

## **Le ichnocenosi delle successioni sedimentarie Eocenico-Mioceniche affioranti tra il Lago Trasimeno e l'Alpe di Poti (Appennino Settentrionale)**

Tiziana Trecci <sup>1</sup> & Paolo Monaco <sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Via Campaccio 37/B, 52044 Cortona (Arezzo); e-mail: tizianatrecci@libero.it*

<sup>2</sup> *Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Perugia; Piazza dell'Università 1, 06100 Perugia (Italy); e-mail: pmonaco@unipg.it*

---

### **Abstract**

The ichnocoenoses of the Eocene-Miocene sedimentary successions of the Lake Trasimeno and Alpe di Poti area (Northern Apennines). This study focuses on the sedimentological, stratigraphical and ichnological integrated analysis of turbidite sequences in the Trasimeno-Alpe di Poti sector of the northern Apennines. In this area, located at the transition between the Tuscan and Umbrian Apennines, many stratigraphic units of outer Tuscan domain (Scaglia Toscana, Macigno, Arenarie di Celle and Marne di Vicchio) and inner Umbrian domain (Marnoso-Arenacea and Monte Santa Maria Tiberina) crop out. The aim of this study is to determine the ichnological content in the pelagic/hemipelagic, turbiditic, contouritic, slurried beds and other debris flow deposits which constituted, from the Eocene to the Middle Miocene, a complex suite of environments and sub-environments evolving into foredeep and wedge top basins. The ichnological content of different facies assemblages has been described from 12 stratigraphical sections. Lithostratigraphic units are Scaglia Toscana, Macigno and Monte Santa Maria Tiberina, where peculiar stratigraphic and ichnologic trends have been recognized.

The ichnological analysis has been performed to determine the ichnodensity and ichnodiversity variation in the stratigraphical units and in each body where the stratigraphic diversity and preservation of trace fossils was significant. Ichnocoenosis and taphonomic changes have been considered in order to explain palaeoenvironmental characteristics of different basin sectors, mainly in the Macigno and Monte Santa Maria Tiberina formations where basin morphology and palaeoenvironmental changes underwent a very complex tectonics. The ichnologic methodology represents an innovative tool which can refine the classic field analyses (e.g. tectonics, stratigraphy, sedimentology and micropaleontology) carried out in the studied sector of the Apennines since the last century.

### **Riassunto**

Questo lavoro è un'analisi integrata, stratigrafico-sedimentologica ed ichnologica delle successioni torbiditiche affioranti nel settore compreso tra il Lago Trasimeno e l'Alpe di Poti. L'area indagata si snoda lungo il confine tra Toscana ed Umbria e costituisce la propaggine più meridionale dell'Appennino Settentrionale. In questa fascia allungata in direzione N-S affiora-

no formazioni appartenenti sia al Dominio Toscano più esterno (Scaglia Toscana, Macigno, Arenarie di Celle e Marne di Vicchio) che al Dominio Umbro più interno (Marnoso-Arenacea e Monte Santa Maria Tiberina). Lo scopo del presente lavoro e quello di ampliare, attraverso la caratterizzazione ichnologica, le conoscenze stratigrafico-sedimentologiche dei depositi torbiditici; lo scopo è comprendere le implicazioni paleoambientali di un complesso sistema deposizionale che, tra l'Eocene e il Miocene medio, si sviluppava fino coinvolgere depositi di avansfossa e di bacino di *wedge top*.

Vengono descritte in dettaglio 12 sezioni stratigrafiche. Le unità studiate sono la Scaglia Toscana, il Macigno e la Monte Santa Maria Tiberina, nelle quali sono stati individuati peculiari *trends* stratigrafici ed ichnologici. Per ciascuna di esse è stata effettuata, in modo semi-quantitativo o quantitativo, una stima puntuale, strato per strato, dell'ichnodensità e dell'ichnodiversità delle tracce fossili. Nei casi in cui l'esposizione delle successioni stratigrafiche ed il relativo contenuto ichnologico sono risultati insufficienti (come nei casi delle Arenarie di Celle, Marne di Vicchio e Marnoso Arenacea), si è cercato comunque di individuare, sulla base dei pochi dati disponibili, i principali fattori paleoambientali responsabili del mancato o limitato sviluppo delle comunità di *burrowers*.

Analogamente a quanto riscontrato in aree più settentrionali, l'integrazione dei dati stratigrafici, sedimentologici, litologici ed ichnologici si è dimostrata uno strumento fondamentale per la comprensione dei complessi legami che intercorrono tra sub-ambienti ed ichnocenosi in un sistema deposizionale morfologicamente e strutturalmente articolato com'è quello di avansfossa. La valutazione dell'abbondanza e della

diversificazione delle tracce fossili, organizzate in ichnocenosi, ha permesso di ricavare informazioni paleoambientali che hanno contribuito alla ricostruzione del contesto deposizionale in termini di tenore energetico dei flussi, grado di ossigenazione, disponibilità di nutrienti, disponibilità di sub-ambienti comunicanti, cambi nei tassi di sedimentazione.

**Key Words:** Sedimentology, Ichnology, Flysch deposits, ichnocoenoses, Eocene-Miocene, northern Apennines.

**Parole Chiave:** Sedimentologia, Ichnologia, Flysch, ichnocenosi, Eocene-Miocene, Appennino settentrionale.

---

## Introduzione

### Localizzazione dell'area e metodi di studio

#### Inquadramento geologico-stratigrafico

- a) Scaglia Toscana (Eocene-Oligocene Superiore)
- b) Macigno (Oligocene Superiore-Miocene Inferiore)
- c) Arenarie di Celle (Aquitano Superiore)
- d) Marne di Vicchio (Aquitano Sup-Burdigaliano medio)
- e) Marnoso-Arenacea (Burdigaliano Superiore-Serravalliano Superiore)
- f) Monte Santa Maria Tiberina (Burdigaliano Superiore-Serravalliano)

#### Ichnocenosi e facies silicoclastico - carbonatiche

- a) Facies debritiche caotiche (slurried beds)
- b) Facies contouritiche
- c) Facies silicoclastiche torbiditiche sabbiose
- d) Facies calcarenitiche (Scaglia Toscana)
- e) Facies calcilutitiche (Scaglia Toscana)
- f) Facies calcareo-marnose (Scaglia Toscana)

