate al tetto da una importante superficie di discontinuità (base della Sequenza M degli Autori), che marcherebbe la migrazione verso E del sistema d'avanfossa messiniano (vedi oltre).

La stratigrafia fisica dei depositi messiniani dell'avanfossa appenninica è stata recentemente rivista e modificata (Bassetti, 2000; Roveri et al., 1998, 2001; Ricci Lucchi et al., 2002; Rossi et al., 2002), grazie all'utilizzo di nuove metodologie di indagi-

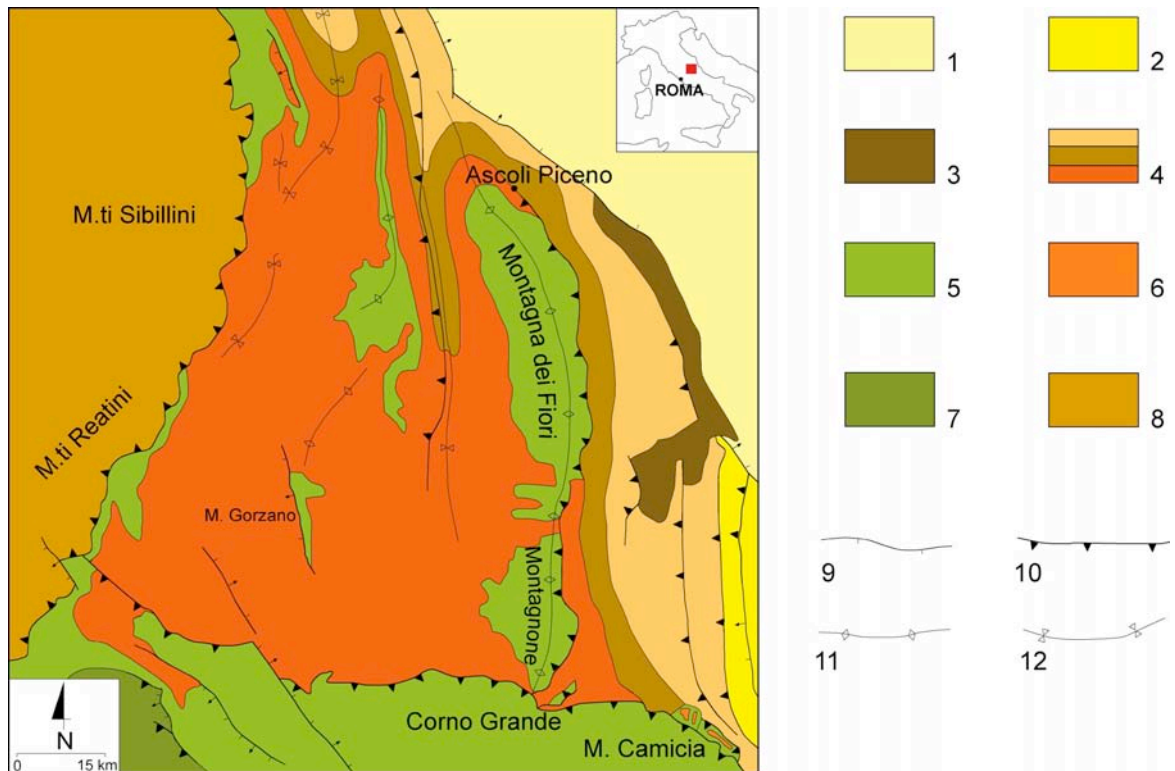


Fig. 12. Schema geologico del settore marchigiano-abruzzese. 1) Depositi marini e continentali pliocenico-quadernari; 2) Formazione Cellino; 3) Marne del Vomano; 4) Marne a Pteropodi e Formazione della Laga (dal basso verso l'alto: membro pre-evaporitico, evaporitico e post-evaporitico); 5) pelagiti del bacino Marchigiano-Abruzzese; 6) Conglomerati di Monte Coppe; 7) carbonati della piattaforma Laziale-Abruzzese; 8) pelagiti del bacino Umbro; 9) faglia diretta; 10) thrust; 11) anticlinale; 12) sinclinale. (Modificato da Ghisetti & Vezzani, 1988; Centamore et al., 1991, 1993).

ne e a recenti datazioni radiometriche (Vai, 1997; Odin et al., 1997a, b; Krijgsman et al., 1999; Bigazzi et al., 2000). Il risultato di questo lavoro ha portato alla definizione di un nuovo schema cronostratigrafico del Messiniano e al riconoscimento di quattro unità a limiti inconformi (allunità o UBSU), al cui interno sarebbero presenti depositi fluvio-deltizi e torbiditici. Sebbene queste quattro unità siano state individuate in Romagna e nelle Marche, esse trovano espressione fisica anche nel settore meridionale del bacino della Laga (Artoni, 2003; vedi oltre) e, solo parzialmente, hanno corrispondenza con le unità informali individuate da Centamore & Nisio (2003) lungo la fascia periadriatica compresa tra il F. Vomano e il F. Pescara.

Assetto deposizionale

L'assetto deposizionale del bacino della Laga è stato ricostruito, principalmente, grazie allo studio stratigrafico-sedimentologico e strutturale della successione calcareo marnosa pre-torbiditica (Cantalamessa et al., 1980, 1983, 1986; Centamore et al., 1990, 1991, 1992, 1993).

Il bacino della Laga *Auct.*, insieme agli altri elementi morfodinamici che hanno caratterizzato il sistema d'avanzfossa appenninico messiniano (il bacino del Salto-Tagliacozzo, tra gli altri), è caratterizzato da un substrato calcareo-marnoso sul quale poggiano emipelagiti e torbiditi silicoclastiche. La successione basale, in particolare, è costituita da depositi clastici di rampa carbonatica, che registrano l'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino sino al Tortoniano medio. La migrazione del sistema orogenico in questo settore è testimoniata da una repentina variazione dei

caratteri litologici, causata dall'isolamento di zone a circolazione ristretta, all'interno delle quali si deponevano principalmente emipelagiti (Marne a Pteropodi *Auct.*).

Substrato calcareo-marnoso

Il substrato dell'avanfossa messiniana marchigiano-abruzzese è caratterizzato da varie unità litostratigrafiche, parzialmente eteropiche, che testimoniano l'estrema articolazione del bacino sedimentario. Le depressioni strutturali mostrano generalmente successioni detritiche più o meno continue, di età compresa tra l'Aquitano (Bisciario *Auct.*) ed il Tortoniano (Marne con cerrognia *Auct.*). Questi depositi sono costituiti da calcari, calcari marnosi, marne e marne argillose estremamente bioturbati, con liste di selce ed intercalazioni vulcanoclastiche. In associazione si rinvengono spesso intercalazioni di calcareniti, provenienti dalla piattaforma carbonatica del dominio Laziale-Abruzzese e dagli alti intrabacinali, che caratterizzavano soprattutto i settori più depressi del bacino (Marne con Cerrognia nell'area compresa tra il F. Tronto ed il F. Velino, Cantalamessa et al., 1980). In eteropia laterale si osservano successioni prive di intercalazioni detritiche (Schlier *Auct.*), che probabilmente occupavano zone di alto intrabacinale, lontane dalla piattaforma carbonatica.

Depositi emipelagici

Dal Tortoniano medio al Messiniano basale all'interno della successione bacinale si instaurano condizioni di ambiente euxinico, tipiche dei depositi riferibili alle Marne a Pteropodi. Questa unità è caratterizzata da marne e marne argillose con bioturbazioni e sottili livelli calcarenitici (membro inferiore di Cantalamessa et al., 1980), che verso l'alto passano a marne scure laminate (membro superiore di Cantalamessa et al., 1980). Al tetto possono essere presenti intercalazioni di arenarie in strati sottili e medi, che testimoniano la parziale eteropia con le torbiditi silicoclastiche della Formazione della Laga.

Depositi silicoclastici

I depositi silicoclastici di questo bacino, costituiscono la Formazione della Laga e registrano, durante il Messiniano, l'evoluzione ad avanfossa del bacino omonimo. Essi mostrano un assetto deposizionale condizionato dalla tettonica sin-sedimentaria (Tavernelli et al., 1999; Scisciani et al., 2000; 2001, 2002a, b; de Feyter & Delle Rose, 2002) che determina l'articolazione del substrato secondo strutture a sviluppo longitudinale e trasversale (Cantalamessa et al., 1986).

Negli anni '70 e '80 gli studi a carattere stratigrafico-sedimentologico sui depositi torbiditici del bacino della Laga sono stati molto intensi. Ad oggi, tuttavia, non c'è ancora accordo né sui rapporti stratigrafici che intercorrono tra i vari membri della Formazione della Laga, né sulla natura del contatto tra quest'ultima e i depositi torbiditici del Pliocene inferiore (Casnedi, 1976, 1983, 1986, 1991; Cantalamessa et al., 1980, 1981, 1982, 1983, 1986; Paltrinieri et al., 1982; Ghisetti & Vezzani, 1983, 1990, 1991; Patacca & Scandone, 1989; Centamore et al., 1990, 1991, 1992, 1993; Patacca et al., 1991; Bigi et al., 1996, 1999; Argnani & Ricci Lucchi, 2001).

Le indagini condotte negli ultimi anni dal nostro gruppo di lavoro si sono concentrate essenzialmente sulla porzione inferiore della successione torbiditica, storicamente definita come membro pre-evaporitico. L'interpretazione dei depositi in

oggetto come “torbiditi classiche”, *sensu* Walker & Mutti (1973), è stata accettata da sempre come dato di fatto. Lo studio di dettaglio condotto su questa successione (sono state misurate 19 sezioni stratigrafico-sedimentologiche, per uno spessore complessivo di oltre 4000 m, nel settore compreso tra il T. Fluvione a N ed il fronte del Gran Sasso a S) ha permesso di acquisire nuovi dati che hanno consentito di reinterpretarla sia in termini stratigrafici, sia in termini di processi e ambienti deposizionali. Nell’ambito della successione indagata sono state infatti individuate unità stratigrafico-deposizionali informali di differente ordine gerarchico e diverse superfici di discontinuità (Milli et al., 2004), che hanno una stretta corrispondenza con quelle riconosciute da altri Autori in Appennino centro-settentrionale (Roveri et al., 2001; Ricci Lucchi et al., 2002; Rossi et al., 2002; Artoni, 2003).

Il pannello di correlazione di Fig. 13, costruito utilizzando dati inediti di sezioni misurate (Stanzione, 2002; Gennari, 2003; Marini, 2003; Milli et al., 2003; Moscatelli, 2003) e dati di letteratura (Cantalamessa et al., 1980; Morelli, 1994; Albouy et al., 2002) evidenzia un’organizzazione stratigrafica della successione esaminata caratterizzata da due principali unità stratigrafiche, interpretabili come UBSU o allonità (Laga 1 e Laga 2), a loro volta delimitate da tre superfici di inconformità (I1, I2, I3), al cui interno si possono riconoscere una serie di cicli deposizionali torbiditici sviluppati su differente scala fisica e temporale. L’assetto stratigrafico che emerge dall’analisi del pannello di correlazione è del tutto simile a quello proposto da Artoni (2003), con una ottima corrispondenza per quanto riguarda, sia le tre principali superfici di discontinuità (U1, U2 e U3 dell’Autore), sia le due unità stratigrafiche riconosciute (Laga 1 e Laga 2, rispettivamente PRE-EV ed EV dell’Autore).

Le tre superfici di discontinuità possono essere ricondotte a tre fasi evolutive del sistema d’avanfossa appenninico. La superficie I1 marca la base della Formazione della Laga e rappresenta la superficie di *onlap* delle unità torbiditiche arenacee sulla rampa esterna dell’avampaese (attuale fianco occidentale della anticlinale delle Montagna dei Fiori-Montagnone, Fig. 13). La superficie I2 marca un cambio di tendenza evolutiva nell’ambito dell’intera unità e una netta variazione nei caratteri deposizionali dei sedimenti torbiditici. Tali cambiamenti sarebbero da ricollegare ad una migrazione locale del depocentro e ad una modificazione della fisiografia del bacino di sedimentazione, dovuta all’azione di *thrust* che inducevano una variazione del locale profilo deposizionale (vedi Fig. 13). In particolare, questa superficie potrebbe marcare l’inizio della strutturazione della dorsale di Acquasanta, che avrebbe condizionato anche la direzione di scorrimento delle correnti di torbida (vedi oltre). La superficie I3 assumerebbe un significato ancora più importante, e sarebbe da ricondurre a quella che in letteratura è conosciuta come “fase tettonica infra-Messiniana”. Questa superficie coinciderebbe con il limite inferiore della sequenza M di Ori et al. (1991) ed è posta alla base dei depositi gesso-arenitici risedimentati che caratterizzano il membro evaporitico di Centamore et al. (1991). In realtà, nell’area esaminata, la superficie I3 non è ben evidente, tanto che il passaggio tra i depositi torbiditici silicoclastici e le gesso-areniti avviene transizionalmente (v. località Paranesi). In questo settore essa assumerebbe, infatti, più il significato di una *correlative conformity*, espressione verso il bacino della superficie di inconformità che, nei settori più settentrionali, ha caratteri erosivi ed è posta al tetto dei gessi primari. Questa superficie, in accordo anche con quanto evidenziato dai precedenti Autori, dovrebbe marcare una fase di flessurazione dell’avampaese appenninico.

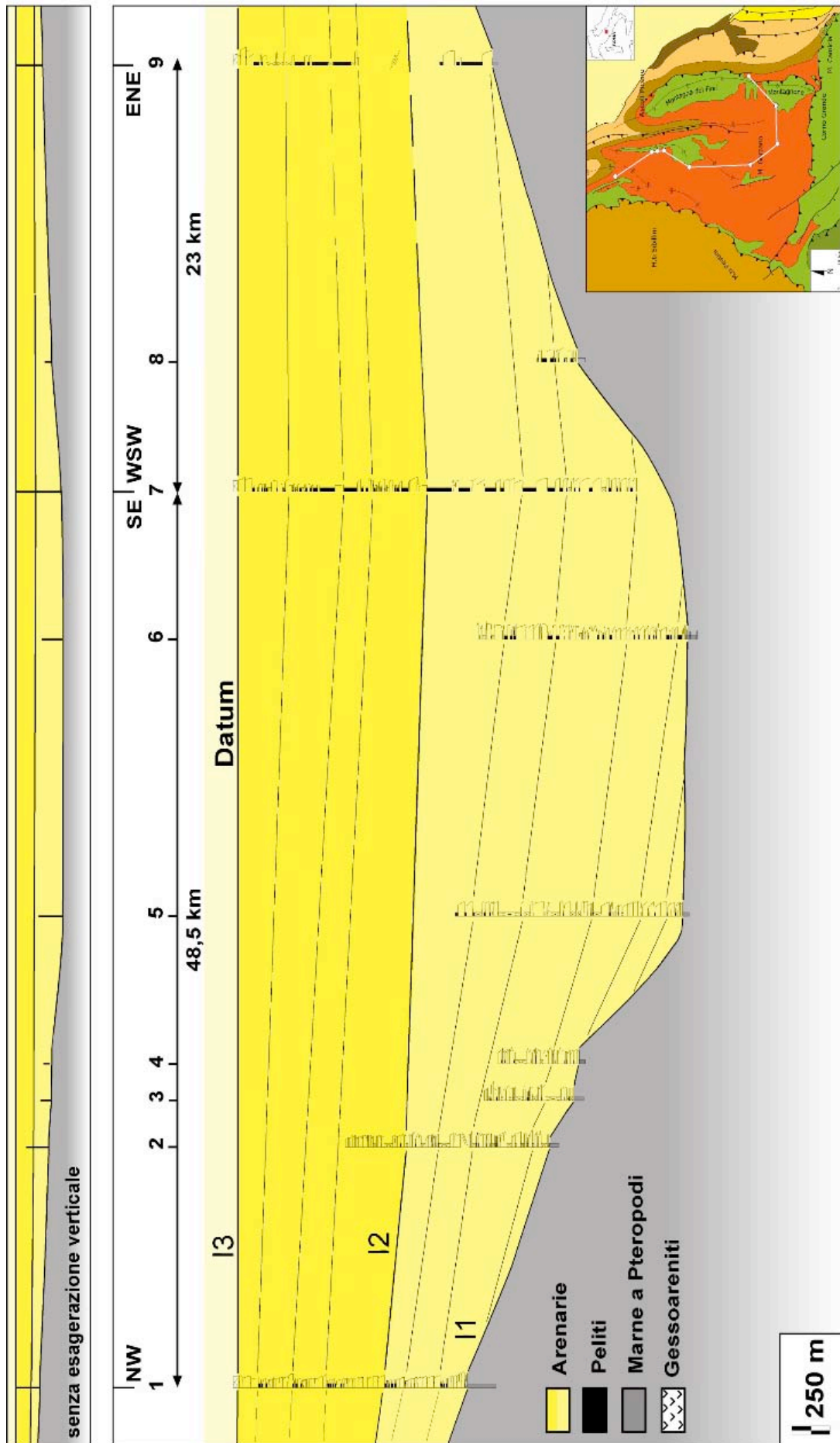


Fig. 13. Schema stratigrafico del membro pre-evaporitico della Formazione della Laga. Per il significato delle superfici I1, I2 e I3 vedi testo.

Sulla base di quanto esposto precedentemente parte dei depositi dell'unità Laga 2 potrebbero essere plausibilmente tempo-equivalenti delle evaporiti primarie che si depositavano sui settori rialzati, ai margini del depocentro del bacino.