#### Le sezioni studiate nelle unità ad affinità toscana

- A) Scaglia Toscana
- B) Macigno

*Sezione Carapagli*

*Sezione Pianello*

*Sezione Renali*

*Sezione Maestà*

*Sezione Sambuchella*

*Sezione Monte Veriano*

*Sezione Portole (bivio)*

*Sezione Fontemaggiore*

**Sezioni studiate nelle unità ad affinità umbra**

Formazione Monte Santa Maria Tiberina

*Sezione Valle Petrina*

*Sezione Palazzetto*

*Sezione Bandole*

*Sezione Talacchio*

**Considerazioni paleoambientali**

a) Scaglia Toscana

b) Macigno

c) Monte Santa Maria Tiberina

**Considerazioni deposizionali dalle ichnocenosi**

**Considerazioni conclusive**

**Ringraziamenti**

**Bibliografia**

---

## **Introduzione**

Nello studio stratigrafico e sedimentologico dei flysch, l'analisi iconologica permette di ricostruire le variazioni paleoecologiche e paleoambientali in un contesto deposizionale estremamente dinamico, articolato e complesso (Seilacher, 1974; Książkiewicz, 1977; Uchman, 1991, 1995, 1999, 2007; Monaco et al., 2009 a, b; Uchman, 2009). In bacini dinamici, complessi ed articolati, quali quelli di avanfossa, è normale assistere ad una variazione rapida nella sovrapposizione dei corpi sabbiosi con depositi di lobo (attaccati o staccati, attivi o inattivi), di canale, di frangia e di *overbank* o levee in cui variano le ichnocenosi (Monaco et al., 2009b). In tali contesti è inoltre assai comune assistere a frequenti fenomeni di amalgamazione tra depositi dovuti a correnti di fondo, flussi di detrito, flussi granulari e/o fluidificati e soprattutto torbiditici. Molti modelli deposizionali incen-

trati sui diversi tipi di flusso e deposito vanno inoltre rivisti alla luce di nuove interpretazioni e semplificazioni (vedi i dieci miti torbiditici da sfatare di Shanmugam, 2001). L'esame dei dati ichnologici, tra cui la tafonomia, l'ichnofabric, la stratinomia, e le ichnocenosi, può quindi rappresentare un valore aggiunto, molto spesso determinante per individuare le variazioni deposizionali e morfologiche dei bacini. Questa metodologia di studio si è già dimostrata efficace nell'indagine di alcuni depositi flyschoidi, come ad esempio nelle successioni torbidiche eoceniche del bacino di Ainsa-Jaca nei Pirenei (Uchman, 2001; Heard & Pickering, 2008) oppure in quelle oligo-mioceniche affioranti nel transetto Pratomagno-Verghereto (Monaco, 2008; Milighetti et al., 2009). I dati ed i risultati relativi a quest'ultimo lavoro sono stati di particolare utilità per il settore in oggetto (area nord Trasimeno), visto che quest'ultimo costituisce, almeno in gran parte, la propaggine più meridionale della dorsale del Pratomagno. Con lo stesso approccio si è quindi cercato di ottenere il maggior numero possibile di dati sedimentologico-ichnologici al fine di estrapolare utili informazioni per le ricostruzioni paleoambientali e dei contesti deposizionali valutando ed interpretando le eventuali differenze con le coeve successioni più settentrionali del transetto Pratomagno-Verghereto.

## **Localizzazione dell'area e metodi di studio**

L'estensione areale dei terreni su cui sono stati focalizzati gli studi per questo lavoro si estende immediatamente a nord del Lago Trasimeno fino al torrente Sovara ed è delimitata ad ovest dalla Val di Chiana e ad est dalla Val

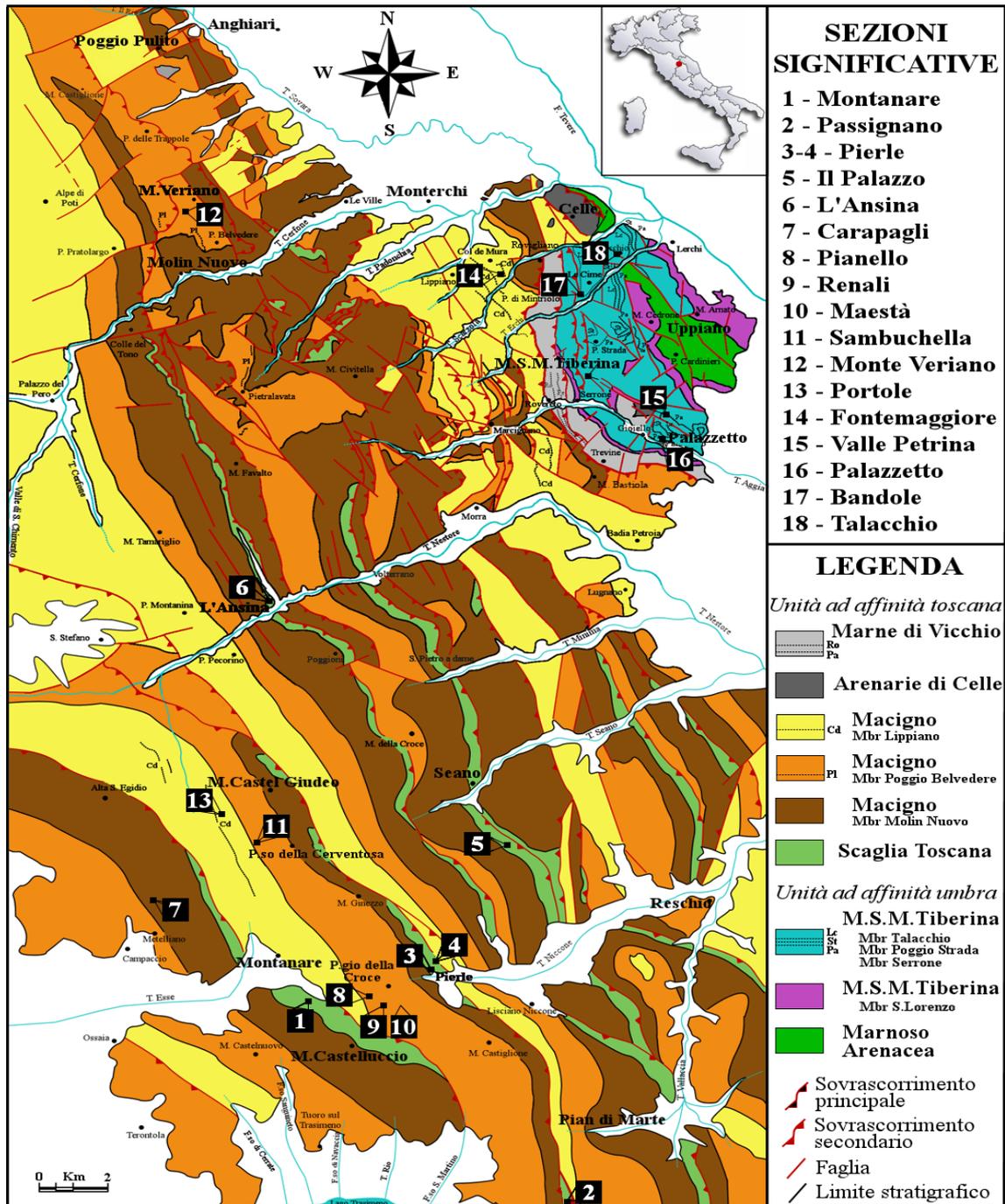


Fig. 1: Carta geologica dell'area di studio con ubicazione delle sezioni di riferimento. Modificato da Brozzetti et al., 2002; Plesi et al., 2002; Aruta et al., 1998; Damiani & Pannuzi, 1982.

Tiberina, nel settore più settentrionale, e dal confine con la regione Umbria, in quello più meridionale. Questa fascia allungata in direzione N-S è stata considerata da vari Autori come

appartenente paleogeograficamente al Dominio Toscano più esterno (Canuti et al., 1965) e, nel settore più orientale, si sovrappone strutturalmente alle successioni appartenenti al Dominio Umbro più interno. Le molteplici sinonimie che sostanzialmente interessano tutte le unità presenti nell'area indagata e che spesso riflettono interpretazioni stratigrafico-strutturali anche molto differenti testimoniano la difficoltà d'in-

dagine di questo settore appenninico. Sebbene la terminologia qui di seguito riportata faccia riferimento alla cartografia più recente (progetto CARG, 2006), è comunque necessario tener presente gran parte della storia bibliografica di quest'area per poter avere una visione più completa possibile, sia dal punto di vista stratigrafico che strutturale. Nella carta geologica riportata in Fig. 1 vengono indicate tutte le Formazioni/Membri affioranti nei terreni di studio con i relativi strati guida ed i principali lineamenti tettonici. Questa carta è stata costruita sulla base di alcuni schemi e carte geologico-strutturali (Damiani & Pannuzi, 1982; Aruta et al., 1998; Brozzetti et al., 2002; Plesi et al., 2002) integrati con le più recenti suddivisioni stratigrafiche e interpretazioni strutturali (Carta Geologica d'Italia, scala 1:50000, Fogli 289 "Città di Castello" e 299 "Umbertide"). In virtù di ciò vengono distinte cinque Formazioni ad affinità toscana, che in ordine stratigrafico sono rappresentate da Scaglia Toscana, Macigno (a sua volta suddivisa nei Membri di Molin Nuovo, di Poggio Belvedere e di Lippiano), Arenarie di Celle e Marne di Vicchio, e due Formazioni ad affinità umbra che sono invece identificate come Marnoso Arenacea e Monte Santa Maria Tiberina, quest'ultima suddivisa nei Membri S. Lorenzo, Serrone, Poggio Strada e Talacchio.

Il rilevamento di campagna rappresenta sicuramente il punto focale per una corretta analisi delle facies in quanto è da esso che si diramano tutte le varie considerazioni di carattere strutturale, stratigrafico, sedimentologico ed ichnologico. Nella prima fase della ricerca si è cercato infatti di approfondire, confrontare ed integrare i dati riportati in letteratura con le osservazioni generali riscontrate durante i primi rilevamenti speditivi, in modo da avere un quadro com-

pleto e complessivo, anche se non dettagliato, che comprendesse tutte le Formazioni/Membri e i relativi rapporti stratigrafici e/o strutturali. Durante questa fase sono state inoltre misurate le orientazioni delle strutture sedimentarie di fondo (*groove* e *flute casts*) e di quelle prodotte da corrente trattiva (*ripples* asimmetrici in prevalenza) utili, dopo opportune elaborazioni tramite *stereonets* (reticolo equivalente di *Schmidt-Lambert*), per lo studio delle paleocorrenti. Nella seconda fase della ricerca sono state scelte alcune sezioni significative che contengono informazioni rilevanti sia dal punto di vista sedimentologico-stratigrafico che ichnologico. Le sezioni scelte sono state analizzate tramite log stratigrafici speditivi, supportati e affiancati da considerazioni generali sul tipo di associazione di facies. L'analisi delle facies gravitative è stata condotta usando la medesima metodologia utilizzata per il transetto Pratomagno-Verghereto (Milighetti et al., 2009). Principalmente si è utilizzato il modello descrittivo di Einsele (1991), coadiuvato dall'analisi genetica delle facies torbiditiche *s.l.* (Ricci Lucchi, 1981; Lowe, 1982; Pickering et al., 1989; Mutti, 1992). Per le facies fini o fangose sono state utili le classificazioni genetiche di Stow & Piper (1984a, b). La scelta del modello di Mutti (1992) come modello di riferimento è fondata sia sull'ampio riscontro pratico che esso trova nelle indagini di terreno sia nella capacità che lo stesso ha di focalizzare le relazioni tra le facies torbiditiche, i tipi di flusso ed i meccanismi di trasporto e deposizione in base all'indice di prossimalità/distalità. La struttura del modello è abbastanza semplice e mostra un ipotetico spettro di facies (Mutti, 1992, fig. 26) deposte da uno stesso flusso iniziale (*parent flow*) il quale, evolvendosi attraverso trasformazioni di

flusso durante il suo movimento verso le zone distali, segregava progressivamente le differenti popolazioni granulometriche che andavano così a costituire depositi con caratteri ben precisi. Si parte infatti da depositi conglomeratici a matrice-sostenuta (facies F1) fino ad arrivare a depositi molto fini e gradati (Facies F9), che riflettono le trasformazioni subite progressivamente dal flusso durante il suo allontanamento dalla zona sorgente. Gran parte delle successioni torbiditiche presenti nell'area indagata sono costituite da associazioni di facies facilmente riconducibili a quelle sopra citate, anche se a queste è necessario aggiungere almeno altri due tipi di depositi, nella fattispecie *contouriti* e *shurried beds*, non considerati nella modellistica di Mutti (1992).

Tra i metodi per il riconoscimento delle facies si è tenuto conto delle importanti asserzioni apportate da Shanmugam (2001) che indica i dieci miti sulle torbiditi da sfatare. Questo autore sostiene, tra l'altro, che si deve intendere come torbidite un deposito prodotto esclusivamente da una corrente di torbida in cui la turbolenza è il principale meccanismo di supporto del sedimento (vedi miti n. 1 e n. 2, Shanmugam, 2001). Secondo tale autore tutti gli altri depositi che non sono legati a turbolenza *s.s.* ma riguardano altri tipi di flusso (tra cui quelli ad alta densità che vengono considerati come varianti di flussi di detrito sabbiosi, vedi mito n. 4 dello stesso autore), dovrebbero essere considerati a parte.

La valutazione della densità di bioturbazione è stata effettuata utilizzando i metodi quantitativi o semi-quantitativi proposti da alcuni autori (Miller & Smail, 1997; Heard & Pickering, 2008), anche se in molti casi la limitata esposizione delle superfici basali e/o sommita-

li degli strati rende molto relativa la stima di questo parametro. Nel caso di tracce fossili di grandi dimensioni come *Ophiomorpha*, *Scolicia*, *Halopoa* etc., l'ichnodensità viene valutata in modo semiquantitativo (Miller & Smail, 1997), utilizzando valori percentuali speditivi basati su tabelle di densità precostituite da applicare sulle superfici di strato. Quando invece le tracce fossili sono abbondanti e di piccole/medie dimensioni (*grafogliptidi*, *plug-shaped*, *Arthropycus*, *Parahaentzschelinia* etc.) il metodo più indicato è quello quantitativo puro (Heard & Pickering, 2008), che consiste nella determinazione delle tracce fossili all'interno di una griglia quadrata di 10 x 10 cm posizionata in modo casuale sulla superficie di strato. Per tutte le tracce fossili sono state inoltre determinate la posizione stratinomica, utilizzando la classificazione di Martinsson (1970) rivista ed integrata (Uchman, 1995; Monaco & Caracuel, 2007; Monaco & Checconi, 2008) e i principali caratteri tafonomici (Monaco, 2008; Monaco et al., 2009a; Monaco et al., 2009b; Monaco & Checconi, 2010a; b).