Le unità Laga 1 e Laga 2 sono organizzate in cicli deposizionali che raggiungono spessori dell'ordine dei 250-300 m. Questi cicli mostrano caratteri fisici comparabili con gli stadi di crescita dei sistemi torbiditici (Mutti et al., 1987), a loro volta espressione delle fasi di avanzamento e retrogradazione connesse allo spostamento delle aree di trasferimento e deposizione dei sedimenti (Mutti et al., 1994, 1999).

I diversi sistemi deposizionali, a loro volta, sono costituiti da unità deposizionali di spessore metrico e decametrico (FS1), che costituiscono sequenze di facies con generale tendenza *fining-upward*. La sovrapposizione di più sequenze di facies di questo tipo da luogo ad unità deposizionali di rango superiore (FS2), che hanno tendenze di tipo *thinning* e *fining-upward* oppure *thickening* e *coarsening-upward* (Fig. 14). Queste unità elementari (FS1 e FS2) si sovrappongono nell'ambito di cicli di spessore decametrico, con tendenze verticali di tipo *fining-upward* (Fig. 14).

Dal punto di vista sedimentologico, i depositi sono caratterizzati da una spiccata variabilità tessiturale e strutturale. Gli strati massivi mostrano granulometrie variabili dalle arenarie grossolane a quelle fini e, in genere, costituiscono la base delle diverse unità deposizionali. Strutture trattive di vario tipo sono diffuse in tutta la successione e si sviluppano, generalmente, al tetto delle porzioni arenacee massive. Riguardo alle paleocorrenti, la porzione inferiore della successione torbiditica (Laga 1) è caratterizzata da strutture che indicano un'alimentazione costante dai settori nord-orientali. Nella porzione superiore, invece, gli indicatori di paleocorrente ruotano verso S di 15°-20°, con provenienza dei flussi dalle aree settentrionali (Laga 2). Questa rotazione, che si associa ad una variazione anche nei caratteri stratigrafico-sedimentologici, è da imputare, probabilmente, ad una tettonica sin-sedimentaria che modifica la morfologia del bacino e condiziona lo scorrimento dei flussi gravitativi (struttura di Acquasanta?, Fig. 12).

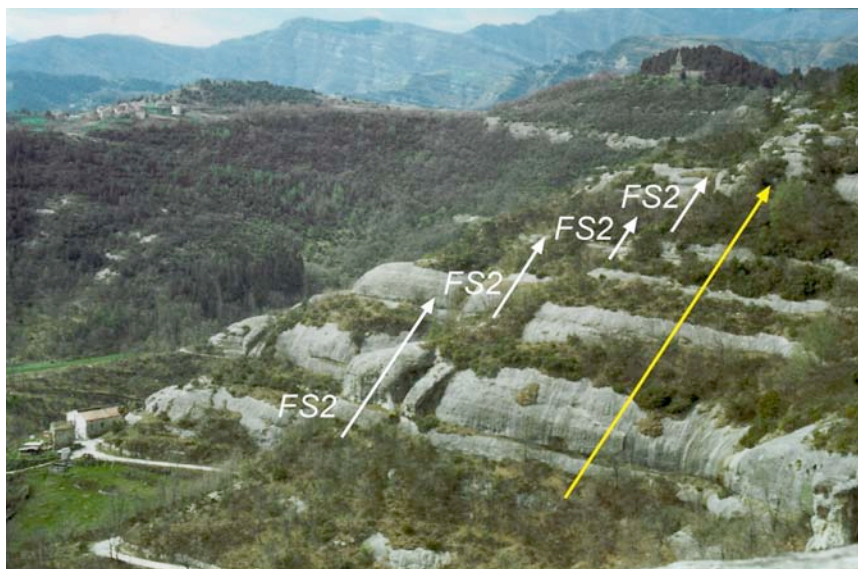


Fig. 14. Sequenze di facies FS2 organizzate in cicli *fining upward* di ordine gerarchico superiore (freccia gialla). Località Scalette.

Caratteri composizionali della Formazione della Laga

Da un punto di vista strettamente composizionale i depositi della Formazione della Laga sono stati inizialmente analizzati da Ten Haaf (1959) e Brambati (1969) che hanno ipotizzato una provenienza settentrionale dei materiali, essenzialmente dalle Alpi occidentali. Studi successivi da parte di Chiocchini & Cipriani (1989, 1991, 1992) hanno indicato una provenienza occidentale dei sedimenti, che deriverebbero dal disfacimento di rocce granitiche e metamorfiche di alto grado, appartenenti ad un frammento di catena alpina traslato verso est insieme alle unità alloctone liguri. Civitelli *et al.* (1991), analizzando la composizione dei minerali pesanti, hanno confermato le analogie tra i depositi della Formazione della Laga e quelli dei bacini minori laziali-abruzzesi rimarcando, indirettamente, l'analogia provenienza di questi ultimi depositi. Più recentemente Morelli (1994) e Corda & Morelli (1996) hanno riconosciuto nella Formazione della Laga tre principali petrofacies litiche che, dal basso verso l'alto, evidenziano un aumento di frammenti di rocce silicee e carbonatiche. Valloni *et al.* (2002) raggruppando queste petrofacies, hanno suddiviso la successione della Laga in due unità petrostratigrafiche: quella inferiore comprenderebbe i due membri pre-evaporitico ed evaporitico, mentre quella superiore solo il membro post-evaporitico. Secondo questi Autori i cambi di petrofacies sarebbero imputabili a variazioni nell'estensione geografica delle aree di drenaggio dei corsi d'acqua, connessa principalmente all'attività tettonica e, secondariamente a quella eustatica. L'unità petrostratigrafica inferiore, in particolare, sarebbe stata alimentata da flussi torbiditici provenienti da settori settentrionali, che si muovevano lungo l'asse del bacino di avanfossa. L'unità petrostratigrafica superiore, invece, avrebbe avuto la principale fonte di alimentazione da settori trasversali alla catena, sebbene lo scorrimento dei flussi all'interno dell'avanfossa sarebbe avvenuto, comunque, in senso assiale.

È evidente da quanto detto nei paragrafi precedenti, che la riorganizzazione del reticolo di drenaggio del sistema d'avanfossa dovrebbe essere avvenuta ben prima della deposizione del membro post-evaporitico. Proprio la superficie I2 (membro pre-evaporitico *Auct.*), infatti, dovrebbe marcare l'inizio del coinvolgimento delle strutture più esterne della catena (Sibillini), con un probabile riciclo di materiale silicoclastico già deposto più ad ovest.

Facies e *facies tract* nei depositi torbiditici inframessiniani

Nei depositi esaminati, sono state riconosciute 11 facies principali e 3 facies accessorie, descritte in base alle caratteristiche tessiturali e strutturali ed interpretate in termini di processi deposizionali. Esse inoltre sono state raggruppate sulla base delle popolazioni granulometriche, senza nessun riferimento all'ambiente di deposizione e in questo modo sono stati definiti quattro gruppi principali, i limiti dei quali si sovrappongono parzialmente per quelle tipologie di deposito che mostrano caratteri tessiturali comuni.

L'insieme di queste facies ha consentito inoltre di ricostruire dei possibili *facies tracts* (*sensu* Mutti, 1992; Mutti *et al.*, 1999), i quali, come da definizione, rappresenterebbero l'espressione della trasformazione che subirebbero, da sopra a sottocorrente, flussi torbiditici a differente grado di efficienza. Nel nostro caso, in funzione delle facies riconosciute e in relazione all'organizzazione stratigrafica dei depositi, sono stati ricostruiti quattro *facies tract* principali: *ft1*, *ft2*, *ft3* e *ft4* (Fig. 15). In linea generale, i *facies tract* da *ft1* a *ft3* (ordinati secondo un'efficienza dei

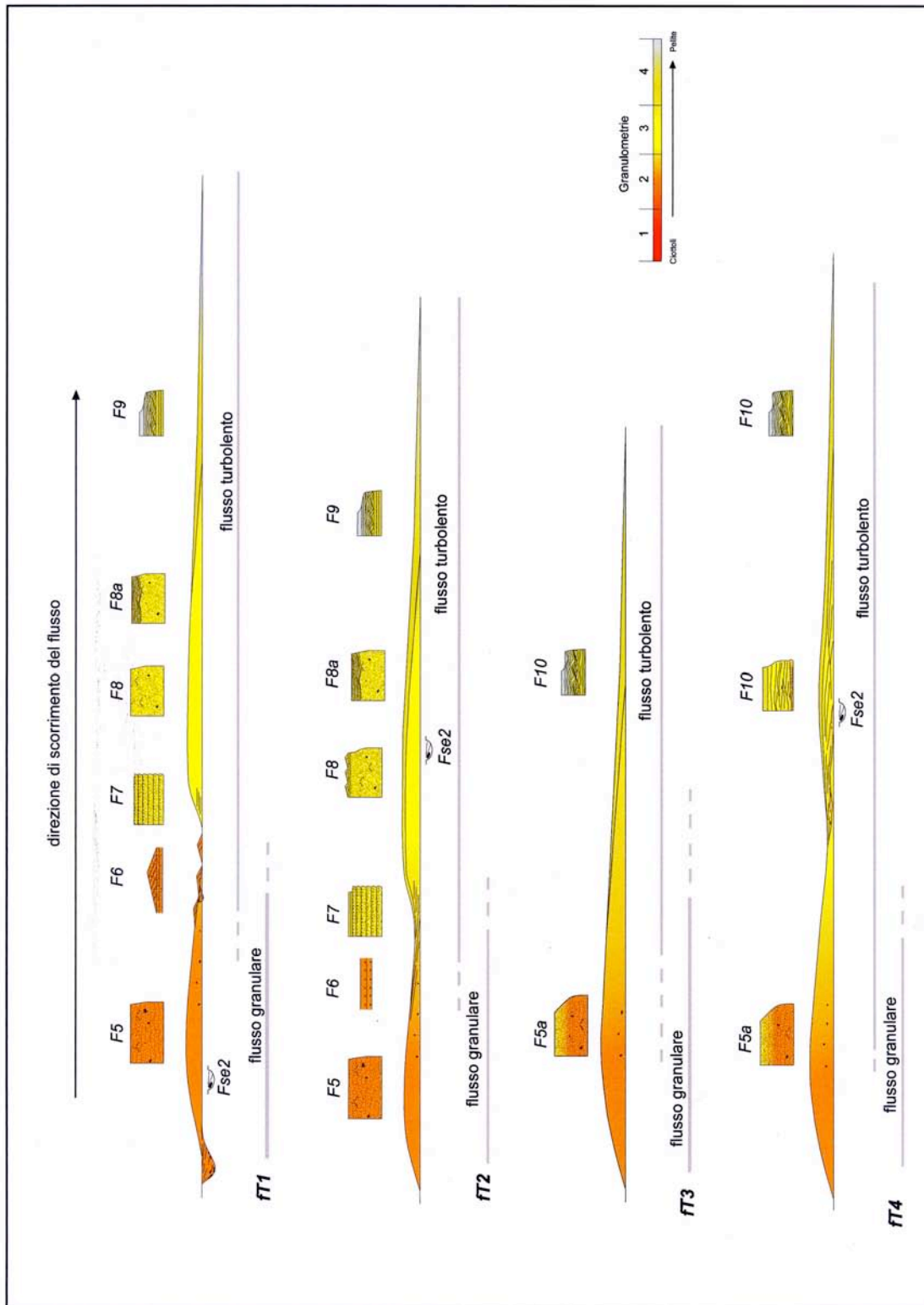


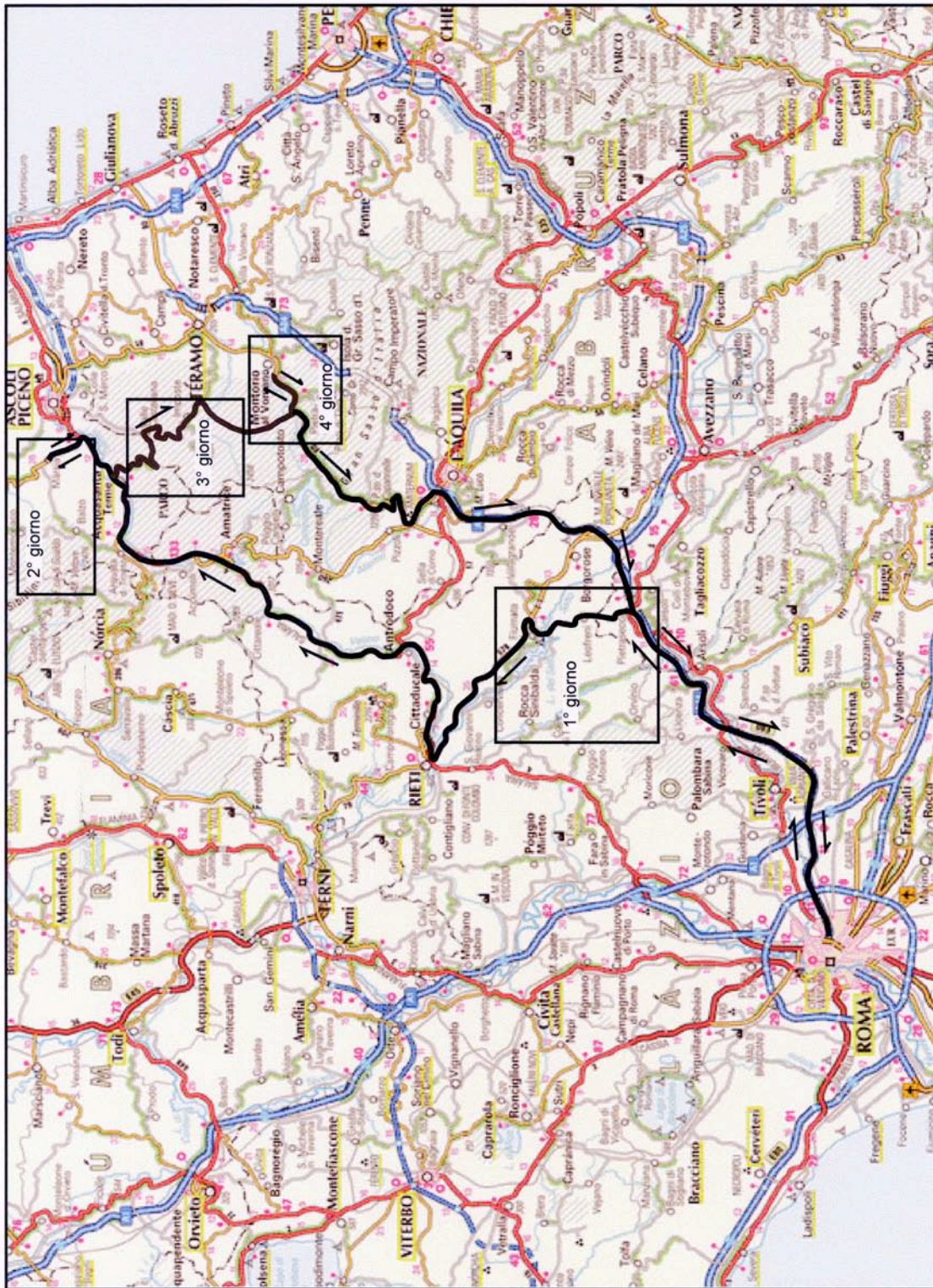
Fig. 15. Facies tract *FT1*, *FT2*, *FT3* ed *FT4* relativi a flussi a diverso grado di efficienza.

flussi decrescente) caratterizzano entrambe le successioni, sebbene il *facies tract FT1* sia prevalente nella Formazione della Laga, mentre il *facies tract FT3* caratterizzi soprattutto la porzione superiore del membro pre-evaporitico della Formazione Argilloso-Arenacea.