## **Inquadramento geologico-stratigrafico**

In termini molto generali, il sistema a pieghe e sovrascorrimenti che caratterizza l'Appennino Settentrionale è il prodotto di deformazioni che hanno coinvolto successioni stratigrafiche triassico-plioceniche, la cui evoluzione è stata fortemente controllata da un'intensa attività tettonica sinsedimentaria che ha agito con meccanismi diversi in tempi diversi (Centamore et al., 2002). Dall'Oligocene ad oggi, infatti, l'Appennino Settentrionale è stato interessato da due principali fasi deformative, entrambe

migranti verso est: una più antica, compressiva, con *thrusts* est-vergenti ed una più recente, distensiva, che nella maggior parte dei casi ha obliterato o quantomeno alterato le precedenti strutture compressive (Barchi et al., 1998; Collettini et al., 2006).

a) Scaglia Toscana (Eocene-Oligocene superiore)

Il primo termine introdotto in letteratura per identificare le successioni litostratigrafiche paleogeniche costituite prevalentemente da litotipi calcarei, calcareo-marnosi e argillosi è stato quello di Scisti Varicolori (*sensu* Principi, 1924), cui hanno seguito molte altre denominazioni, tra cui Scisti policromi, Argilloscisti, Nummulitico, insieme varicolori e Scaglia Toscana. Quest'ultima è stata introdotta (Merla & Abbate, 1967) per il settore toscano più interno e solo recentemente, con il progetto CARG 2006 (Foglio 289 e F. 299 in scala 1:50.000), estesa anche alla Toscana orientale.

Piccioni & Monaco (1999) in una sezione di Monte Solare a sud del Lago Trasimeno hanno indicato le tre unità litostratigrafiche come: a) unità calcarea, suddivisa ulteriormente in membro inferiore e membro superiore (fino all'Eocene Medio); b) unità calcareo-marnosa (compresa nell'Eocene Medio); c) unità argilloso-marnosa (parte superiore dell'Eocene Medio). Questa suddivisione corrisponde con i nuovi dati riscontrati nell'area in esame e per questo ripresa nel presente lavoro. Di seguito vengono quindi brevemente descritte le tre unità litostratigrafiche facendo principalmente riferimento alla successione esposta nella cava attiva di Montanare in quanto questa, per esposizione e continuità, è sicuramente la sezione che meglio

si presta per le considerazioni di carattere sedimentologico-stratigrafico.

**Unità calcarea:** Tale unità, riferibile all'unità di Seano (Damiani & Pannuzi, 1982) ed alla litofacies di Montanare del Membro delle Calcareniti di Dudda (CARG, 2006), è costituita prevalentemente da calcareniti medio-fini grigie (sequenze  $T_{b-d}$ ,  $T_{c-d}$  di Bouma), spesso amalgamate, che occupano dal 44% al 46% dello spessore dell'unità, da calcilutiti di color ocra e ocra-verde, con selce grigio-blu, laminate e talvolta amalgamate che rappresentano il 26-27% dell'unità, ed infine da calcari marnosi e marne in percentuali intorno al 15-16%, di colore ocra-verdi, grigie e grigio-azzurre nella parte alta dell'unità, in spessori che non superano i 15 cm. Le argilliti sono assenti nella parte inferiore dell'unità e subordinate in quella superiore dove contengono elevate percentuali di materiale più grossolano siltitico e hanno colori dal grigio grafite al verde scuro. All'interno di questa unità le litofacies presenti tendono ad organizzarsi in cicli prevalentemente asimmetrici, in cui dal basso verso l'alto si susseguono strati calcarenitici fini più o meno amalgamati, calcilutiti e litotipi marnosi nella parte superiore. Il passaggio alla sovrastante unità calcareo-marnosa è localizzabile con la comparsa dei primi strati calcareo-marnosi grigio-azzurri che rappresentano insieme alle calcilutiti le litofacies dominanti.

**Unità calcareo-marnosa:** Questo intervallo è riferibile all'unità di Pierle (Damiani & Pannuzi, 1982) e sempre alla litofacies di Montanare delle Calcareniti di Dudda (CARG, 2006). Al suo interno si possono individuare due membri, uno inferiore e uno superiore. Il membro inferiore è costituito da un'associazione di litofacies che, rispetto all'unità calcarea, mostra delle variazioni relative alle percentua-

li di abbondanza delle singole componenti, tra cui spicca la sensibile diminuzione delle calcareniti. Dominano infatti i calcari marnosi grigio-azzurri (29-30%), con rara selce grigio-blu, insieme a calcilutiti grigie (32-33%); le argilliti e le marne, pur essendo subordinate, cominciano ad assumere una posizione rilevante, mentre le calcareniti laminate (sequenze  $T_{b-d}$ ,  $T_{c-d}$  di Bouma) sono presenti solo per il 16-17%. Nel membro superiore si assiste ad una brusca diminuzione dei calcari marnosi che scendono fino al 10-13%, bilanciata dall'incremento delle marne e delle argilliti che raggiungono valori intorno al 33%. Queste ultime sono caratterizzate da spessori che difficilmente superano i 10 cm e da un'intensa colorazione rosso vinaccia che permette di individuare anche a distanza la posizione del membro cui appartengono. Per quanto riguarda invece le litofacies calcarenitiche e calcilutitiche non si apprezzano evidenti variazioni percentuali in spessore. A differenza del membro inferiore le litofacies presenti non sono più organizzate in cicli bensì caratterizzate dal susseguirsi di coppie costituite (in ordine di maggior frequenza) da: calcilutiti-argilliti, calcilutiti-marne e calcilutiti-calcari marnosi. Questa ritmicità è interrotta da episodi torbiditici a grana relativamente più grossa rappresentati da calcareniti medio-fini.

**Unità argilloso-marnosa:** Il limite inferiore è localizzabile in corrispondenza della brusca diminuzione dei calcari marnosi e delle calcilutiti che progressivamente scompaiono del tutto a favore dei litotipi argillosi e marnosi. Per questo motivo è possibile individuare all'interno dell'unità due membri, riferibili all'unità de L'Ansina (Damiani & Pannuzi, 1982) e alla litofacies Poggioni delle Calcareniti i Dudda (CARG, 2006). Il membro basale è costituito

da calcareniti medio-fini (sequenze  $T_{c-e}$  di Bouma) grigie con rara selce grigio-bianca, marne e argilliti marnose rosso vinaccia con sfumature ocra, calcari marnosi grigio-verdi e rossi, calcilutiti laminate grigio chiare e grigio scure con rara selce. Il membro sovrastante, il cui limite superiore non affiora, è invece esclusivamente costituito da calcareniti fini grigie laminate ( $T_{c-e}$  di Bouma) in spessori che variano dai 10 ai 50 cm, argilliti marnose grigie nella parte medio-inferiore e argilliti siltose tabacco in quella superiore che hanno spessori riferibili a quelli dei litotipi calcarenitici. Sono completamente assenti i calcari marnosi e le calcilutiti. Sebbene, come già detto, il limite superiore dell'unità (passaggio Scaglia Toscana – Macigno) non affiora, si può comunque supporre che non sia molto lontano, come testimonia il cambio di colore dei litotipi argillosi che riflette un incremento di materiale terrigeno con evidente componente siltitica.