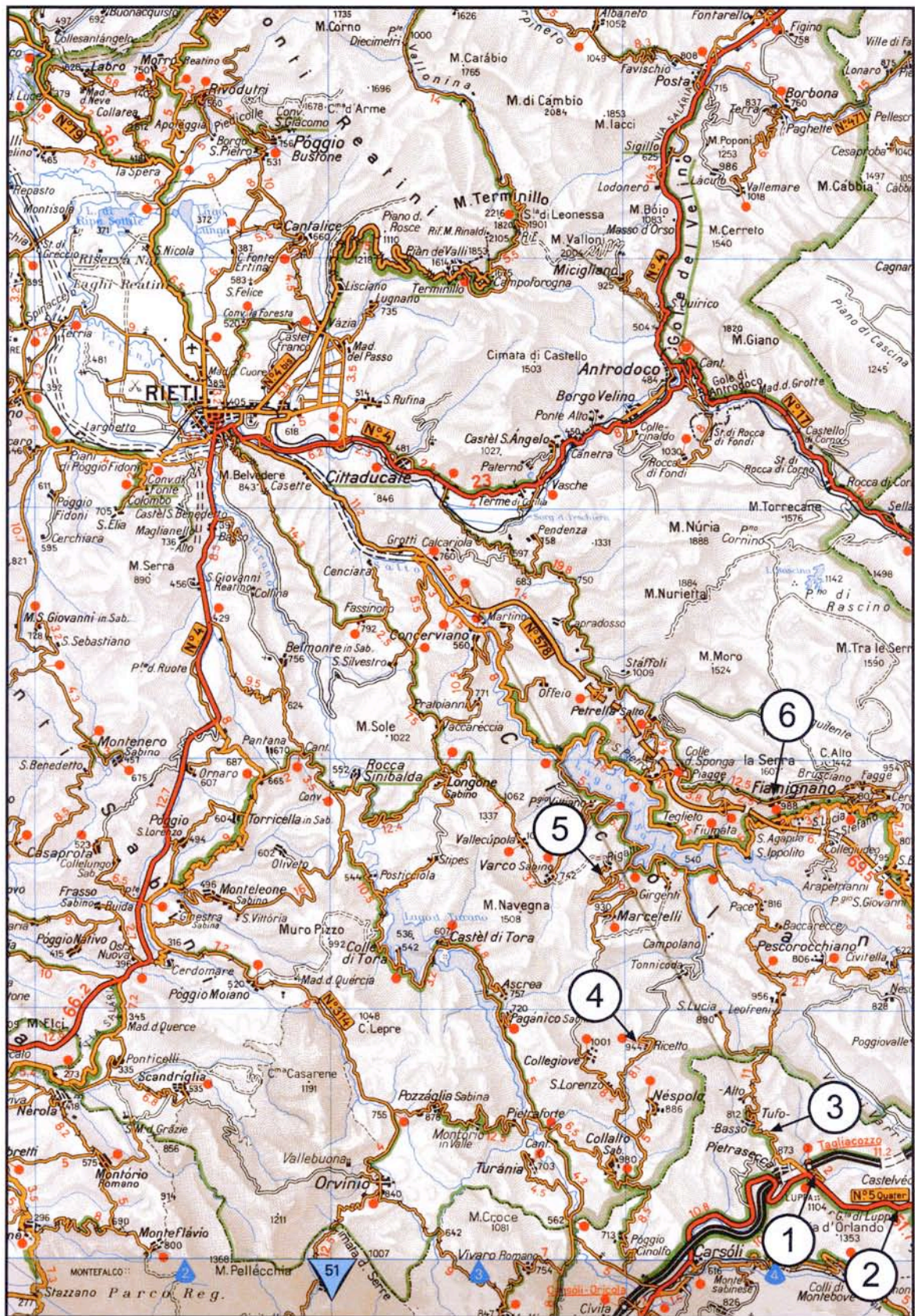
Nel caso del *facies tract FT1*, (Fig. 15), la sua maggiore efficienza è espressa da depositi ben selezionati e costituiti da strati spesso delimitati da superfici di *by-pass*, che evidenziano ripetute fasi di bipartizione e riconcentrazione del flusso.

I depositi connessi ai *facies tract FT2* e *FT3* mostrano caratteri di facies simili al precedente, ma se ne differenziano per una minore presenza di strutture trattive, una scarsa selezione dei depositi e una maggiore continuità laterale tra le facies. Tutti questi elementi testimoniano una scarsa efficienza dei flussi gravitativi, che nel *facies tract FT3* si esprime con un'associazione laterale continua di depositi, senza l'interposizione di zone di *by-pass* (vedi Sistema 4 del bacino Salto-Tagliacozzo).

I depositi riferibili al *facies tract FT4* hanno un basso grado di maturità tessiturale della facies massiva grossolana (*F5*) e mancano di alcune facies trattive; essi sono messi in relazione a flussi gravitativi a bassa efficienza con scarso o scarsissimo grado di bipartizione, che abbandonano contemporaneamente gran parte della classi granulometriche, dalle sabbie grossolane a quelle fini (facies *F5*). Un carattere tipico di questo *facies tract* è la presenza della facies *F10* che mostra una stratificazione ondulata e non parallela, descrivibile come una stratificazione tipo *hummocky* a piccola e grande scala, probabilmente prodotta attraverso meccanismi di trazione-decantazione. Strutture di questo tipo sono state generalmente considerate il prodotto di flussi combinati geostrofici connessi alle tempeste in ambiente di piattaforma (Dott & Bourgeois, 1982; Nottvedt & Kreisa, 1987; Myrow & Southard, 1991; Duke, 1990; Duke et al., 1991; Martel & Gibling, 1994; Beukes, 1996; Midtgaard, 1996), sebbene più recentemente esse siano state messe in relazione alla deposizione di flussi combinati, per i quali la componente oscillatoria sarebbe da attribuire: 1) alle onde interne che si generano lungo l'interfaccia tra la porzione diluita e quella più concentrata dei flussi gravitativi (Lambert et al., 1976, Wright et al., 1986; Nemeč, 1995); 2) all'azione delle onde durante fasi di tempesta contemporanee alla messa in posto di flussi iperpicnali (De Celles & Cavazza, 1992; Myrow & Southard, 1996; Wheatcroft, 2000; Myrow et al., 2002); 3) alla agitazione delle acque marine, in bacini poco profondi e tettonicamente confinati, prodotta da flussi iperpicnali di grosso volume, generati da piene fluviali catastrofiche (Mutti et al., 1996, 2000, 2003). In ogni caso, la facies *F10* sembrerebbe testimoniare una relazione genetica diretta tra piene fluviali e le correnti di torbida che alimentavano questi bacini.



Percorso generale dell'escursione



Localizzazione degli stop del 1° giorno.

Itinerario dell'escursione

L'itinerario dell'escursione, partendo da Roma, si snoda attraverso l'Appennino Centrale in direzione SW-NE. Nel primo giorno visiteremo affioramenti del Bacino del Salto-Tagliacozzo, dove vedremo depositi torbiditici depositi in un bacino strettamente confinato, in cui fenomeni di riflessione e deflessione condizionano l'evoluzione dei flussi e le facies risultanti.

Nel secondo e terzo giorno esamineremo i depositi torbiditici del membro pre-evaporitico della Formazione della Laga. Discuteremo sull'origine, la provenienza e l'evoluzione dei flussi responsabili della messa in posto di questi depositi, nonché delle relazioni con la sedimentazione deltizia. Nel quarto giorno vedremo le relazioni geometriche di *onlap* che contraggono i depositi torbiditici della Laga del Messiniano inferiore, sulla probabile rampa dell'avampaese appenninico.

Primo giorno. Bacino Salto-Tagliacozzo.

Stop 1: Uscita Tagliacozzo – Autostrada A24 Roma-L'Aquila.

- Inquadramento geologico-stratigrafico e paleogeografico della successione affiorante (Fig. 5).
- Formazioni dei Calcari a briozoi e litotamni, delle Marne a Orbulina, di Frosinone ? e Argilloso-Arenacea.

Da osservare:

- Contatti tra le quattro unità litostratigrafiche.
- Variazioni litologiche al passaggio tra Marne a Orbulina e la formazione di Frosinone (?).
- *Onlap* della formazione di Frosinone (?) sulle Marne ad Orbulina, e della formazione Argilloso-Arenacea sul substrato deformato (Fig. 6).
- Presenza di strati arenitici a composizione mista alla base della successione torbiditica.
- Geometria dei corpi arenacei e caratteri fisici delle facies riconosciute.

Da discutere:

- La suddivisione in sistemi deposizionali torbiditici della successione affiorante (Sistemi 1, 2, 3, 4).
- La presenza della formazione di Frosinone come espressione del terzo membro delle Marne a Orbulina ?.
- Il controllo della paleomorfologia del bacino sulla evoluzione dei flussi e sulla distribuzione delle facies (riflessione e deflessione dei flussi).

Stop 2: Strada statale S.S. 5 quater per Tagliacozzo.

- Esame di uno strato che mostra strutture sedimentarie legate a fenomeni di riflessione (scarpata settentrionale dei Simbruini; Sistema 2).

Da osservare:

- Geometria dello strato.
- Differente orientazione delle strutture sedimentarie interne allo strato e delle impronte di fondo.

Da discutere:

- Meccanismi di deposizione e posizione del deposito nell'ambito di un *facies tract* connesso ad un flusso totalmente riflesso.

Stop 3: Strada provinciale che collega Pietrasecca a Tufo, Sezione 6.

- Omoclinale frontale della struttura carseolana, con sovrapposizione delle quattro unità litostratigrafiche: Calcari a briozoi e litotamni, Marne a Orbulina, formazione di Frosinone (?), formazione Argilloso-Arenacea.
- Strato arenitico a composizione mista alla base della successione torbidityca (Sistema 1); suo significato paleogeografico.
- Esame di affioramenti con evidenze di riflessione nelle arenarie della formazione Argilloso-Arenacea.

Da osservare:

- Geometria dei corpi arenacei
- Strutture sedimentarie connessi a meccanismi di trazione-decantazione all'interno degli strati riflessi.
- Sovrapposizione di divisioni con strutture indicanti versi opposti di scorrimento del flusso, nell'ambito dello stesso evento deposizionale, e sequenza di facies risultante.

Da discutere:

- *Facies tract* ideale connesso ad un flusso totalmente riflesso (Fig. 16).
- Relazione tra facies, *facies tract* e paleogeografia del bacino del Salto-Tagliacozzo.

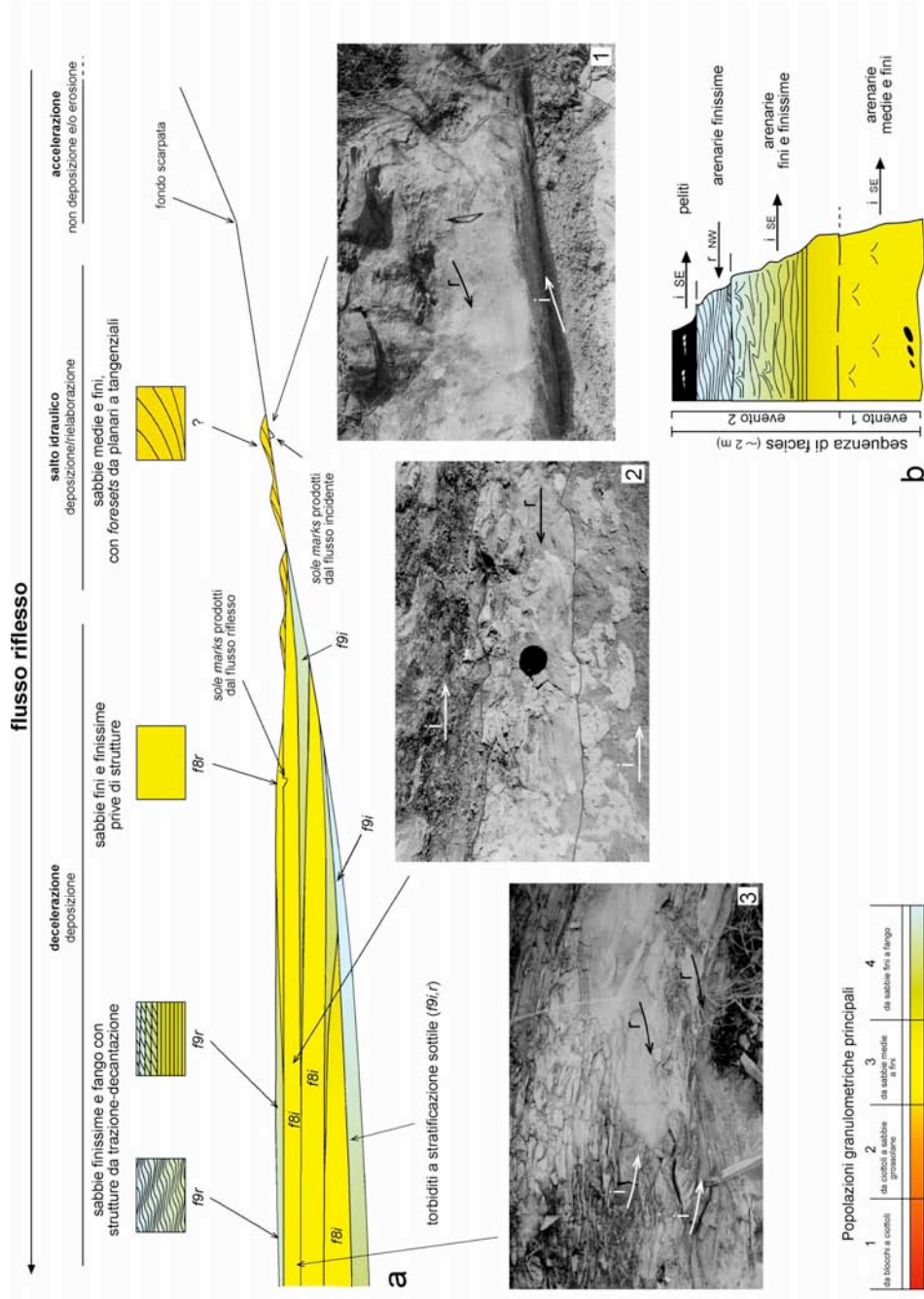


Fig. 16. **a)** *Facies tract* caratteristico di un flusso che subisce riflessione quasi completa; "l" indica i depositi connessi al flusso incidente, mentre "r" si riferisce ai depositi messi in posto dal flusso riflesso. **b)** Sequenza di facies che registra più direzioni di paleocorrente nell'ambito dello stesso evento deposizionale.

Stop 4: Ricetto, Sezione 4

- Porzione basale del Sistema 1.

Da osservare:

- Torbiditi a stratificazione sottile con evidenze di riflessione.

Da discutere:

- Meccanismi di messa in posto e posizione delle facies riconosciute nell'ambito di un *facies tract* ideale deposto da un flusso totalmente riflesso (Fig.16).

Stop 5: Rigatti, Sezione 1

- Settore interno del bacino Salto-Tagliacozzo, in cui si osserva la sovrapposizione del Sistema 4 sul Sistema 3 (Fig. 5).
- Panoramica della Faglia di Fiamignano.

Da osservare:

- Olistoliti carbonatici e facies di scarpata.
- Geometria e facies dei corpi arenacei.
- Generale tendenza evolutiva della successione affiorante.

Da discutere:

- Caratteri delle facies torbiditiche, che testimoniano la prossimalità del Sistema 4 rispetto ai punti sorgente e la continuità fisica con i sistemi deltizi che lo alimentavano.

Stop 6: Fiamignano

- La faglia normale di Fiamignano.

Da osservare:

- Geometria del piano di faglia
- Rapporti, lungo il piano di faglia, tra i calcari miocenici a briozoi e litotamni e le arenarie torbiditiche della formazione Argilloso-Arenacea.

Da discutere:

- Il ruolo della faglia di Fiamignano nel controllare l'evoluzione tettono-sedimentaria di questo settore.

La faglia di Fiamignano (contributo di S. Bigi)

Questa faglia che si estende in direzione NW-SE, tra il villaggio di Micciani a nord, e il rilievo di M. Costa a sud, ha un rigetto normale di circa 600-1000 m. I depositi torbiditici del Messiniano inferiore a ridosso della struttura presentano variazioni di facies e di spessore lungo la faglia; nella Valle del Salto, che corrisponde all'*hangingwall* della faglia normale, lo spessore totale del Messiniano inferiore raggiunge gli 800 m circa, ed è principalmente costituito da arenarie gradate e da argille, mentre sulla dorsale di M. Nuria – M. Costa, che costituisce il *footwall* della faglia stessa, lo stesso intervallo temporale corrisponde a circa 50-100 m di arenarie massive e argille.

Il piano della faglia normale cambia di immersione e di pendenza lungo la direzione, con valori intorno ai 40°-45° per i segmenti che immergono a SW, e di 65°-80° per quelli immergenti a NE, i quali localmente assumono una geometria da *backthrust*. Invece il piano di faglia mantiene un angolo di *cutoff* praticamente costante con gli strati dei calcari del *footwall*. Questa geometria suggerisce che la faglia avesse questo valore di *cutoff* prima della contrazione; durante lo sviluppo del *thrusting* lo ha conservato costante, ruotando, in funzione della giacitura del piano di faglia, anche la pendenza degli strati del suo *footwall*.

Sia l'*hangingwall* che il *footwall* della faglia normale presentano strutture compressive costituite rispettivamente da sovrascorrimenti E-immersioni e da faglie inverse ad alto angolo. Entrambi i gruppi di strutture sono paralleli alla faglia principale. Le strutture in *hangingwall* suggeriscono una notevole concentrazione dello stress nei settori adiacenti alla faglia durante la compressione, quando la faglia normale avrebbe agito con *buttress* rispetto alla direzione di propagazione dei sovrascorrimenti.

La faglia non presenta evidenza di riattivazione in senso positivo, anche perché la posizione del piano principale rispetto alla direzione di massima contrazione non favorisce una riattivazione del piano stesso (Jeager & Cook, 1976; White et al., 1986). La concentrazione dello stress in corrispondenza della faglia di Fiamignano è anche testimoniata dalla presenza di pieghe nei depositi del Messiniano inferiore, nell'*hangingwall* della faglia stessa. Esse hanno generalmente assi paralleli alla direzione della faglia normale.

L'analisi delle strutture alla mesoscala, l'osservazione delle relazioni di *cross-cutting* e la raccolta dei dati cinematici ha permesso la ricostruzione della loro cronologia relativa. Sul piano principale, la cinematica più antica è distensiva *dip-slip* lungo i segmenti NW-SE e transtensiva destra lungo il segmento NE-SW. Questo piano è tagliato e dislocato da sistemi coniugati trascorrenti, con cinematiche oblique e inverse. Questi ultimi hanno orientazioni e senso di movimento compatibili con gli assi principali della compressione appenninica.

In alcuni tratti lungo la direzione, come subito a nord dell'abitato di Fiamignano, la faglia presenta inclinazioni di circa 40° o minori. Queste inclinazioni sono legate a processi di *slip* flessurale lungo gli strati del *footwall*. Sulle superfici di strato sono presenti indicatori cinematici inversi con direzione di trasporto tettonico verso NE, anche questi consistenti con le direzioni di raccorciamento dell'Appennino. In questi affioramenti, il piano principale è tagliato da superfici di taglio sub-orizzontali (strati) dando luogo ad una geometria "a scalini" che tende a diminuire verso l'alto topografico. Inoltre, argille e arenarie localmente affiorano nell'*hangingwall* e sono passivamente traslate sui calcari dal processo di *slip* flessurale, dando luogo a piccoli contatti *younger-on-older* (Fig.17).

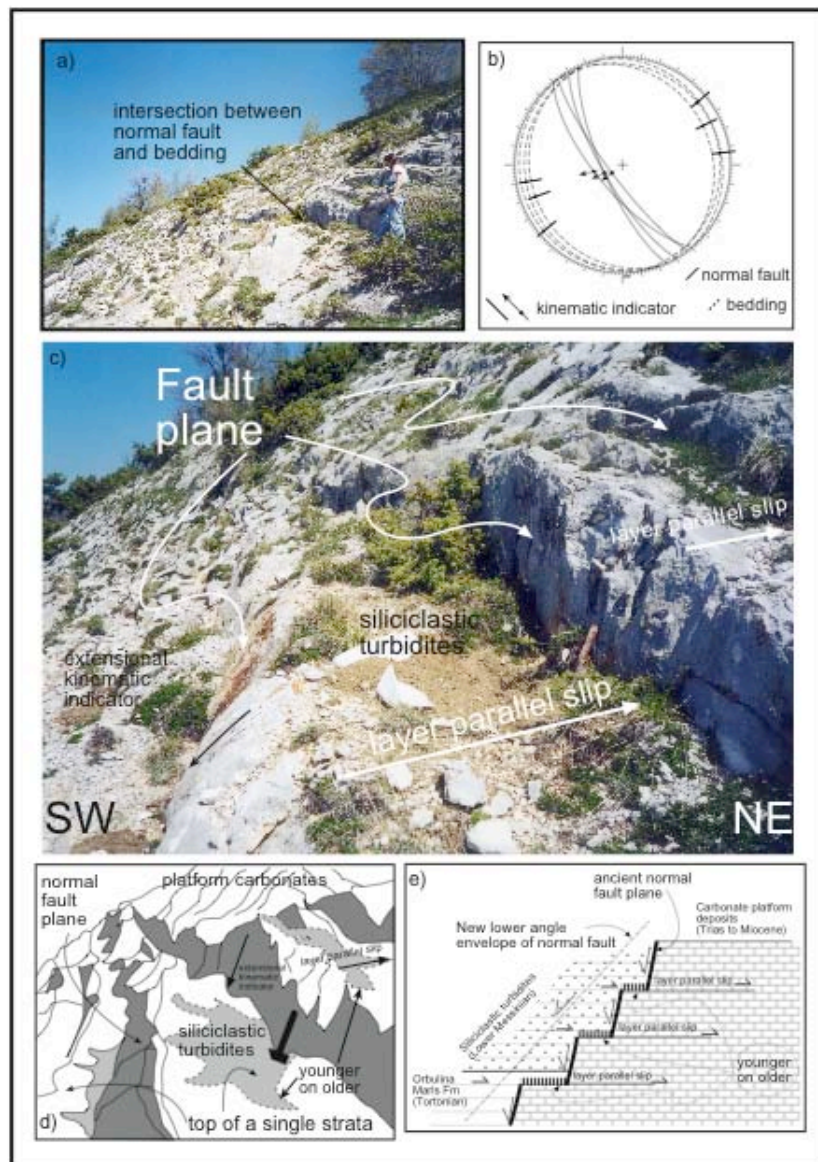
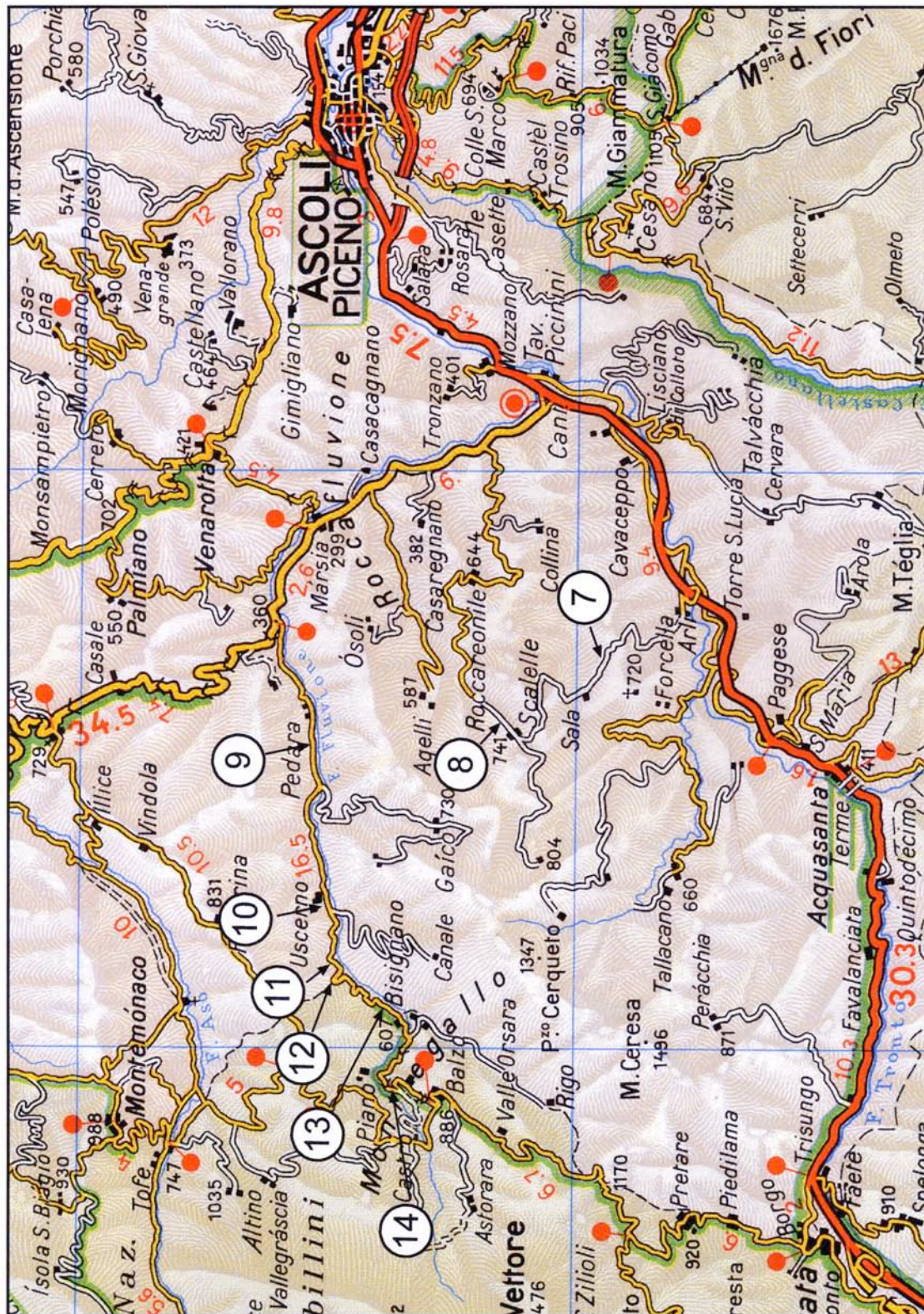


Fig. 17. Geometria “a scalini” del piano principale della faglia di Fiamignano. Le due foto a) e c) e il disegno del riquadro d) mostrano la superficie principale della faglia normale immergente a SW (in grigio scuro in d), tagliata da superfici di scorrimento parallele alla stratificazione. I dati cinematici e la giacitura degli strati, riassunti nella proiezione stereografica in b), indicano una direzione di trasporto inversa verso NE per lo *slip* lungo gli strati e una cinematica normale per il piano principale. L’interpretazione in e) mostra come lo *slip* flessurale che ha interessato la faglia presumibilmente durante la contrazione, ha determinato lo sviluppo di locali geometrie *younger-on-older* e una sensibile riduzione dell’angolo di pendenza del piano di faglia stesso.

Le strie e le vene in calcite associate, misurate lungo il piano principale, hanno direzione principale 60° verso SW, mentre le strie delle strutture compressive e del *flexural slip* indicano direzione tra i 20°E e i 50° E, con notevoli dispersioni locali. Sembra quindi che estensione e contrazione siano coassiali, ma con direzioni di movimento opposto, mentre le relazioni di *cross cutting* indicano che le strutture estensionali sono antecedenti alle compressive.

Una riattivazione cinematica finale in senso estensionale della faglia di Fiamignano (*sensu* Holdsworth et al., 1997) è testimoniata dai sistemi di faglie normali e oblique ad alto angolo che tagliano tutte le strutture precedenti e i depositi quaternari (principalmente brecce). Queste strutture sono considerate il risultato della tettonica estensionale postorogena appenninica. In particolare, l'attività quaternaria di questa faglia, connessa con il sistema estensionale del Fucino, ha dato luogo a circa 10 metri di rigetto, come documentato da Morewood & Roberts (2000), che risulta essere di gran lunga inferiore rispetto al rigetto totale della faglia stessa.



Localizzazione degli stop del 2° giorno.

Secondo giorno. Bacino della Laga: le unità Laga 1 e Laga 2 nel settore ascolano.

Stop 7: Località Sala – Scalelle

- Inquadramento geologico-stratigrafico del bacino della Laga nel settore ascolano: la trilogia messiniana (membro pre-evaporitico, membro evaporitico, membro post-evaporitico).

Da osservare:

- Panoramica della successione Marne con Cerrogna – Marne a Pteropodi – base membro pre-evaporitico, in corrispondenza dell'anticlinale di Acquasanta (Fig. 18).
- Organizzazione stratigrafica e ciclicità ad alta frequenza della successione torbidity.

Da discutere:

- Evoluzione tettonico-sedimentaria alto miocenica del bacino della Laga.
- I rapporti stratigrafici tra la porzione inferiore del membro pre-evaporitico della Laga e le unità litostratigrafiche sottostanti.
- *Onlap* della Laga sull'Anticlinale di Acquasanta e sulla Montagna dei Fiori.



Fig. 18. Panoramica della successione Marne con cerrogna - Marne a Pteropodi - Membro pre-evaporitico della Formazione della Laga. Località Sala-Scalelle.

Stop 8: Località Scalelle

- Fianco interno dell'anticlinale di Acquasanta. Panoramica sulla Montagna dei Fiori e sul M. Gorzano.
- Principali caratteristiche sedimentologiche delle torbiditi del membro pre-evaporitico della Laga.

Da osservare:

- Caratteri fisici delle facies riconosciute: facies, *F5, F6, F8, F9, F10, Fse2, Fcl*.
- Ciclicità ad alta e a bassa frequenza: sequenze di facies *FS1, FS2, FS3* (Fig. 14).

Da discutere:

- Evoluzione sottocorrente e meccanismi deposizionali dei flussi torbiditici.
- Efficienza dei flussi torbiditici e *facies tracts*.
- Geometrie dei corpi arenacei.
- Presenza di gusci di *Ostrea* nelle facies massive grossolane.

Stop 9: Strada Provinciale 89 Val Fluvione (km 2)

- Scours poche decine di metri sopra il contatto tra la Formazione della Laga e le marne basale (Fig. 19).

Da osservare:

- Superfici erosive, *scours* e loro riempimenti: facies *Fse1* ed *Fse2*.
- Superfici erosive associate a depositi con strutture trattive

Da discutere:

- Difficoltà nella definizione delle geometrie dei condotti di trasferimento dei flussi torbiditici.
- Origine e significato ambientale delle facies *Fse1* e *Fse2*.

Stop 10: Strada Provinciale 89 Val Fluvione (Località Uscerno)

- Stratificazione a festoni a media e a grande scala; significato nel contesto dei depositi esaminati.

Da osservare:

- Forme di fondo tridimensionali tipiche delle facies *F6* ed *F10* (fig. 20 e 21).



Fig. 19. Unità caratterizzata da un pacco di strati delimitati alla base da profonde superfici erosive, talora molto articolate. Ogni strato presenta sabbie da medio-grossolane a fini-finissime, associate a clasti pelitici decimetrici e abbondante detrito organico carbonioso. All'interno delle porzioni più grossolane sono presenti foreset planari, che poggiano con contatto angolare sulle superfici sottostanti, mentre nelle porzioni più fini il contatto della laminazione interna sulle superfici erosive principali diviene di tipo tangenziale. Inoltre, al di sopra dell'ultima superficie erosiva sono presenti plaghe di sabbia fine-finissima e peliti che riempiono depressioni erosive.



Fig. 20. Laminazione incrociato-concava in sabbie medio-fini, peculiare della facies F6 .



Fig. 21. Unità costituita da sabbie medie e fini organizzate secondo una stratificazione concavo-convessa; internamente si riconosce una laminazione inclinata a basso angolo (facies F10). Al di sopra seguono, dopo una superficie netta e ondulata, sabbie fini e finissime, molto ricche in sostanza carboniosa, riconducibili alla facies F9.

- Strutture deformative alla base degli strati arenacei.

Da discutere:

- La facies *F6*: la trazione come effetto dell'aumento di turbolenza, l'aggradazione come espressione della stazionarietà del flusso.
- La facies *F10* come probabile prodotto dell'azione di un flusso combinato.
- Il ruolo dei flussi di piena e del confinamento nell'innescare la componente oscillatoria dei flussi.

Stop 11: Strada Provinciale 89 Val Fluvione (km 9)

- Corpi clinostratificati nell'allunità Laga 2 (Fig. 22).

Da osservare:

- Geometrie di un corpo clinostratificato, in sezione trasversale e parallela alla direzione di scorrimento dei fussi: la facies *Fcl*.

Da discutere:

- Relazione tra sedimentazione fluvio-deltizia e torbidity.
- Condizioni di prossimalità e distalità dei depositi torbidity.

Stop 12: Strada Provinciale 89 Val Fluvione (km 9,5)

- Depositi caratteristici dell'allunità Laga 2 e loro significato ambientale.

Da osservare:

- Le sequenze di facies elementari FS1 .
- Caratteri fisici dei depositi: facies *F9*, *F10* (Fig. 23), *Fse2*.
- Geometria delle forme di fondo.

Da discutere:

- Principali caratteri sedimentologici e stratigrafici dei depositi della porzione superiore dell'allunità Laga 2.
- Evoluzione dei flussi a bassa efficienza, direttamente alimentati da apparati deltizi (facies tract *FT3*).
- Ciclicità ad alta frequenza dei depositi.



a



b

Fig. 22. Corpi sedimentari costituiti da sabbie fini e finissime e caratterizzati da spessori da decimetrici a metrici. In sezione parallele al flusso (a) tali corpi si presentano clinostratificati, con internamente lamine inclinate, planari o concave, con contatti basali da angolari (a basso angolo) a tangenziali. In sezione trasversale (b) mostrano una geometria piano-convessa o concavo-convessa, con una laminazione interna piano-parallela o inclinata a basso angolo.



Fig. 23. Unità deposizionale caratterizzata da una tendenza verticale di tipo *fining upward*. Alla base sono presenti sabbie medio-fini e fini con laminazione inclinata a basso angolo, seguite verso l'alto dalle sabbie fini e finissime con laminazione ondulata parallela e climbing ripples (facies f10)

- Rotazione delle paleocorrenti verso sud e ruolo delle strutture dei Sibillini nel condizionare lo scorrimento dei flussi.

Stop 13: Strada Provinciale 89 Val Fluvione (località Bisignano)

- Affioramento complesso con facies grossolane e molto grossolane; porzione superiore dell' Allunità Laga 2 (Fig. 24).

Da osservare:

- Le facies grossolane e molto grossolane con superfici di stratificazione evidenziate da allineamenti di clay chips.

- Facies *F10* in sezione trasversale ed in sezione parallela alla direzione delle paleocorrenti.

Da discutere:

- Possibili meccanismi deposizionali della facies *F10*.



Fig. 24. Corpo arenaceo con accenni di clinostratificazione, costituito da sabbie molto grossolane, grossolane e medie. Internamente sono presenti superfici erosive articolate marcate da allineamenti di clasti pelitici. Località Bisignano.

Stop 14: Strada Provinciale 89 Val Fluvione (bivio per Piano)

- Ultime unità della porzione arenaceo-pelitica del membro pre-evaporitico (parte alta dell'allunità Laga 2) (Fig. 25).

Da osservare:

- Strutture da trazione-decantazione: i *climbing ripples* della facies *F9*.

Da discutere:

- Spessore delle facies con *climbing ripples* come espressione di flussi iperpicnali sostenuti.