#### b) Macigno (Oligocene Superiore-Miocene Inferiore)

Anche per quanto riguarda le unità torbiditiche terrigene oligo-mioceniche la terminologia è cambiata nel corso del tempo. Inizialmente venivano considerate un'unica formazione, il Macigno *s.l.* Tuttavia le variazioni composizionali delle arenarie e il tipo di associazioni di facies hanno reso necessaria la suddivisione in (Merla, 1967): Arenarie del Chianti e Arenarie del Mugello, termini successivamente caduti in disuso e sostituiti rispettivamente da Arenarie di Monte Falterona e Arenarie di Monte Cervarola, queste ultime indicate anche con altri nomi, tra cui Arenarie del Trasimeno *p.p.*, Macigno B, Macigno del Mugello, formazione di Londa,

arenarie di Monte Modino etc. Nei lavori più recenti (Chicchi & Plesi, 1992; Costa et al., 1997; Brozzetti et al., 2002; Luchetti et al., 2002; Plesi et al., 2002; Brozzetti, 2007), la successione Toscana dell'area a nord del Trasimeno, sulla base di nuovi dati petrografici e biostratigrafici, viene correlata con i più interni affioramenti del Macigno, mentre vengono escluse correlazioni con le Arenarie del Cervarola, o quantomeno considerate non definibili tramite la sola analisi petrografica, dato che i campioni analizzati ricadono in un'area in cui i campi del Macigno e delle Arenarie del Cervarola si sovrappongono (Costa et al., 1991). Riferendosi quindi alla bibliografia più recente nell'area compresa tra la Val di Chiana e la Val Tiberina, le successioni torbiditiche silicoclastiche appartenenti alla Formazione del Macigno vengono distinte, sulla base del rapporto arenaria/pelite, granulometria e associazione di facies, in tre membri, che dal basso sono: Membro di Molin Nuovo ( $MAC_1$ ), Membro di Poggio Belvedere ( $MAC_2$ ) e Membro di Lippiano ( $MAC_3$ ). A livello macroscopico il colore delle arenarie varia da ocre negli strati meno cementati a grigio scuro in quelli più compatti e con tenore di  $CaCO_3$  più elevato. Gli intervalli arenacei sono spesso associati a livelli pelitico-siltitici e pelitici di colore grigio, più o meno scuro in funzione del tenore in carbonato, nei quali è molto difficile riconoscere la laminazione a causa dell'elevata scagliosità. Questi intervalli pelitici diventano importanti nella parte alta della formazione dove possono organizzarsi anche in singoli strati. Per ognuno dei tre membri, la composizione delle arenarie, nei diagrammi Q-F-L+CE, ricade prevalentemente nel campo delle arenite feldspatiche e lito-feldspatiche, generalmente attribuite al Macigno, mantenendosi omogenea sia per il

materiale grossolano che per i frammenti litici a grana fine (Plesi et al., 2002). La composizione dei frammenti litici a grana fine, caratterizzata da alti contenuti di metamorfiti, è proprio una delle principali caratteristiche petrografiche che distinguono il Macigno dalle Arenarie del Cervarola, queste ultime molto più ricche in frammenti litici sedimentari a grana fine (Botti et al., 2002). Il quarzo è generalmente compreso tra il 40% e il 55% mentre i frammenti litici variano tra il 10% e il 25%. Dai diagrammi QPK risulta inoltre che il contenuto in K-feldspati non supera il 20% mentre la percentuale dei plagioclasti raggiunge frequentemente il 33%. Anche le analisi biostratigrafiche effettuate nei dintorni di Città di Castello (Plesi et al., 2002) portano ad escludere possibili correlazioni con le Arenarie del Cervarola dato che i tre membri del Macigno coprono un intervallo temporale che va dal Cattiano superiore (subzona MNP25b) all'Aquitano medio-superiore (biozona MNN1d), mentre le Arenarie del Cervarola dell'area tipo (Appennino Modenese) si sono deposte nell'intervallo tra la biozona MNN3a e la biozona MNN3b del Burdigaliano medio (Botti et al., 2002). Durante questo periodo nel settore più meridionale, che comprende l'area indagata per il presente lavoro, si stava già depositando la parte alta delle Marne di Vicchio.

**Membro di Molin Nuovo –  $MAC_1$**  (Cattiano superiore): La porzione inferiore del membro è caratterizzata dagli intervalli F4, F5 ed F6 (Mutti, 1992) con i primi che, salendo in quella superiore, vengono rispettivamente sostituiti dagli intervalli F7 ed F8. Nella parte medio-alta del membro compaiono inoltre le facies arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee (F9a), le quali, pur rimanendo subordinate rispetto a quelle arenacee, sono le principali responsabili della

Area compresa tra il Mugello e l'Alta Val Tiberina			Area di Monte Santa Maria Tiberina		Area compresa tra Arezzo ed il lago Trasimeno				Area di M.Solare			
Abbate & Bruni (1987)	Pizzolo & Ricci Lucchi (1991)	Delle Rose <i>et alii</i> (1994)	Plesi <i>et alii</i> , Luchetti <i>et alii</i> , Brozzetti <i>et alii</i> (2002)		Aruta & Pandeli (1995)	Aruta (1994)	Damiani <i>et alii</i> (1982, 1987, 1991)	Piccioni & Monaco (1996)				
Marme di Vicchio	Marme di Vicchio	Membro 4	Unità di M.Silvestre (Intervallo IV)	M.S.M. Tiberina	Membro Talacchio	Marme di Vicchio	Marme di Vicchio	—	—			
		Membro 3	Marne di Vicchio s.s. (Intervallo III)	Marme di Vicchio	Membro P.gio Strada							
		Membro 2	Marne di Vicchio s.s. (Intervallo II)		Membro Serrone							
		Orizzonte scelcioso listato	Orizzonte a selezione listata		Membro S. Lorenzo							
		Membro 1	Fm. del Falterona (Intervallo I)	Arenarie di Celle								
Arenarie del Cervarola	Formazione del Falterona	Formazione del Falterona	Macigno	Membro Lippiano	Arenarie del Mugello	Litofacies V	Arenarie del Cervarola	membro superiore	Arenarie del Trasimeno	porzione superiore		
Arenarie del Falterona				Membro P.gio Belvedere	Litofacies IV	membro inferiore	porzione intermedia					
	Membro Molin Nuovo	Litofacies III		Arenarie del Falterona	Litofacies II	Litofacies I	porzione inferiore					
Scisti Policromi	—	Scisti Varicolori	Scaglia Toscana	Membro M. Filoncio	Scisti Varicolori	Argille varicolori	Scisti Varicolori	Calcarei a Nummuliti e Marme Varicolori	insisteme varicolore	unità de L'Ansina	Scisti Varicolori	unità argilloso-marnosa
			Membro delle calcareniti di Duoda	Litofacies Poggioni						unità di Pierle	unità calcareo-marnosa	
				Litofacies Montanare						unità di Seano		unità calcarea