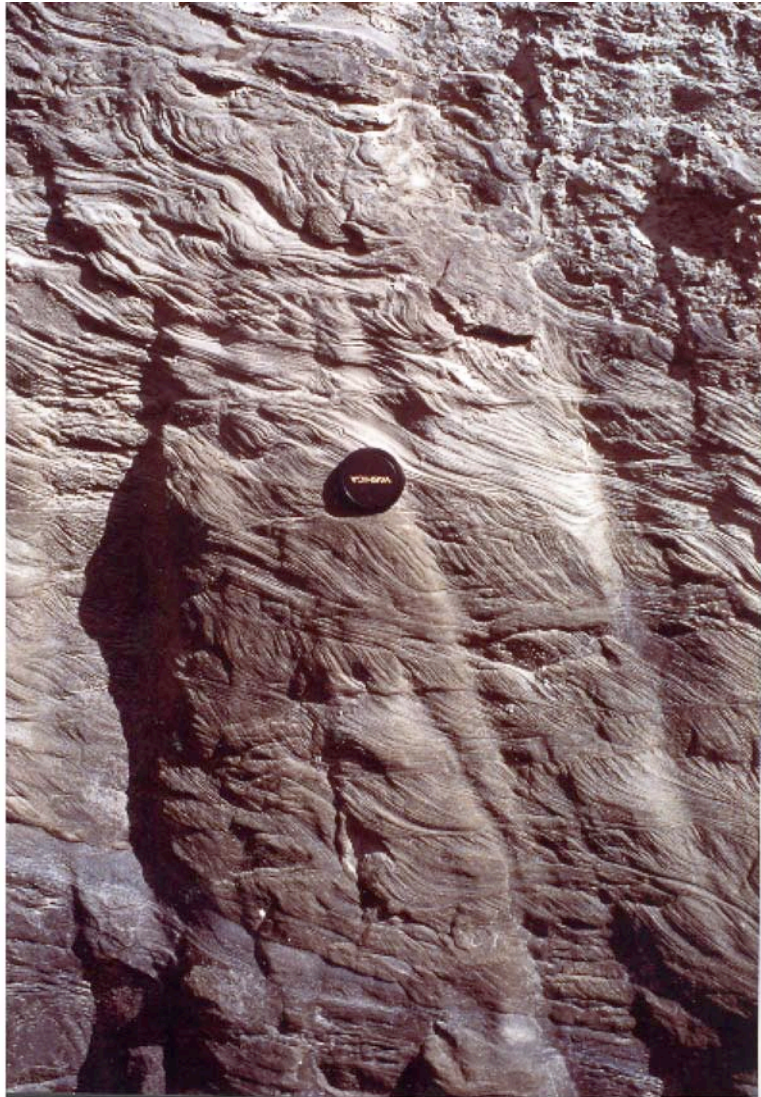
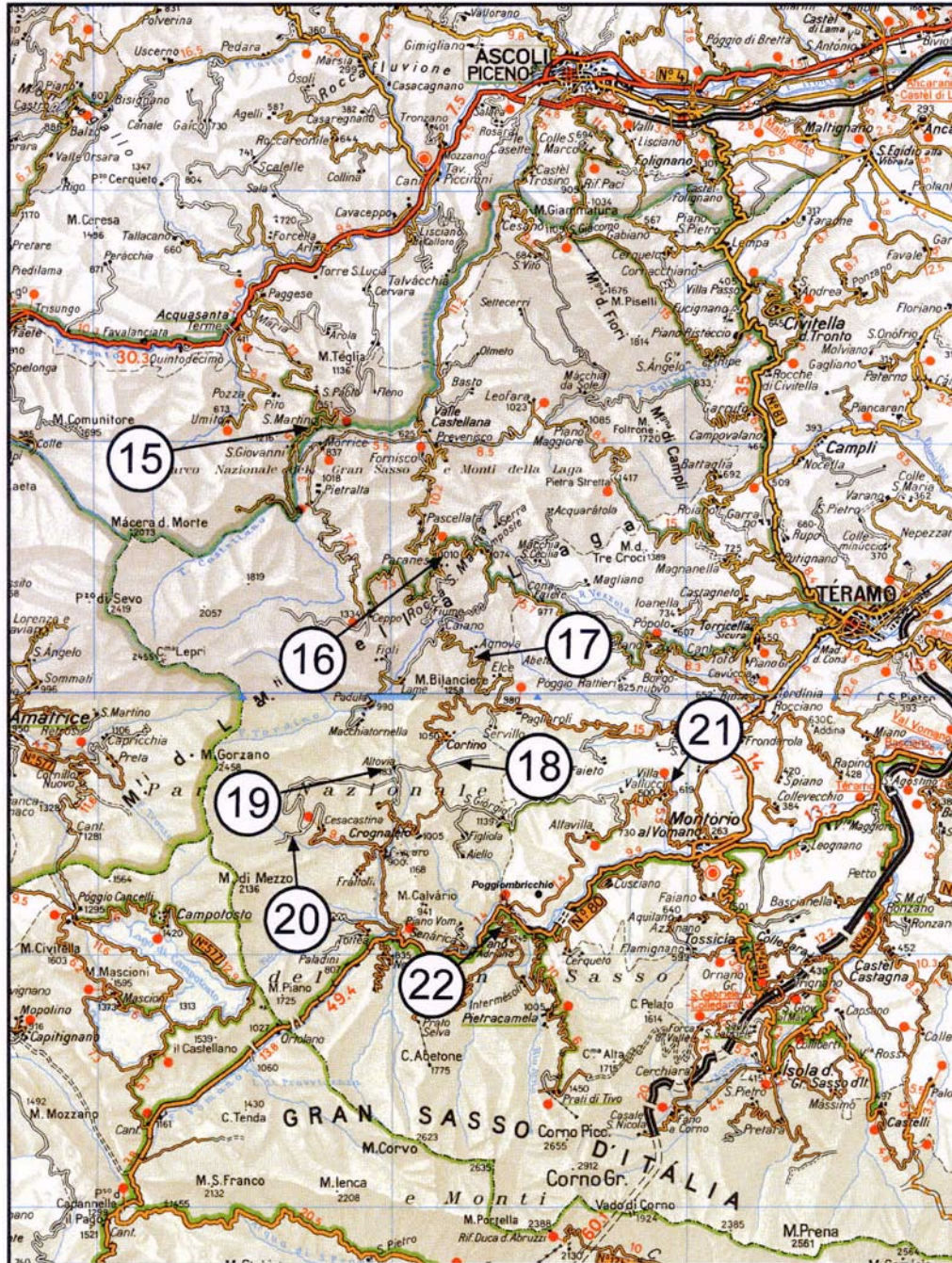


Fig. 25. Dettaglio di una unità arenacea costituita da sabbie fini e finissime con *climbing-ripples*.



Localizzazione degli stop del 3° e 4° giorno.

Terzo giorno. Bacino della Laga: da Roccafluvione al Monte Bilanciere.

Stop 15: Località S. Martino, lungo la valle del T. Castellano (con contributo di A. Artoni).

- *Onlap* dei depositi del membro pre-evaporitico della Laga sul fianco occidentale dell'Anticlinale di Acquasanta.

Da osservare:

- La sovrapposizione delle principali unità stratigrafiche: Marne con Cerroghna, Marne a Orbulina, torbiditi della Laga.
- La chiusura degli strati arenacei all'interno delle Marne a Orbulina.

Da discutere:

- Le relazioni geometriche tra i depositi torbiditici del membro pre-evaporitico della Laga e la rampa dell'avampaese al Messiniano inferiore.

In località S. Martino e lungo la Valle Castellana è possibile riconoscere le principali litofacies che caratterizzano il passaggio tra i depositi della Formazione della Laga e le sottostanti unità delle Marne a Orbulina e delle Marne con Cerroghna (Fig. 26).

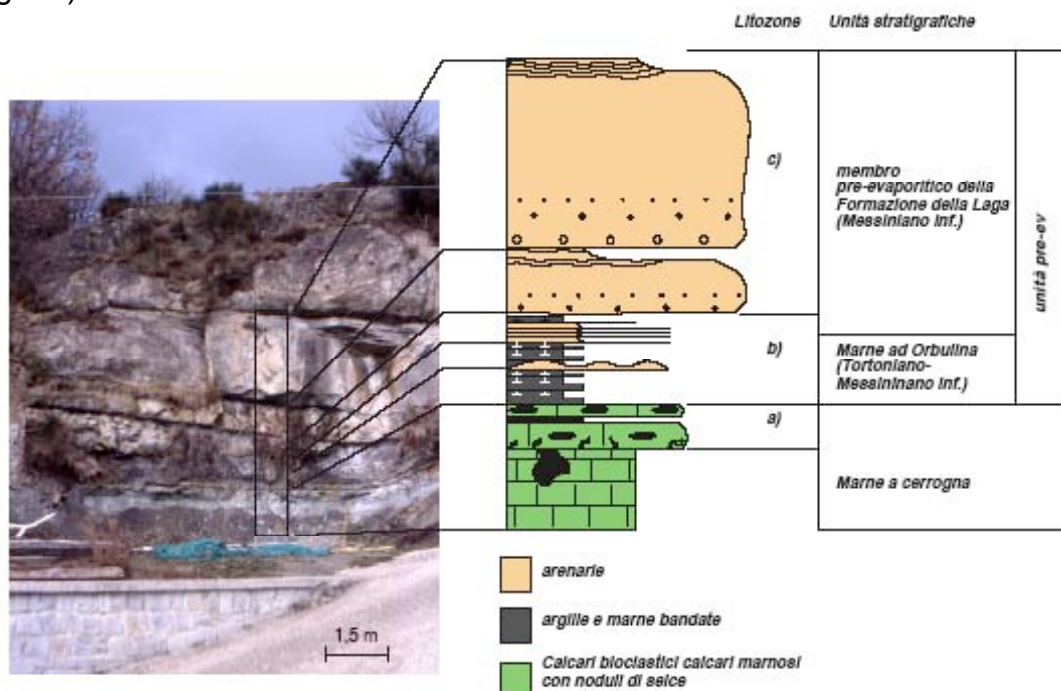


Fig. 26. In questo affioramento si osserva un dettaglio del riempimento del bacino della Laga durante il Tortoniano(?)-Messiniano basale. La sedimentazione torbiditica inizia all'interno di un bacino a scarsa ossigenazione, che ha permesso la preservazione di abbondante sostanza organica; un evento osservato in tutta l'avanfossa apenninica (Roveri et al., 2001; Ricci Lucchi et al., 2002), e anche a scala mediterranea (Krijgsman et al., 1999). Pertanto, questo evento indica importanti cambiamenti paleoceanografici che, nel bacino della Laga, sembrano essere concomitanti con fasi di strutturazione del bacino di avanfossa.

Le Marne con Cerrognana sono rappresentate da marne e calcari marnosi, spesso silicizzate e scheggiose, con noduli di selce nera, bioturbazione diffusa e abbondanti bioclasti; vengono interpretate come torbiditi carbonatiche con intensa diagenesi post-deposizionale. La silicizzazione potrebbe essere legata alla fase di anossia del fondo marino durante la deposizione delle soprastanti Marne ad Orbulina.

Queste ultime sono costituite da una alternanza di argille scure, ricche in frustoli vegetali, e argille marnose e/o marne con intercalazioni di strati sottilissimi sia di silt che di arenarie fini a base netta e tetto ondulato con forme di fondo trattive (*ripples*). Sopra gli ultimi livelli di arenaria fine, si sviluppa un livello centimetrico di marne siltose laminate. I caratteri che mostrano questi sedimenti consentono di ipotizzare una loro deposizione all'interno di un bacino ristretto (ambiente euxinico) che si alternava con la sedimentazione di marne emipelagiche. Occasionalmente, giungevano apporti silicoclastici derivati dalle code fini e più distali di flussi turbolenti.

I sedimenti torbiditici sono rappresentati da arenarie litiche medio-fini ben selezionate e massive, in strati spessi o molto spessi a base netta. Gli strati sono per la maggior parte costituiti da un intervallo basale massivo (facies *F8* di Mutti et al. 2003); ad esso si sovrappone un intervallo di arenarie fini o molto fini organizzate in lamine piano parallele o debolmente inclinate e ricche in frustoli vegetali (facies *F9* di Mutti et al. 2003). Localmente sono individuabili intervalli a lamine convolute. Gli strati terminano con intervalli a *ripples* che mostrano diverse direzioni di corrente (riflessioni e deflessioni) a cui segue silt o silt marnoso.

Questi depositi che geometricamente possono essere considerati dei lobi torbiditici terminano lateralmente interdigitandosi con i depositi euxinici (Fig. 27). Questi ultimi testimoniano una prima fase di restringimento del bacino che potrebbe corrispondere alla flessurazione della rampa esterna dell'avanfossa. A grande scala la terminazione dei depositi torbiditici sulla rampa esterna dell'avanfossa genera l'*onlap* visibile in sinistra del F. Vomano. Da correlazioni a scala bacinale, questi flussi sembrano alimentati da sistemi deltizii (Milli et al. 2003) localizzati a nord della dorsale di Acquasanta.

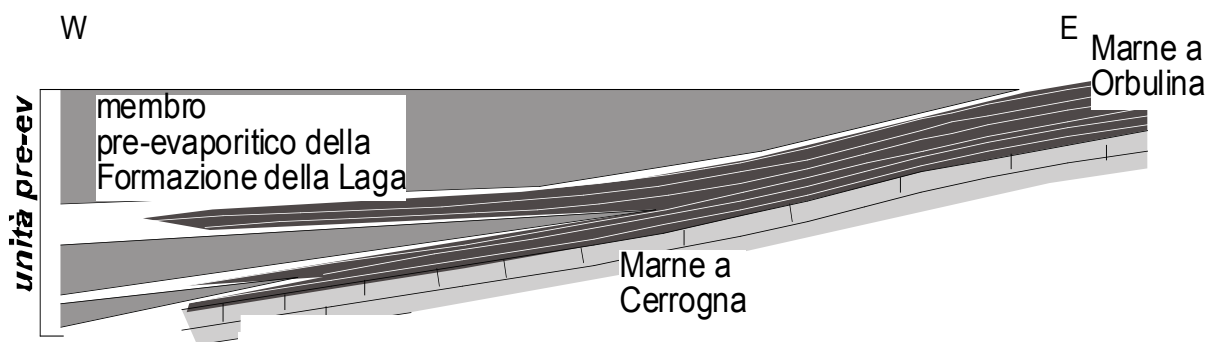


Fig. 27. *Onlap* della Formazione della Laga sul fianco occidentale dell'Anticlinale di Acquasanta (rampa dell'avampaese al Messiniano inferiore). I depositi del membro pre-evaporitico sono rappresentati da lobi arenacei. I dati delle paleocorrenti indicano una provenienza dei flussi dai settori settentrionali.

Stop 16: Località Paranesi

- Gessoareniti risedimentate: significato ambientale e paleogeografico
- Passaggio gessoareniti – depositi torbiditici silicoclastici dell'allunità Laga 2.

Da osservare:

- Il passaggio transizionale tra le gessoareniti e i sottostanti depositi silicoclastici dell'unità Laga 2.
- La ciclicità che caratterizza la successione affiorante.
- La tipologia del deposito e le strutture sedimentarie presenti.

Da discutere:

- L'origine e la provenienza delle gessoareniti.
- Il significato del passaggio transizionale tra gessoareniti e depositi torbiditici (*correlative conformity*).
- L'inquadramento di questi depositi nel contesto dell'evoluzione dell'avanfossa messiniana.

Gessoareniti: caratteri composizionali e tessiturali (contributo di S. Lugli)

I caratteri composizionali e tessiturali delle gessoareniti indicano che si tratta di depositi a grana da media a molto fine con cemento gessoso in tessitura poikilitica. Le rocce contengono monocristalli tondeggianti di gesso (fino a 5 mm di diametro) includenti relitti di anidrite. Il gesso che costituisce il cemento raggiunge circa il 50-60 % del volume totale ed era probabilmente presente in origine sottoforma di clasti. La tessitura originaria è stata completamente obliterata dalle trasformazioni gesso-anidrite-gesso legate al ciclo di seppellimento-esumazione dei solfati. La componente silicoclastica è costituita da quarzo, feldspato, plagioclasio, frammenti di rocce carbonatiche a grana fine, muscovite e biotite (Fig. 28).

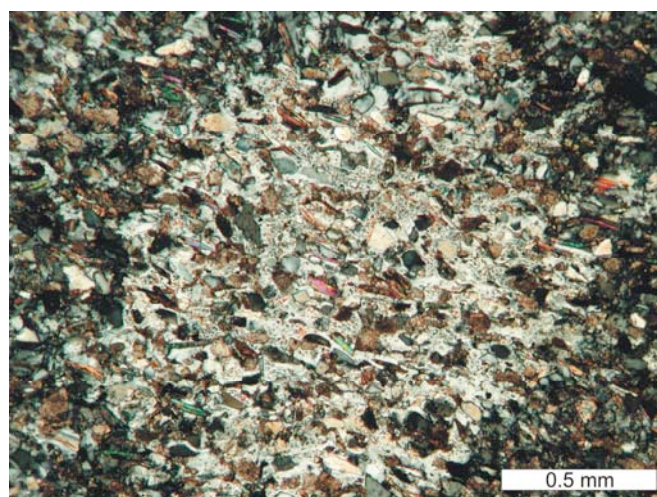


Fig. 28. Arenite a grana molto fine a cemento gessoso. l'area tondeggiante di colore chiaro al centro della foto è occupata da un porfiroblasto di gesso includente minuti relitti di anidrite. il cristallo di gesso ingloba la frazione silicoclastica costituita da granuli di quarzo, feldspato, plagioclasio, frammenti di rocce carbonatiche a grana fine, muscovite e biotite. Intorno al porfiroblasto il cemento gessoso è costituito da minuti cristalli di gesso.

Stop 17: Località Agnova, a ridosso del M. Bilanciere

- Corpi arenacei di spessore decametrico (lobi) (Fig. 29)

Da osservare:

- Spessore dei corpi arenacei e costanza, sulla verticale, delle facies F8.
- Strutture erosive: *groove cast* e *flute cast*.

Da discutere:

- Meccanismi di messa in posto dei corpi arenacei.
- Concetto di strato ed evento deposizionale.



Fig. 29. Corpi arenacei di spessore decametrico con geometria tabulare (lobi), costituiti da sabbie prevalentemente fini, massive e con strutture da trazione-decantazione. Località Agnova.

Stop 18: Località Casagrega, Panoramica del M. Bilanciere

- Corpi arenacei a geometria tabulare (lobi) con estensione laterale superiore ai 5 km (Fig. 30).

Da osservare:

- Panoramica del settore del M. Bilanciere.
- Ciclicità dei depositi torbiditici.
- Geometrie dei corpi arenacei.

Da discutere:

- Organizzazione stratigrafica della successione pre-evaporitica (unità Laga 1 e Laga 2).
- Tettonica sinsedimentaria e migrazione dei depocentri.

Stop 19: Località Altovia

- Porzione pelitico-arenacea affiorante alla base del M. Bilanciere, al passaggio tra le allunità Laga 1 e Laga 2 (Fig. 31).

Da osservare:

- L'elevato spessore di questa porzione con le sottili intercalazioni di strati arenacei.
- Livello calcareo-marnoso che costituisce un marker di riferimento.
- Strati tipo "sandwich".

Da discutere:

- Cambiamento di tendenza evolutiva della successione affiorante, da *thinning* e *fining-upward* a *thickening-coarsening upward* (vedi Fig. 13) e suo significato nel contesto paleogeografico dell'area esaminata.
- Significato ambientale e stratigrafico della porzione pelitica e del livello calcareo marnoso.

Stop 20: Località Perone (Altovia)

- Porzione pelitico-arenacea affiorante alla base del M. Bilanciere, al passaggio tra le allunità Laga 1 e Laga 2.



Fig. 30. Panoramica del M. Bilanciere che mostra le geometrie tabulari dei corpi arenacei (lobi).

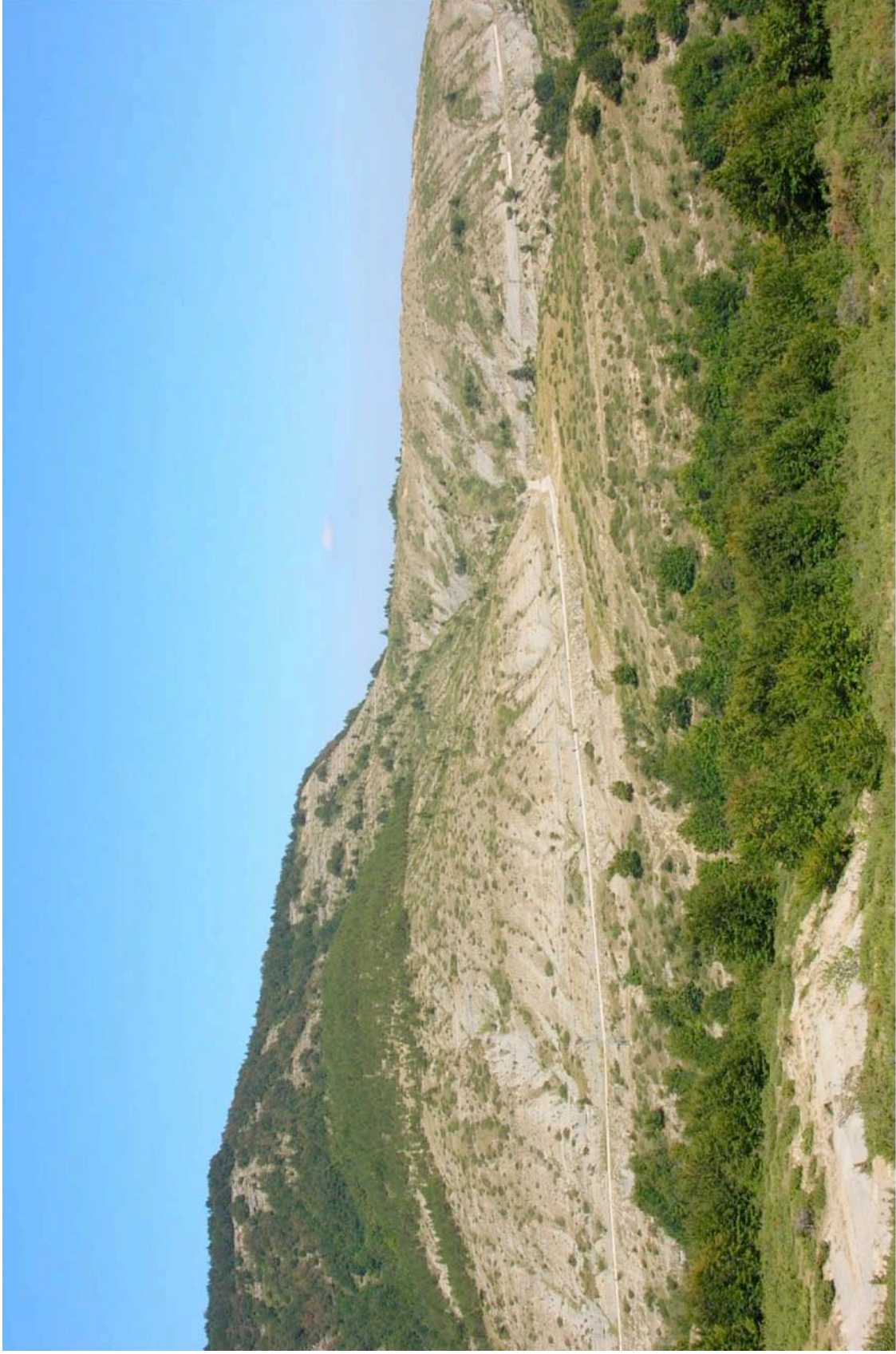


Fig. 31. Successione pelitico-arenacea al passaggio tra le Allunità Laga 1 e Laga2. Località Altovia.

Da osservare:

- Facies caratteristiche: *F8a, F9*.
- Strati arenacei con diffusa materia organica vegetale.

Da discutere:

- L'abbondanza di frustoli vegetali (spesso isorientati) e di lenti di materiale carbonioso negli strati in sabbie fini e finissime e il loro significato tafonomico e paleoclimatico.

Quarto giorno. Bacino della Laga: da Montorio al Vomano a Fano Adriano.

Stop 21: Montorio al Vomano-Villa Vallucci (con contributo di A. Artoni)

- Rapporti stratigrafici tra i depositi pre-evaporitici della Laga e le sottostanti unità litostratigrafiche.

Da osservare:

- Geometrie della Laga pre-evaporitica sul fianco orientale dell'anticlinale della Montagna dei Fiori (Fig. 32).
- La superficie di inconformità (I2, U2, che separa le allunità Laga 1 e Laga 2).

Da discutere:

- L'evoluzione dell'anticlinale della Montagna dei Fiori nel sistema di foreland dell'Appennino Centrale.

Evoluzione dell'Anticlinale della M.gna dei Fiori nel sistema di foreland dell'Appennino Centrale (contributo di A. Artoni)

L'esame della Fig. 32 evidenzia come l'unità sottostante l'inconformità 2 è costituita prevalentemente da lobi torbitici di piana bacinale i quali affiorano estesamente ad ovest della M.gna dei Fiori; questa unità è stata nominata unità *pre-ev* (Laga 1) poichè precede il momento in cui si ha la maggior diffusione dei depositi evaporitici all'interno del bacino.

I depositi post-inconformità 2 sono attribuiti all'unità *ev* (Laga 2); ossia alla fase evaporitica più importante all'interno del periodo di crisi di salinità messiniana. Durante questa fase evaporitica principale, il Mediterraneo era caratterizzato da intensa evaporazione, estesa diffusione di depositi di acque basse, tra cui evaporiti di precipitazione primaria, e scarsità di fauna (*non distinctive zone* degli Autori).

Al di sopra dell'inconformità 2, sono presenti depositi euxinici, prevalentemente argille e marne, ricchi in frustoli vegetali; i primi campioni micropaleontologici analizzati si sono dimostrati sterili. Verso l'alto, con un trend *coarsening-upward*, compare una unità costituita da arenarie medie-grossolane, mal selezionate, in strati massivi ed amalgamati spessi alcuni metri, all'interno dei quali sono presenti clasti di argilla di dimensione anche metrica, associati a diffuse strutture di sfuggita d'acqua. Il tetto presenta intervalli sottili di arenarie fini a ripple rampicanti e lamine ondulate.

Le facies preservate nei depositi arenacei dell'unità *ev* mostrano caratteri meno evoluti rispetto ai lobi torbiditici dell'unità *pre-ev*. Mutti (1999, comm. pers.), in un sopralluogo preliminare, ha suggerito che i depositi torbiditici arenacei di Fig. 32 potrebbero essere inseriti in sistemi torbiditici legati a depositi deltizii. Ulteriori studi sedimentologici di dettaglio sono necessari per verificare queste ipotesi ed, eventualmente, inserire questi depositi nei recenti schemi di facies torbiditiche che contemplano anche sistemi torbiditici misti (Mutti et al., 2003).

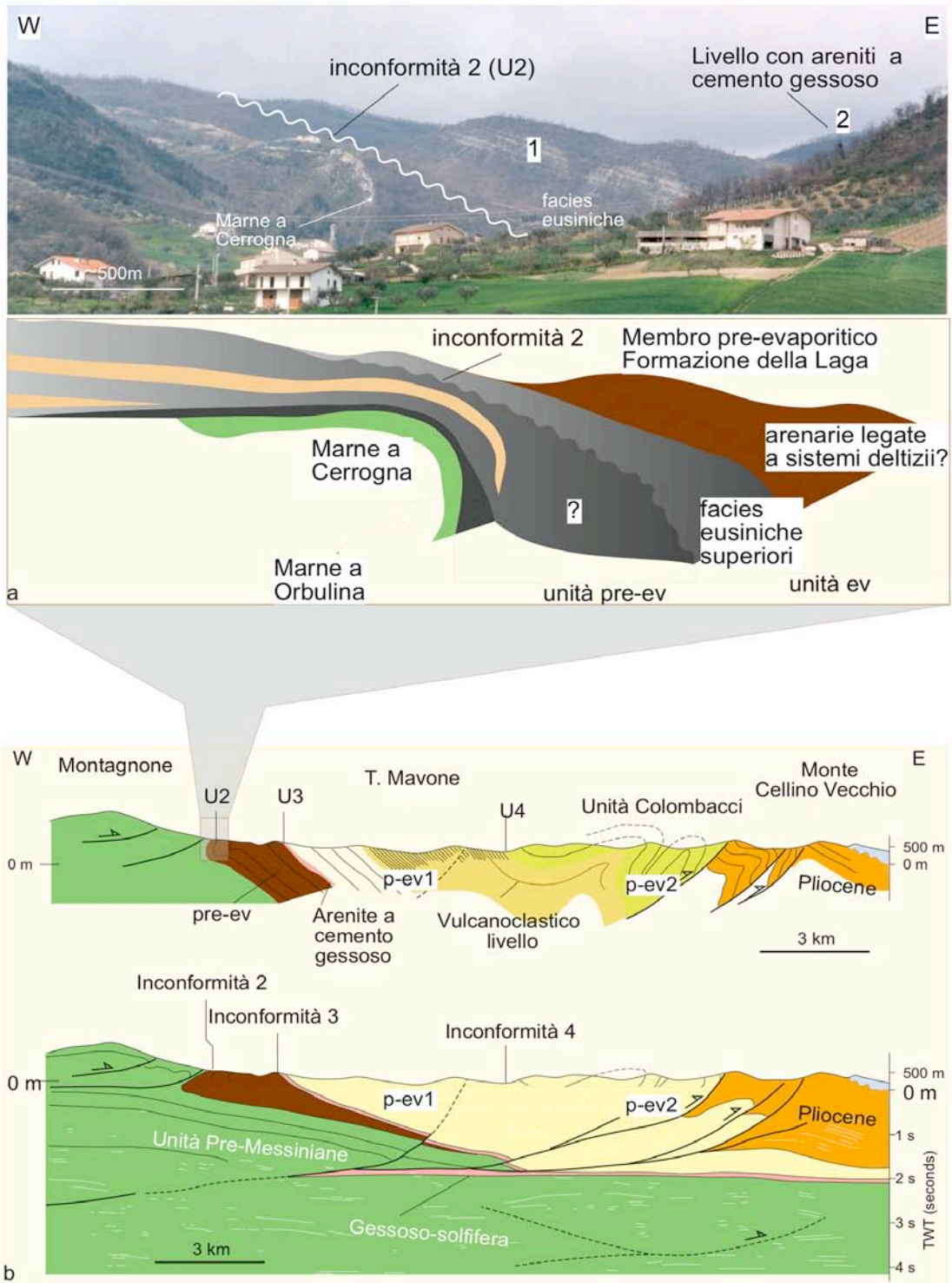


Fig. 32. In questa panoramica lungo la strada Montorio al Vomano-Villa Vallucci si osservano le geometrie della Laga pre-evaporitica sul fianco orientale dell'anticlinale della M.gna dei Fiori (a). L'inconformità 2, angolare ed erosionale, è la seconda inconformità che attraversa la successione della Laga; essa segue l'*onlap* di Poggiuumbriochio (stop 22, Fig.35) e precede la deposizione dell'orizzonte a gesso-arenite. (b) L'integrazione dei dati di superficie e di sottosuolo mostrano come sia l'inconformità 1 che l'inconformità 2 convergono su una stessa superficie di *onlap* (a scala sismica) pochi chilometri a est dell'anticlinale M.gna dei Fiori-Montagnone.

L'unità ev mostra una tendenza *shallowing-upward*, come avviene anche nel settore marchigiano dello stesso bacino (Milli et al., 2003). Le relazioni geometriche ed i caratteri deposizionali delle unità delimitate dalle inconformità visibili negli stops 15, 21 e 22 evidenziano una progressiva chiusura del bacino della Laga pre-evaporitica ed il sollevamento dell'anticlinale della M.gna dei Fiori (Fig. 33).

Il restringimento del bacino dovrebbe essere legato all'inizio della flessurazione della rampa esterna dell'avanfossa appenninica di questo settore. La sedimentazione di depositi euxinici è anche legata a cambiamenti paleoceanografici a scala mediterranea. Strutture ereditate, faglie estensionali sulla rampa di avanpaese, come suggerito da diversi lavori recenti (Scisciani et al., 2001; Bigi et al., 2003), possono aver contribuito all'instaurarsi di locali bacini anossici.

Il sollevamento dell'anticlinale della M.gna dei Fiori, che condiziona la deposizione dell'unità ev, è evidenziato dalla comparsa di depositi torbiditici meno evoluti e probabilmente legati a sistemi deltizi (Fig. 32). In questo contesto, l'anticlinale della M.gna dei Fiori si sviluppa all'interno di un bacino di avanfossa e può essere considerata un *front-runner thrust* (sensu Allen et al., 1991) (Fig. 33b).

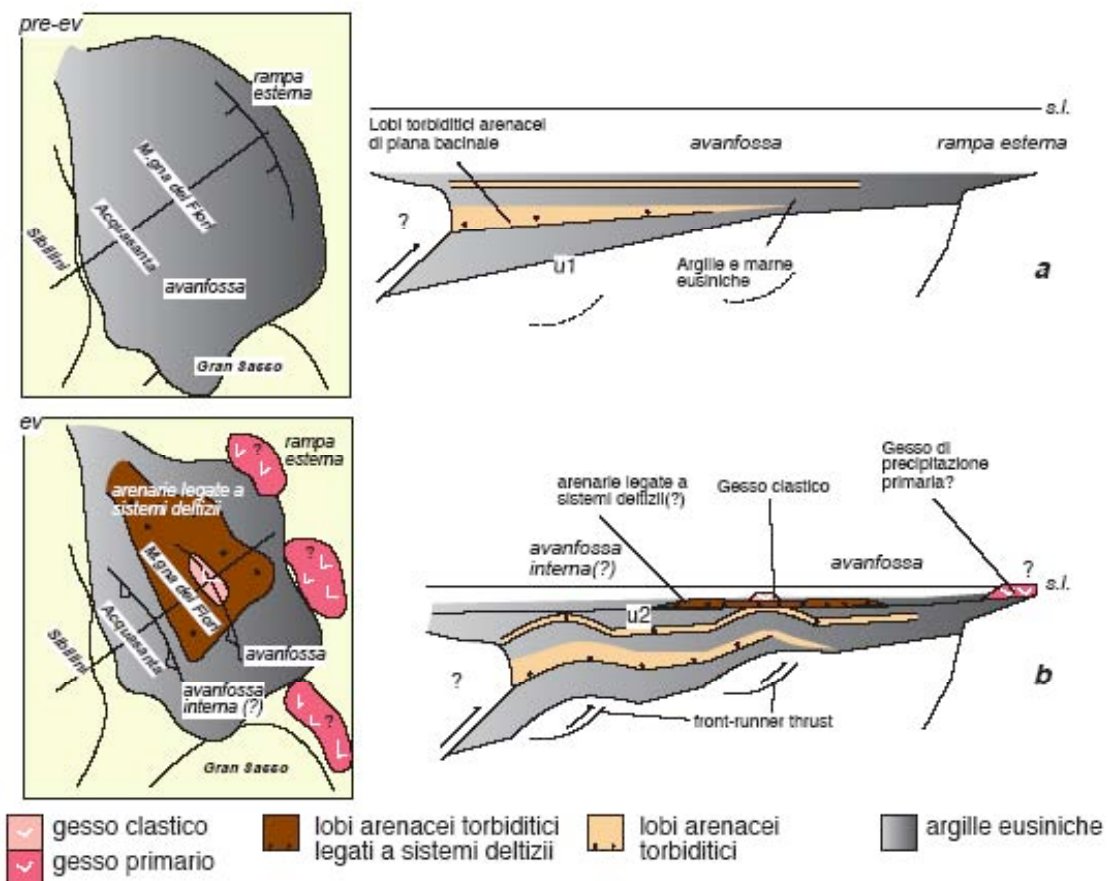


Fig. 33. Evoluzione tettono-sedimentaria del Bacino della Laga nel settore dell'Abruzzo settentrionale durante il Messiniano inferiore.