**Fig. 2:** Correlazione litostratigrafica delle unità eocenico-mioceniche affioranti lungo la fascia che si estende dal Mugello al Lago Trasimeno.

progressiva, ma non graduale, diminuzione del rapporto A/P che si registra dalla base al tetto del membro. Nella parte superiore del membro la stratificazione tende ad organizzarsi in sequenze *thickening upward* aventi spessori che non superano i 10-15 m. Le strutture fisiche di fondo, in particolare *groove casts*, indicano una prevalente direzione delle paleocorrenti orientata NW-SE. Lo spessore del membro è stimato intorno ai 500-600 m, anche se nel settore più orientale si riduce a circa 200 m (Aruta, 1994). Litostratigraficamente il Membro di Molin Nuovo è riferibile a quelle che in passato sono state indicate come Arenarie del Falterona (Aruta, 1994), più precisamente alle Litofacies I e II delle Arenarie del Falterona (Aruta & Pandeli, 1995) e alla porzione inferiore delle Arenarie

del Trasimeno (Damiani et al., 1991). Le ricostruzioni paleoambientali, basate sulle associazioni di facies che caratterizzano questo membro, indicano, secondo Damiani et al. (1991), un ambiente di conoide interna prima e di lobo poi, mentre, secondo Aruta (1994) indicano un ambiente di lobo da prossimale a distale.

Il **Membro di Poggio Belvedere – MAC<sub>2</sub>** (Cattiano-Aquitano) ha uno spessore di circa 300 m; rispetto al Membro di Molin Nuovo presenta un incremento delle facies arenaceo-pelittiche e pelittico-arenacee e una diminuzione del rapporto A/P all'interno di ogni strato. In alcune sezioni riferibili alla parte bassa del membro sono apprezzabili sequenze *thickening upward*, mentre nella parte alta l'organizzazione degli strati è caratterizzata dalla "ritmica" ripetizione di intervalli arenaceo-pelittici e pelittico-arenacei (strati generalmente intorno ai 20 cm, facies F9a di Mutti, 1992), in spessori generalmente

non superiori ai 10 m, separati tra loro da pacchi di strati arenacei e arenaceo-pelitici più spessi e a granulometria più grossolana (facies F6, F7 e F8). Le superfici erosive e di amalgamazione alla base degli strati più potenti sono meno frequenti rispetto al membro sottostante, anche se la presenza di “*slurried beds*” (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1981) e l’abbondanza di *clay chips* testimoniano l’attività di processi erosionali durante il trasporto. Le geometrie degli strati sono prevalentemente tabulari e questo vale anche per gli intervalli più grossolani e potenti; difficilmente apprezzabili, almeno alla scala dell’affioramento, sono invece i depositi canalizzati e le geometrie lenticolari. Le misurazioni effettuate su *groove* e *flute casts*, spesso ben preservati alla base degli strati arenaceo-pelitici, indicano apporti orientati NW-SE con un verso di scorrimento prevalente verso SE. In questo membro sono presenti importanti episodi a dominante carbonatica probabilmente riconducibili a contouriti (Milighetti et al., 2009), che in letteratura vengono indicati con il nome di “areniti ibride” (Zuffa, 1980) e “torbiditi calcaree” (Bruni & Pandeli, 1980). Si tratta di intervalli caratterizzati da una porzione basale arenacea grigio avana all’alterazione e grigio scuro al taglio fresco avente un contenuto in  $\text{CaCO}_3$  abbastanza variabile (40-80%), ma complessivamente superiore a quello della porzione pelitica sovrastante, i cui valori sono compresi tra il 40% e il 55%, che sono comunque più alti rispetto ai valori delle torbiditi arenacee (Bruni & Pandeli, 1980). A livello composizionale viene distinta una frazione clastica di provenienza intrabacinale (prevalentemente carbonatica) e una di provenienza extrabacinale (carbonatica e non carbonatica) che permette di riferire questi depositi alle areniti ibride (*sen-*

*su* Zuffa, 1980). Tra i minerali non carbonatici delle contouriti a grana fine prevalgono quarzo, K-feldspati e plagioclasti, a cui si aggiungono frequenti frammenti di rocce metamorfiche e vulcaniche quando la granulometria diventa grossolana. In campagna questi depositi sono facilmente riconoscibili grazie al tipico aspetto a “fisarmonica”, che caratterizza la porzione arenacea, e sono stati segnalati anche in settori più settentrionali, area del Pratomagno e del Casentino (Bruni & Pandeli, 1980; Milighetti et al., 2009). Nel Membro di Poggio Belvedere l’orizzonte contouritico più potente è probabilmente identificabile con quello che viene denominato “strato guida Pietralavata” (Plesi et al., 2002), il quale è costituito da un intervallo basale ben gradato e laminato, di circa 1.3 m, e da un soprastante intervallo marnoso di circa 3 m. La migliori esposizioni sono visibili in corrispondenza dell’omonima località, lungo il sentiero che si snoda sul versante orientale di Poggio di Bivignano (in sinistra del torrente Padonchia) e lungo la strada secondaria che da Molin Nuovo raggiunge il versante meridionale di M. Veriano (Tav. 2, Fig. A ed C). I caratteri litostratigrafici e l’associazione di facies permettono di riferire il Membro di Poggio Belvedere alla porzione intermedia delle Arenarie del Trasimeno (Damiani et al., 1991), al membro inferiore delle Arenarie del Cervarola (Aruta, 1994) ed infine alle Litofacies III e IV (Aruta & Pandeli, 1995), la cui transizione, secondo gli stessi autori, individua il passaggio tra le Arenarie del Falterona e quelle del Cervarola. L’ambiente deposizionale, che sicuramente ha un carattere più distale rispetto a quello in cui si è depositato il Membro di Molin Nuovo, viene generalmente indicato come ambiente di lobo e di frangia di lobo (Damiani et al., 1991; Aruta,

1994; Aruta & Pandeli, 1995). Gli affioramenti che meglio si prestano per uno studio stratigrafico-ichnologico sono sicuramente quelli localizzati lungo la S.P. 35, tratto Montanare-Pierle, anche se buone esposizioni sono visibili nei pressi di Palazzo del Pero, di Marcignano e più a sud lungo la S.P. 416, nel tratto che costeggia il versante nord-occidentale di M. Castiglione.

Il **Membro di Lippiano – MAC<sub>3</sub>** (Aquitano medio-superiore) ha uno spessore di circa 600 m ed è caratterizzato da sottili strati torbiditici pelitico-arenacei (riferibili agli intervalli T<sub>c-e</sub> e T<sub>d,e</sub> di Bouma; F9a di Mutti, 1992) e pelitici cui si alternano in maniera subordinata strati più potenti arenaceo-pelitici (generalmente T<sub>b</sub>, e T<sub>c-e</sub> di Bouma; F8/F9a di Mutti). La quasi totalità degli strati presenta geometrie tabulari aventi un'ottima continuità laterale e superfici basali piane o debolmente ondulate. Le paleocorrenti, generalmente individuate tramite piccoli *groove casts* e raramente tramite *flute casts*, hanno direzioni di scorrimento NW-SE, del tutto analoghe a quelle dei membri sottostanti. Nella porzione superiore del Membro Lippiano è stato individuato un potente strato contouritico, denominato “strato Col de Mura” (Plesi et al., 2002), caratterizzato da un'organizzazione interna del tutto analoga ai livelli descritti da (Bruni & Pandeli, 1980) per l'area del Pratomagno, ma che tuttavia presenta un contenuto in microfossili calcarei riferibile alla biozona MNN1d (Aquitano medio-superiore), a differenza di analoghi strati, bene conosciuti nell'area del Pratomagno e di Cortona (Aruta, 1994; Aruta & Pandeli, 1995; Aruta et al., 1998), che risultano non più giovani dell'Aquitano inferiore (biozona MNN1b). Sulla base di questi recenti dati biostratigrafici, vengono quindi escluse possibili correlazioni con aree

più settentrionali (Brozzetti, 2007). L'orizzonte Col de Mura affiora lungo la valle del T. Scarzola (nei pressi di Col de Mura) e nell'area compresa tra Marcignano e Trevine, mentre più a sud è stato cartografato dall'altezza di Alta S. Egidio fin nei pressi di Montanare, anche se la migliore esposizione è visibile in corrispondenza dell'abitato di Portole; viene infatti indicato come “orizzonte Portole” (Aruta & Pandeli, 1995). Nella parte alta del Membro di Lippiano sono inoltre presenti due *slumps* spessi diverse decine metri, ben visibili lungo la S.P. 34, nel tratto compreso tra Castel Gilardi e Portole e descritti in dettaglio nel paragrafo relativo ai modelli deposizionali. Sono costituiti principalmente da litotipi pelitico-marnosi e siltosi con intervalli arenacei a grana fine frequentemente piegati e disarticolati. I caratteri litostratigrafici permettono di riferire il Membro di Lippiano alla porzione superiore delle Arenarie del Trasimeno (Damiani et al., 1991), al membro pelitico-arenaceo (Aruta, 1994) ed infine alla Litofacies V (Aruta & Pandeli, 1995). Gli stessi ultimi autori attribuiscono la sedimentazione di questo membro ad un ambiente distale che passa da lobo esterno a frangia ed infine a piana bacinale nella parte superiore del membro, mentre è genericamente indicato come piana bacinale nell'interpretazione di Damiani et al. (1991).

#### c) Arenarie di Celle (Aquitano superiore)

Per diversi anni le Arenarie di Celle affioranti nell'area di Monte Santa Maria Tiberina sono state ritenute appartenenti al Dominio Umbro, in continuità stratigrafica sullo Schlier (Centamore & Chiocchini, 1985), così come quelle affioranti in sinistra del Tevere (lungo la valle del T. Afra) e più a sud in corrispondenza

di M. Corona nei pressi di Umbertide. Tuttavia, sulla base di recenti dati sia litostratigrafici, che mettono in evidenza il passaggio con le sovrastanti Marne di Vicchio (Luchetti et al., 2002; Plesi et al., 2002; Brozzetti, 2007), che biostratigrafici, datando le Arenarie di Celle nell'area di Monte Santa Maria Tiberina Aquitaniano superiore (Luchetti et al., 2002; Plesi et al., 2002), risulta inconfutabile l'appartenenza al Dominio Toscano. Anche dal punto di vista petrografico viene confermata la forte affinità con le unità toscane; le Arenarie di Celle infatti sono delle areniti feldspatiche, arkose, aventi composizione Q47 F38+CE12 (Plesi et al., 2002), molto simile a quella del Macigno. Al contrario i bassi contenuti in K-feldspati ed in frammenti litici sedimentari, quest'ultimi in percentuali che non superano il 3% dei frammenti litici totali, evidenziano una netta differenza composizionale rispetto alla Marnoso Arenacea. Lo spessore complessivo non supera gli 80 m e generalmente sono organizzate in potenti strati arenacei a grana grossolana omogenei, massivi, privi di organizzazione interna (facies F5) e spesso amalgamati; solo raramente, infatti, gli strati presentano una gradazione interna completa in cui è visibile anche l'intervallo pelitico sommitale. Nell'area indagata per il presente lavoro, anche se in pochi affioramenti e di limitata esposizione, le Arenarie di Celle sono presenti solo nei pressi di Monte S. Maria Tiberina, dove si interpongono stratigraficamente tra il Macigno e le Marne di Vicchio; in aree più interne e settentrionali, invece, il membro superiore del Macigno passa direttamente alle sovrastanti Marne di Vicchio. Si considera che le Arenarie di Celle si siano deposte al top delle successioni torbiditiche del Macigno, in un bacino di *piggy-back* sovralimentato e dominato da ap-

porti trasversali (Luchetti et al., 2002; Plesi et al., 2002). I flussi torbiditici prossimali ad alta densità, "cannibalizzando" le successioni torbiditiche più interne del Macigno durante le fasi compressive più tardive (tetto dell'Aquitano superiore), raggiungevano il bacino e fluivano verso nord come conseguenza di quello che può essere definito "effetto imbuto" (*funnel effect*), indotto dalla morfologia stretta e profonda dell'area depocentrale (Brozzetti, 2007). Tra le recenti interpretazioni (Centamore & Chiocchini, 1985; Centamore et al., 2002) viene ritenuta più verosimile l'ipotesi per cui le arkose torbiditiche derivino da un'area di alimentazione localizzata nel retrocatena tirrenico e, attraverso vie di scorrimento trasversali connesse a lineamenti tettonici, venivano immesse nel bacino in corrispondenza di Celle-Lerchi (area di Monte S. Maria Tiberina) e probabilmente di M. Corona (zona di Umbertide), durante il Langhiano inferiore-medio.

d) Marne di Vicchio (Aquitano superiore-Burdigaliano medio)

Le Marne di Vicchio affiorano limitatamente al settore nord-occidentale dell'area indagata, dove sono cartografate (Foglio 289 "Città di Castello"; scala 1:50.000) lungo la fascia stretta e allungata che si estende dalla valle del T. Scarzola fin nei pressi di Trevine, evidenziando la caratteristica geometria arcuata con concavità orientale del *thrust* Rovigliano-Monte Bastiola (Brozzetti et al., 2002; Brozzetti, 2007), il quale, in pianta, ne costituisce il limite occidentale. Al di fuori di questa fascia stretta e allungata le Marne di Vicchio affiorano solamente lungo Fosso Felcino (circa 1 km a nord di Gioiello) dove, anche se l'esposizione non è