L'anticlinale della M.gna dei Fiori è ora parte della porzione esterna della catena appenninica. L'evoluzione della struttura della M.gna dei Fiori durante il Messiniano inferiore è comparabile a quella di strutture plioceniche che si trovano all'esterno del cuneo orogenico appenninico, all'interno dell'avanfossa antistante la catena a pieghe e *thrusts* attuale (Fig. 34).

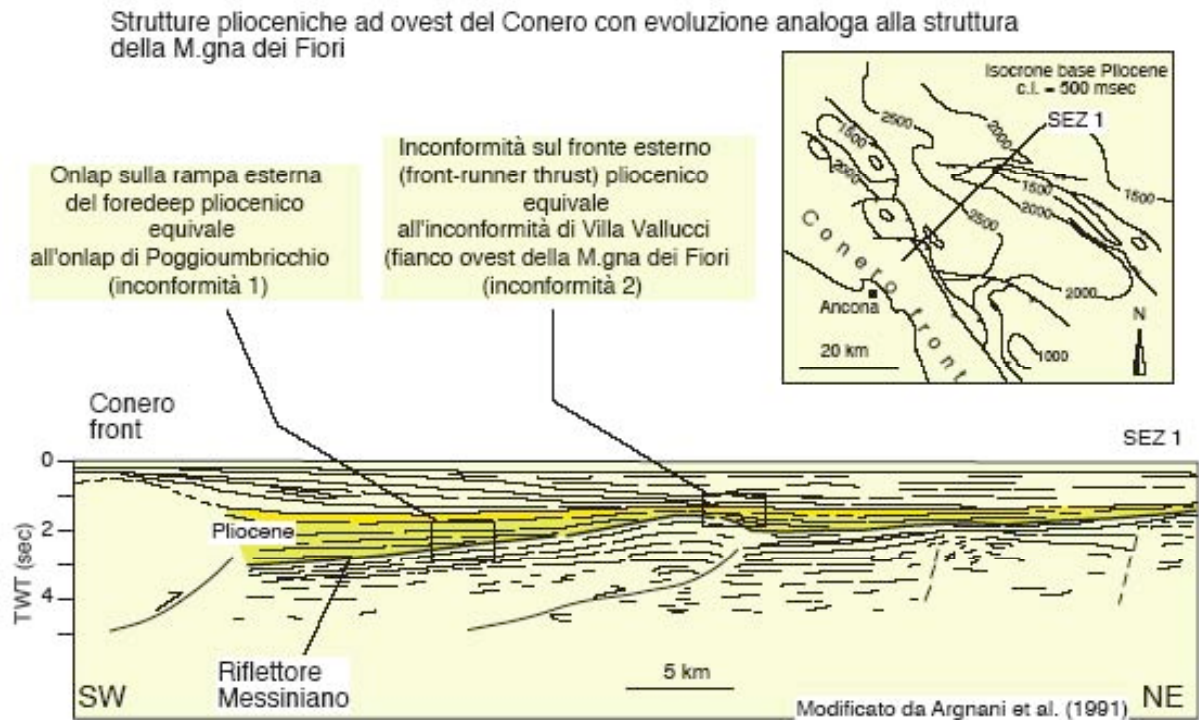


Fig. 34. Fronte esterno della catena appenninica.

Stop 22: Bivio per Fano Adriano dalla statale 80 Salaria

- Panoramica dei depositi pre-evaporitici della Laga sul fianco occidentale della Anticlinale Montagna dei Fiori-Montagnone (Fig. 35).

Da osservare

- Spettacolare *onlap* della Formazione della Laga (allunità Laga 1) sul fianco occidentale della Anticlinale Montagna dei Fiori-Montagnone.

Da discutere:

- Geometria della rampa dell'avampaese appenninico al Messiniano inferiore e rapporti stratigrafici tra i depositi torbiditici della Laga e le sottostanti unità.



Fig. 35. Onlap del membro pre-evaporitico della Formazione della Laga sulle sottostanti Marne a Pteropodi (rampa di avampaese). Località Poggioimbricchio.

Riferimenti bibliografici

- Accordi, B., Angelucci, A., Avena, G.C., Bernardini, F., Boni, C.F., Bruno, F., Cercato, M., Coppola, B., Fiore, G., Funicello, R., Giglio, G., La Monica, G.B., Lupia Calmieri, E., Mattioli, B., Parlotto, M., 1969. Idrogeologia dell'alto bacino del Liri (Appennino centrale). Ricerche geologiche, climatiche, idrologiche, vegetazionali, geomorfiche e sistematorie. *Geologica Romana*, 8, 177-559.
- Albouy, E., Casero, P., Eschard, R., Rudkiewicz, J.L., Sassi, W., 2003. Coupled structural/stratigraphic forward modelling in the Central Apennines. American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, 11-14 May, Salt Lake City, Utah.
- Allen, P.A., Crampton, S.L., Sinclair, H.D., 1991. The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. *Basin Research*, 3, 143-163.
- Angelucci, A., 1966. La serie miocenica nella media Valle Latina (Frosinone). *Geologica Romana*, 5, 425-452.
- Argnani, A., Ricci Lucchi, F., 2001. Tertiary siliciclastic turbidite systems of the Northern Apennines. In: G.B., Vai, I.P., Martini (Eds.), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent mediterranean basins*. Kluwer Academic Publishers, 327-350.
- Artoni, A. 2003. Messinian events within the tectono-stratigraphic evolution of the southern Lago Basin (Central Apennines, Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 122, 447-465.
- Bassetti, M.A., 2000. Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of Upper Messinian ("post-evaporitic") deposits in Marche area (Apennines, central Italy). *Memorie Scienze Geologiche*, 52, 319-349.
- Bellotti, P., 1991. I sedimenti terrigeni nella depressione Lago del Salto-Tagliacozzo: considerazioni sulla loro successione verticale. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. (1991/2), CROP 11, 111-114.
- Bellotti, P., Valeri, P., 1982. Il "bacino minore" di Tagliacozzo (Appennino centrale): analisi delle facies torbiditiche. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 101, 57-68.
- Bellotti, P., Valeri, P., 1984. Tracce fossili e loro distribuzione nelle facies del "complesso torbiditico laziale abruzzese". *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 103, 477-483.
- Bellotti, P., Chiocchini, U., Valeri P., 1981. Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore dell'Appennino Umbro-Marchigiano e Laziale-Abruzzese: 6) Il Bacino del Liri. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 100, 309-337.
- Bellotti, P., Landini, B., Valeri P., 1984. Associazioni di facies e lineamenti evolutivi generali del "complesso torbiditico laziale-abruzzese". *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 103, 311-326.
- Bergomi, G., Damiani A.V., 1976. Diagenesi precoce nei depositi serravalliano-tortoniani del Lazio e considerazioni sulla evoluzione strutturale del bacino di sedimentazione miocenico. *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, 97, 35-66.
- Bernardini, F., 1969. Studio sedimentologico della serie alto-miocenica ascolana. *Atti Accademia Gioenia Scienze Naturali Catania*, 7, 353-394.
- Bertini, F., Bosi C., 1976. Sedimenti continentali probabilmente pliocenici nella Valle del Salto e nella Conca del Fucino (Rieti e L'Aquila). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 95, 767-801.
- Bertini, F., Bosi, C., Messina, P., Sposato A., 1986). Elementi di tettonica compressiva pliocenica nella zona di Borgo S. Pietro (Rieti). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 35, 547-553.
- Beukes, N.J., 1996. Sole marks and combined-flow storm event beds in the Brixton Formation of the siliciclastic Archean Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 567-576.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F.P., Centamore, E., Leone, G., Mozzi, M., Nisio, S., Zanchetta, G., 2000. New radiometric dating of volcanic ash layers in periadriatic basin system, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 327-340.
- Bigi S., Costa Pisani, P., 2002a. Structural setting of the Cicolano-Monte Calvo Area Central Apennines, (Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. spec. 1, 141-149.
- Bigi S., Costa Pisani, P., 2002b. The "pre-thrusting" Fiamignano normal fault. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 122, 267-276.
- Bigi, S., Calamita, F., Cello, G., Centamore, E., Deiana, G., Paltrinieri, W., Ridolfi, M., 1996. The external marcheano-abruzzese Messinian foredeep in the frame of evolution of the Central Apennines. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 387, 157-161.
- Bigi, S., Calamita, F., Cello, G., Centamore, E., Deiana, G., Paltrinieri, W., Pierantoni, P.P., Ridolfi, M., 1999. Tectonics and sedimentation within a Messinian foredeep in the Central Apennines, Italy. *Journal of Petroleum Geology*, 22, 5-18.

- Bigi, S., Costa Pisani, P., Milli, S., Moscatelli M., 2001. Il controllo delle faglie normali pre-thrusting sulle modalità di riempimento dell'avanfossa, lo stile strutturale e il raccorciamento dell'Appennino centrale (Lazio-Abruzzo). Abstract. 3° Forum Italiano di Scienze della Terra, Geitalia 2001, Chieti, 5-8 settembre 2001.
- Bigi, S., Costa Pisani, P., Milli, S., Moscatelli, M., 2003. The control exerted by pre-thrusting normal faults on the Early Messinian foredeep evolution, structural styles and shortening in the Central Apennines (Lazio-Abruzzo, area, Italy). *Studi Geologici Camerti*, numero speciale 2003, 17-37.
- Bigi S., Costa Pisani P., Milli S., Moscatelli M., 2004. Active thrust front/foredeep depocenter migration vs flexure migration: the evolution of Central Apennines. Submitted to the 32nd International Geological Congress, Firenze 2004.
- Boccaletti, M., Calamita, F., Centamore, E., Chiocchini, U., Deiana, G., Micarelli, A., Moratti, G., Potetti M., 1986. Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene. *Giornale di Geologia*, 48, 227-233.
- Brambati, A., 1969. Sedimentologia del flysch teramano (Abruzzo). *Memorie Museo Tridentino Scienze Naturali*, 17, 105-190.
- Brandano, M., 2001. Risposta fisica delle aree di piattaforma carbonatica agli eventi più significativi del Miocene nell'Appennino centrale. Tesi di Dottorato, Università "La Sapienza" di Roma.
- Brandano, M., 2002. La Formazione del "Calcarei a Briozoi e Litotamni" nell'ara di Tagliacozzo (Appennino centrale): e considerazioni paleoambientali sulle facies rodalgali. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 121, 179-186.
- Calamita, F., Pelorosso, M., Satolli, S., Il ruolo dell'architettura del paleomargine mesozoico di Adria nel sistema orogenico del Gran Sasso d'Italia (Appennino Centrale). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 122, 337-349.
- Cantalamessa, G., Centamore, E., Chiocchini, U., Di Lorito, L., Leonelli, M., Micarelli, A., Pesaresi, A., Potetti, M., Taddei, L., Venanzini, D., 1980. Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 8) il bacino della Laga tra il f. Fiastrone - t. Fiastrella ed il t. Fluvione. *Studi Geologici Camerti*, 6, 81-133.
- Cantalamessa, G., Centamore, E., Chiocchini, U., Di Lorito, L., Giardini, G., Marchetti, P., Micarelli, A., Pontoni, F., Potetti, M., 1981-1982. Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 9) il bacino della Laga tra il f. Potenza ed il f. Fiastrone- t. Fiastrella. *Studi Geologici Camerti*, 7, 17-79.
- Cantalamessa, G., Centamore, E., Chiocchini, U., Di Lorito, L., Micarelli, A., Potetti, M., 1983. I depositi terrigeni neogenico-quadernari affioranti tra il f. Potenza ed il f. Tronto. *Studi Geologici Camerti*, num. Spec., Riunione Gruppo di Sedimentologia del CNR, Camerino - S. Benedetto del Tronto, 26-29 settembre 1983.
- Cantalamessa, G., Centamore, E., Chiocchini, U., Micarelli, A., Di Lorito, L., 1982. Tectonic sedimentary evolution of the northwestern part of Laga basin during the Upper Miocene-Lower Pliocene (central-southern Marche). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 24, 221-232.
- Cantalamessa, G., Centamore, E., Chiocchini, U., Micarelli, A., Potetti, M., Di Lorito, L., 1986. Il Miocene delle Marche. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. "La Geologia delle Marche", 35-55.
- Casnedi, R., 1976. Geologia del campo gassifero del Cellino (Abruzzo). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 95, p. 891-901.
- Casnedi R., 1983. Hydrocarbon-Bearing Submarine Fan System of Cellino Formation, Central Italy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67, 359-370.
- Casnedi R., 1986. Effetti della subsidenza sulla geometria dei corpi terrigeni nel Pliocene inferiore abruzzese. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 35, 157-162.
- Centamore, E., Nisio, S., 2003. Significant events in the Periadriatic foredeeps evolution (Abruzzo-Italy). *Studi Geologici Camerti*, numero speciale 2003, 39-48.
- Centamore, E., Bigi, S., Berti, D., Micarelli, A., Morelli, C., 1992. Nuovi dati sui depositi neogenici di avanfossa del pescarese. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 111, 437-447.
- Centamore, E., Cantalamessa, G., Micarelli, A., Potetti, M., Berti, D., Bigi, S., Morelli, C., Ridolfi, M., 1991. Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle zone limitrofe. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 1991/2, 125-131.
- Centamore, E., Cantalamessa, G., Micarelli, A., Potetti, M., Ridolfi, M., 1990. I depositi terrigeni neogenici di avanfossa (Messiniano-Pliocene inferiore) dell'Abruzzo settentrionale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45, 563-568.
- Centamore, E., Cantalamessa, G., Micarelli, A., Potetti, M., Ridolfi, M., Cristallini, C., Morelli, C., 1993. Contributo alla conoscenza dei depositi terrigeni neogenici di avanfossa del teramano (Abruzzo settentrionale). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 112, 63-81.

- Centamore, E., Chiocchini, U., Cipriani, N., Deiana, G., Micarelli, A., 1978. Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 5) risultati degli studi in corso. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 18, 135-170.
- Chiocchini, U., Cipriani, N., 1989. The composition and provenance of the Tortonian and Messinian turbidites in the context of the structural evolution of the Central Apennines along the "Ancona-Anzio" line. *Sedimentary Geology*, 63, 83-91.
- Chiocchini, U., Cipriani, N., 1991. Caratteri petrografici e provenienza delle arenarie torbiditiche mioceniche dell'Appennino Centrale. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 1991/2, 139-142.
- Chiocchini, U., Cipriani, N., 1992. Provenance and evolution of Miocene turbidite sedimentation in the Central Apennines. *Sedimentary Geology*, 77, 185-195.
- Cipollari, P., Cosentino, D., 1991. La linea Olevano-AnTRODoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. (1991/2), CROP 11, 143-149.
- Cipollari, P., Cosentino, D., Perilli, N., 1993. Analisi biostratigrafica dei depositi terrigeni a ridosso della linea Olevano-AnTRODoco. *Geologica Romana*, 29, 495-513.
- Civitelli, G., Corda, L., Mariotti, G., 1991. Ulteriori dati sui minerali pesanti e sulle litofacies di alcuni depositi terrigeni dell'Italia Centrale. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 1991/2, 161-166.
- Colacicchi, R., 1958. Osservazioni stratigrafiche sul Miocene del confine marchigiano-abruzzese. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 77, 56-69.
- Compagnoni, B., D'andrea, M., Galluzzo, F., Giovagnoli, M. C., Molinari, V., Pichezzi, R.M., Santantonio, M., 1991a. Lito-biostratigrafia e sedimentologia delle successioni carbonatiche di piattaforma comprese nel f° 367 "Tagliacozzo" alla scala 1:50.000. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. (1991/2), 167-171.
- Compagnoni, B., Galluzzo, F., Pampaloni, M.L., Pichezzi, R.M., Raffi, I., Rossi, M., Santantonio, M., 1991b. Dati sulla lito-biostratigrafia delle successioni terrigene nell'area tra i Monti Simbruini e i Monti Carseolani (Appennino Centrale). *Studi Geologici Camerti*, Vol. Spec. (1991/2), 173-179.
- Compagnoni, B., Galluzzo, F., Santantonio, M., 1990a. Osservazioni sulla tettonica e dati sulla litostratigrafia dei rilievi carbonatici compresi nel f° 367 "Tagliacozzo" alla scala 1:50.000. *Bollettino Servizio Geologico de'Italia* 109, 73-90.
- Compagnoni, B., Galluzzo, F., Santantonio, M., 1990b. Le "Brecce della Renga" (Monti Simbruini): un esempio di sedimentazione controllata dalla tettonica. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 38, 59-76.
- Corda L., 1990. L'Hardground serravalliano di Tornimparte (L'Aquila): 1. Caratteri sedimentologici. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 109, 633-641.
- Corda, L., Morelli, C., 1996. Compositional evolution of the Laga and Cellino sandstones (Messinian-Lower Pliocene, adriatic foredeep). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 115, 423-437.
- Cosentino, D., Carboni, M.G., Cipollari, P., Di Bella, L., Florindo, F., Laurenzi, M.A., Sagnotti, L., 1997. Integrated stratigraphy of the Tortonian/Messinian boundary: the Pietrasecca composite section (Central Apennines, Italy). *Eclogae Geoloe Helvetica*, 90, 229-244.
- Critelli, S., Galluzzo, F., Milli, S., Moscatelli, M., Santantonio, M., 2002. Detrital modes and depositional architecture of the Tortonian to Early Messinian foreland basin system of the Central Apennines. *Riassunto 82° Congresso Nazionale della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, "L'arco Calabro-Peloritano e il Tirreno meridionale: vent'anni dopo", Rende (CS) 18-20 settembre 2002. *Plinius*, 28, 131-133.
- Critelli, S., Galluzzo, F., Le Pera, E., Milli, S., Moscatelli, M., Perrotta, S., Santantonio, M. 2004. Mixing siliciclastic-carbonate detrital modes of the Miocene foreland basin system of Central Apennines, Italy. Submitted to the 32nd International Geological Congress, Firenze 2004.
- Critelli, S., Galluzzo, F., Le Pera, E., Milli, S., Moscatelli, M., Perrotta, S., Santantonio M., 2004. Evoluzione spazio-temporale di petrofacies carbonatoclastiche intrabacinali ed extrabacinali e silicoclastiche nel sistema di bacini di foreland dell'Appennino Centrale. *Atti del II Congresso GeoSed*, 22-28 settembre, Roma, 62-63.
- De Celles, P., Cavazza, W., 1992. Constraints on the formation of the Pliocene hummocky cross-stratification in Calabria (southern Italy) from consideration of hydraulic and dispersive equivalence, grain flow theory, and suspended-load fall-out rate. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 555-568.
- de Feyter, A.J., Delle Rose, M., 2002. The Laga detachment zone in the M. Marine anticline (Central Apennines, Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. spec. 1, 219-227.
- Devoto, G., 1967. Le Brecce calcaree mioceniche nell'alta Valle Roveto, tra Castellafiume e Canistro (Frosinone, Lazio meridionale). *Geologica Romana*, 6, 75-86.

- Devoto, G., 1970. Sguardo geologico dei Monti Simbruini (Lazio nord-orientale). *Geologica Romana*, 9, 127-136.
- Dott, R.H., Jr, Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 663-680.
- Duke, W.L, Arnott, R.W.C., Cheel, R.J. 1991. Shelf sandstone and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19, 625-628.
- Galluzzo, F., Santantonio, M., 1995. Segnalazione di torbiditi carbonatiche nelle marne a Orbulina dei Monti Carseolani (Abruzzo). *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, 114, 87-96.
- Gennari, G., 2003. Analisi di facies e stratigrafia fisica del membro pre-evaporitico della Formazione della Laga (Messiniano inferiore) nell'area compresa tra Valle Vaccaro e Cortino (TE). Tesi di Laurea inedita, Università "La Sapienza" di Roma.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 1983. Deformazioni pellicolari mioceniche e plioceniche dei domini strutturali esterni dell'Appennino centro-meridionale (Maiella ed Arco Morrone – Gran Sasso). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 26, 563-577.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 1988. Rapporti strutturali tra il fronte del Gran Sasso ed il flysch della Laga (Appennino Centrale). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 1171-1178.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 1990. Stili strutturali nei sistemi della catena del Gran Sasso (Appennino Centrale). *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 1990, 37-50.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 1991. Thrust belt development in the Central Apennines (Italy): northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain. *Tectonics*, 10, 904-919.
- Girotti, O., Parotto, M., 1969. Mio-Pliocene di Ascoli Piceno. *Atti Accademia Gioenia Scienze Naturali Catania*, supplemento Scienze Geologiche, 7, 127-174.
- Holdsworth, R.E., Butler, C.A., Roberts, A.M., 1997. The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of the Geological Society of London*, 154, 73-78.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1976. *Fundamentals of Rock mechanics*. Science Paperbacks, Chapman & Hall, London, 585 pp.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400, 652-655.
- Lambert, A.M., Kelts, K.R., Marshall, N.F., 1976. Measurements of density underflows from Walensee, Switzerland. *Sedimentology*, 23, 87-105.
- Marini, M., 2003. Analisi di facies e stratigrafia fisica del membro pre-evaporitico della Formazione della Laga (Messiniano inferiore) nell'area del M. Bilanciere (Abruzzo settentrionale). Tesi di Laurea inedita, Università "La Sapienza" di Roma.
- Mariotti, G., 1992. Note introduttive alla geologia dell'Appennino centrale. In: AA. VV. (Eds.) V Simposio Paleogeologia Delle Comunità Bentoniche - Guida all'escursione, 30-45.
- Mariotti, G., Corda, L., Brandano, M., Castorina, F., Civitelli, G., 1999. Sequence analysis of a Miocene carbonate platform: an example from the western sector of the Central Apennines (Italy). 2° Forum Italiano di Scienze della Terra (FIST), Bellaria 20-23 Settembre 1999, 86-88.
- Martel, A.T., Gibling, M.R., 1994. Combined-flow generation of sole structures, including recurved groove casts, associated with Lower Carboniferous lacustrine storm deposits in Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 64, 508-517.
- Midtgaard, J.F., 1996. Inner-shelf to lower shoreface hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic- influenced combined flow, Lower Cretaceous, West Greenland. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 343-353.
- Milli, S., Moscatelli, M., 2000. Facies analysis and physical stratigraphy of the Messinian turbiditic complex in the Valle del Salto and Val di Varri (Central Apennines). *Giornale di Geologia*, 62, 57-77.
- Milli, S., Moscatelli, M., 2001a. The control of sea-floor topography on turbidite sedimentation - an example in the Lower Messinian turbidite deposits of the Central Apennines. Abstract Research Meeting "Turbidite sedimentation in confined setting" Nice, 9-11 settembre 2001.
- Milli, S., Moscatelli, M., 2001b. The terrigenous siliciclastic deposits of the Argilloso-Arenacea Formation (Lower Messinian, Central Apennines): analysis of a confined turbiditic complex. Riassunto Atti Riunione Annuale del Gruppo Informale di Sedimentologia del CNR, Potenza 2-7 ottobre 2001.
- Milli, S., Moscatelli, M., 2002. Il complesso torbiditico della Valle del Salto-Val di Varri: facies e stratigrafia fisica di un bacino confinato. Riassunto Atti Convegno-Escursione: Evoluzione cinematica del sistema orogenico dell'Appennino centro-meridionale: caratterizzazione stratigrafico-strutturale dei bacini sintettonici. Roma 17-20 aprile 2002.

- Milli, S., Moscatelli, M., 2003. Sedimentologia e stratigrafia fisica di alcune successioni torbiditiche alto mioceniche nel sistema di avanfossa dell'appennino centro-meridionale. Riassunto Atti I Congresso GeoSed 2003, Alghero 28 settembre-2 ottobre 2003.
- Milli, S., Moscatelli, M., Stanzione, O., 2003. Sedimentologia e stratigrafia fisica del membro pre-evaporitico della Formazione della Laga nel settore marchigiano. Riassunto Atti I Congresso GedSed 2003, Alghero 28 settembre-2 ottobre 2003.
- Milli, S., Moscatelli, M., Stanzione, O., Gennari, G., Marini, M., 2004. Sedimentology and physical stratigraphy of the pre gypsum-arenites deposits of the Laga Formation. Submitted to the 32nd International Geological Congress, Firenze 2004.
- Morelli, C., 1994. Ricostruzione dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei bacini di avanfossa marchigiano-abruzzesi durante il Messiniano-Pliocene inferiore. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Roma "La Sapienza".
- Morewood, N. C., Roberts, G. P., 2000. The geometry, kinematics and rates of deformation within an en échelon normal fault segment boundary, Central Italy. *Journal of Structural Geology*, 22, 1027-1047.
- Moscatelli, M., 2003. La sedimentazione torbiditica e le sue relazioni con quella fluvio-deltizia nel sistema d'avanfossa alto-miocenico dell'Appennino centro-meridionale. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Roma "La Sapienza".
- Mullins H.T., Cook H.E., 1986. Carbonate apron models: alternatives to the sub marine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, 48, 37-79.
- Mutti E., 1979. Turbidites et cones sous-marine profonds. In Homewood P. (Ed.) *Sedimentation detritique (Fluviale, Littorale e marine)*. Institut de Geologie, Université de Fribourg, Fribourg, 353-419.
- Mutti, E., 1992. Turbidite sandstones. Agip, Istituto di Geologia, Università di Parma, San Donato Milanese.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F., 1972. Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 161-199.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., Zavala, C., 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie Scienze Geologiche Padova*, 48, 233-291.
- Mutti, E., Nilsen, T.H., Ricci Lucchi, F., 1978. Outer fan depositional lobes of Laga Formation (upper Miocene and lower Pliocene), east Central Italy. In: D.J., Stanley, G., Kelling (Eds.), *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*, 210-223. Downed, Hutchinson & Ross.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., Fava, L., 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note series # 39*.
- 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*, 20, 733-755.
- Mutti, E., Tinterri, R., Di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S., Calabrese, L., 2000. Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, 13, 165-190.
- Myrow, P.M., Southard, J.B., 1991. Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 202-210.
- Myrow, P.M., Southard, J.B., 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 875-887.
- Myrow, P.M., Fischer, W., Gooche, J.W, 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 641-656.
- Nemec, W., 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In Colella, A., Prior, D.B., (Eds.), *Coarse-grained deltas*. IAS Spec. Publ., 10, 3-12.
- Normark, W.R., 1970. Growth patterns deep-sea fans. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 2170-2195.
- Nottvedt, A., Kreisa, R.D., 1987. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, 15, 357-361.
- Odin, G.G., Montanari, A., Coccioni, R., 1997. Chronostratigraphy of Miocene stages: a proposal for the definition of precise boundaries. In: A., Montanari, G.S., Odin, R., Coccioni, R. (Eds.), *Miocene stratigraphy an integrated approach*. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 15, 597-629. Elsevier, Amsterdam.

- Odin, G.G., Ricci Lucchi, F., Tateo, F., Cosca, M., Hunzier, J.C., 1997b. Integrated stratigraphy of Maccarone section, Late Messinian (Marche Region, Italy). In: A., Montanari, G.S., Odin, R., Coccioni, R. (Eds.), *Miocene stratigraphy an integrated approach. Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 15, 529-544. Elsevier, Amsterdam.
- Ori, G.G., Serafini, G., Visentin, C., Ricci Lucchi, F., Casnedi, R., Colalongo, M.L., Mosna, S., 1991. The Pliocene-Pleistocene adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy). An integrated approach to surface and subsurface geology. *Adriatic Foredeep Field Trip Guide Book*, 3rd E.A.P.G. Conference, Florence, Italy.
- Paltrinieri, W., Zanchini, G., Martini, N., Rocca, L., 1982. Evoluzione del bacino torbiditico marchigiano-abruzzese a partire dal Messiniano in base a lineazioni profonde. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 24, 233-242.
- Pampaloni, M.L., Pichezzi, R.M., Raffi, M., Rossi M., 1994. Calcareous planktonic biostratigraphy of the marne a Orbulina unit (Miocene, central Italy). *Giornale di Geologia*, ser. 3^a, 56, 139-153.
- Parotto, M., Praturlon, A., 1975. Geological summary of the Central Apennines. In: L., Ogniben, M., Parotto, A., Praturlon (Eds.), *Structural Model of Italy. Maps explanatory notes. CNR, Quaderni della Ricerca Scientifica*, 90, 257-311.
- Patacca, E., Scandone, P., 1989. Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of passive sinking of a relic slab. In: *The lithosphere in Italy, Atti del Convegno, 5-6 maggio 1987, Accademia Nazionale dei Lincei, Roma*.
- Patacca, E., Sartori, R., Scandone, P., 1990. Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45, 425-451
- Patacca, E., Scandone, P., Bellatalla, M., Perilli, N., Santini, U., 1991. La zona di giunzione tra l'arco settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise. *Studi Geologici Camerti, volume speciale 1991/2*, 417-441.
- Postma, G., 1984. Mass-flow conglomerates in a sub marine canyon: Abrija Fan-delta, Pliocene, south east Spain. In: E.H., Koster, R.J., Steel (Eds.) *Sedimentology of gravels and conglomerates. Memoir Canadian Society of Petroleum Geologists*, 10, 237-258.
- Postma, G., Roep, T.B., 1985. Resedimented conglomerates in the bottomset of Gilbert-type gravel deltas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 874-885.
- Prior, D.B., Bornhold B.D., 1989. Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, 36, 1053-1076.
- Ricci Lucchi, F., 1986. The Oligocene to recent foreland basin of the Northern Apennines. In: P.A, Allen, P., Homewood (Eds.), *Foreland basins. IAS Spec. Publ.*, 8, 105-139.
- Ricci Lucchi, F., Bassetti, M.A., Manzi, V., Roveri, M., 2002. Il Messiniano trent'anni dopo: eventi connessi alla crisi di salinità nell'avanfossa appenninica. *Studi Geologici Camerti nuova serie*, 1, 127-142.
- Rossi, D., Bigi, S., Del Castello, M., Di Manna, P., 2002. The structure of the Aurunci Mountains (southern Lazio): a balanced cross-section and its restoration. *Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. spec. 1*, 151-160.
- Roveri, M., Manzi, V., Bassetti, M.A., Merini, M., Ricci Lucchi, F., 1998. Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern-Romagna (Northern Apennines, Italy). *Giornale di Geologia*, 60, 119-142.
- Roveri, M., Bassetti, M.A., Ricci Lucchi, F., 2001. The mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective. *Sedimentary Geology*, 140, 201-214.
- Santo, A., Sgrosso, I., 1988. Le Breccie della Renga: Secondo ciclo miocenico nell'alta Valle del Liri. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 107, 425-429.
- Scisciani, V., Rusciadelli, G., Calamita, F., 2000. Faglie normali nell'evoluzione tortoniano-messiniana dei bacini sinorogenici dell'Appennino centrale esterno. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 119, 715-732.
- Scisciani, V., Calamita, F., Tavernelli, E., Rusciadelli, G., Ori, G.G., Paltrinieri, W., 2001. Foreland-dipping normal faults in the inner edges of syn-orogenic basins: a case from the Central Apennines, Italy. *Tectonophysics*, 330, 211-224.
- Scisciani, V., Tavernelli, E., Calamita, F., Paltrinieri, W., 2002a. Pre-thrusting normal faults within sin-orogenic basins of the Outer Central Apennines, Italy: implication for Apennine tectonics. *Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. spec. 1*, 295-304.
- Scisciani, V., Tavernelli, E., Calamita, F., 2002b. The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of Central Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, 34, 1647-1658.
- Sgrosso, I., 1998. Possibile evoluzione cinematica nell'orogene centro-sud appenninico. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 117, 679-724.

- Stanzione, O., 2002. Analisi di facies e stratigrafia fisica del membro pre-evaporitico della Formazione della Laga, nel settore compreso tra il T. Fluvione e il F. Tronto (Marche meridionali). Tesi di Laurea inedita, Università "La Sapienza" di Roma.
- Sohn, Y.K., Kim, S.B., Hwang, I.G., Bahk, J.J., Choe, M.Y., Chough, S.K., 1997. Characteristics and depositional processes of large-scale gravely Gilbert-type foresets in the Miocene Doumsan fan delta, Pohang Basin, SE Korea. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 130-141.
- Tavernelli, E., Decandia, F.A., Alberti, M., 1999. Evidenze di tettonica sinsedimentaria nel bacino messiniano della Laga: implicazioni per l'evoluzione dell'Appennino Settentrionale. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 118, 217-227.
- Ten Haaf, E. 1959. Graded beds of the Northern Apennines. Sedimentary structures and direction of supply. Thesis univ. Groningen.
- Vai, G.B., 1987. Migrazione complessa del sistema fronte deformativo-avanfossa-cercine periferico: il caso dell'Appennino settentrionale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 38, 95-106.
- Vai, G.B., 1997. Cyclostratigraphic estimate of the Messinian stage duration. In: A., Montanari, G.S., Odin, R., Coccioni (Eds.), *Miocene stratigraphy an integrated approach. Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 15, 463-476. Elsevier, Amsterdam.
- Vallone, R., 2003. I depositi torbiditici della Formazione Argilloso-Arenacea: analisi di facies e stratigrafia fisica di un bacino confinato. Tesi di Laurea inedita, Università "La Sapienza" di Roma.
- Valloni R., Cipriani, N., Morelli, C. 2002. Petrostratigraphic record of the Apennine foredeep basins. Italy. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. spec. 1, 455-465.
- Walker, R.G., Mutti, E., 1973. Turbidite facies and facies associations. In: G.V., Middleton, A.H., Bouma (Eds.), *Turbidites and deep-water sedimentation. Pacific Section, SEPM Short Course notes*, 1, 119-157.
- Wheatcroft, R.A., 2000. Oceanic flood sedimentation; a new perspective. *Continental Shelf Research*, 20, 059-2066.
- White, S. H., Bretan, P.G., Rutter, E. H., 1986. Fault-zone reactivation: kinematics and mechanisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A317, 81-97.
- Wright, L.D., Young, Z.S., Bornhold, B.D., Keller, G.H., Prior, D.B., Wiseman, V.J., Jr, 1986. Hyperpycnal plumes and plume fronts over the Huanghe (Yellow River) delta front. *Geo-Marine Letters*, 6, 97-105.
- Zalaffi, M., 1962. Su alcune piccole strutture affioranti nella piana di Cassino. *Atti Convegno sociale su tema "La geologia dell'Appennino"*, Roma 13-14 Dicembre, 1962. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 4, 636-648.