ottimale, è possibile osservare il passaggio con le sottostanti Arenarie di Celle; la successione prevalentemente marnosa e calcareo-marnosa delle Marne di Vicchio, infatti, viene improvvisamente interrotta dai potenti banconi arenacei a grana grossolana caratteristici delle Arenarie di Celle. Alla base delle Marne di Vicchio, sotto il Membro di Lama, è presente un importante orizzonte guida spesso circa 10 m, seguibile dal Mugello fino all'alta Val Tiberina, essenzialmente caratterizzato da strati calcareo-marnosi centimetrici all'interno dei quali l'elevato grado di silicizzazione ha prodotto un caratteristico aspetto a lamine chiaro scure, piano parallele e ondulate; sono presenti inoltre sottili intervalli pelitici di derivazione vulcanica (Delle-Rose et al., 1994; Luchetti et al., 2002). Nel casentino questo intervallo viene indicato come "orizzonte selcioso listato" (Pizziolo & Ricci-Lucchi, 1991) o "orizzonte a selce nera listata" (Merla, 1952; Delle-Rose et al., 1994), mentre nell'area di Monte Santa Maria Tiberina, dove la miglior esposizione è localizzata nei pressi di Rovereto, è stato denominato "orizzonte Palaie" (Luchetti et al., 2002; Plesi et al., 2002; Brozzetti, 2007); esistono tuttavia altre interpretazioni che riferiscono tale orizzonte al Bisciario (Jacobacci et al., 1971; Centamore & Chiocchini, 1985; Amorosi et al., 1994) o allo Schlier (Costa et al., 1991). In altri lavori (Molenaar & De Feyter, 1983) si parla invece di "lenti di selce stratificata" affioranti nell'area di Monte Santa Maria Tiberina e facenti parte della porzione intermedia dell'omonima Formazione, quest'ultima considerata appartenente al Dominio Toscano e compresa tra la Scaglia Toscana ed il Macigno. Anche se dal 1983 ad oggi l'interpretazione stratigrafica è sostanzialmente cambiata, Molenaar & De Feyter (1983) hanno effettuato

analisi microscopiche, petrografiche e geochemiche sulle sopracitate lenti di selce stratificata, ossia sull'orizzonte Palaie, che tutt'oggi costituiscono un importante studio per questo particolare intervallo. Come sostengono altri lavori il sistema vulcanico da cui ha avuto origine questo materiale non doveva trovarsi distante dall'avanfossa: molto probabilmente era localizzato proprio al suo interno e successivamente distrutto dall'avanzata della catena (Delle-Rose et al., 1994); non viene comunque esclusa una provenienza da aree extra-appenniniche più interne, nella fattispecie dai centri eruttivi oligomiocenici della Sardegna (Mezzetti et al., 1991). L'origine vulcanica della selce tuttavia viene considerata d'importanza secondaria rispetto a quella biogenica, come dimostra l'abbondante presenza di organismi a guscio siliceo, nella fattispecie radiolari e diatomee, e la buona preservazione degli stessi, sicuramente favorita dalle condizioni anossiche del sistema. In sostanza l'intervallo a selci stratificate, orizzonte Palaie, rappresenta il prodotto di una sedimentazione di fondo di fango biogenico calcareo-siliceo, sporadicamente interrotta, o quantomeno attenuata, da eventi vulcanici e più frequentemente da "fioriture" di diatomee (probabilmente indotte da correnti di *upwelling*); tale sedimentazione è avvenuta in un ambiente in cui i bassi tenori di ossigeno, la morfologia del fondale e la bassa energia di sedimentazione hanno favorito la buona preservazione del materiale biogenico (Molenaar & De Feyter, 1983). Recenti analisi biostratigrafiche (Luchetti et al., 2002; Plesi et al., 2002) datano la successione delle Marne di Vicchio, affiorante nell'area di Monte Santa Maria Tiberina (sezione Rovereto), Aquitaniano superiore-Burdigaliano medio, evidenziando un'improvvisa variazione delle associa-

zioni micropaleontologiche in corrispondenza dell'orizzonte Palaie, che indica la presenza di un evento deposizionale molto condensato e non esclude un possibile *hiatus* compreso tra le subzone a nannofossili MNN2b e MNN3a. Considerazioni paleoambientali effettuate sulla base delle associazioni a foraminiferi bentonici indicano inoltre una diminuzione della profondità dell'ambiente di sedimentazione che passa da batiale medio-inferiore, per il materiale pre-orizzonte Palaie, a batiale superiore-piattaforma esterna per quello compreso tra la base dell'orizzonte Palaie e il tetto della successione affiorante (Luchetti et al., 2002). Disturbi tettonici, legati alla così detta fase burdigaliana, hanno probabilmente influenzato e perfino guidato le variazioni ambientali registrate in corrispondenza di questo orizzonte, modificando le geometrie e gli apporti dei bacini sedimentari (Pizziolo & Ricci-Lucchi, 1991). Non viene esclusa l'influenza di variazioni eustatiche, tanto più che il cambio ambientale registrato nella parte bassa delle Marne di Vicchio coincide con una fase di *lowstand*; tuttavia le principali cause delle fluttuazioni del livello marino sono da ricercarsi nel sollevamento (*uplift*) dovuto alla formazione della catena (Luchetti et al., 2002). Le Marne di Vicchio, così come le Marne del Verghereto (entrambe ascrivibili alle "unità emipelagiche con olistostromi" *sensu* Ciarapica & Passeri, 1994), sono infatti considerate come tipici depositi di bacini che si sviluppavano in prossimità del fronte della catena (depozona di *wedge-top*), strutturalmente riferibili a bacini di *piggy-back* (Centamore et al., 2002; Plesi et al., 2002), quindi in aree confinate e caratterizzate da una elevata complessità morfologico-strutturale che giustifica le importanti variazioni nelle associazioni di facies e nello spessore della for-

mazione, riscontrabili anche su distanze relativamente modeste. In Casentino (aree di Montesilvestre, Moggiona etc.) la successione delle Marne di Vicchio soprastante l'orizzonte selcifero viene suddivisa in tre membri (Pizziolo & Ricci-Lucchi, 1991; Delle-Rose et al., 1994), suddivisione a cui si rimanda per una dettagliata descrizione, caratterizzati da spessori molto variabili e discontinui, per una potenza complessiva compresa tra 600 m e 2.000 m. Non superiore ai 200 m è invece lo spessore stimato per le Marne di Vicchio nell'area di Monte Santa Maria Tiberina (Luchetti et al., 2002; Brozzetti, 2007) dove gli affioramenti sono molto scarsi e generalmente poco potenti. Lo spessore ridotto, l'esposizione limitata e le probabili variazioni laterali rendono molto complicata l'applicazione della suddivisione interna in membri sopra citata; le possibili correlazioni litostratigrafiche ipotizzate da vari autori, tra l'area d'indagine e le aree più settentrionali del Casentino e del Mugello, vengono tuttavia riportate in Fig. 2.

e) Marnoso-Arenacea (Burdigaliano superiore-Serravalliano superiore)

Nell'area di Monte Santa Maria Tiberina la Marnoso Arenacea affiora esclusivamente ad est della dorsale M. Cedrone-P.gio Cadinieri ed appartiene all'unità strutturale più interna del Dominio Umbro-Romagnolo, denominata unità Monte Nero (Ten Haaf & Van Wamel, 1979). Questa formazione, nel Foglio 289 "Città di Castello" (Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, CARG 2006), viene cartografata con la sigla MUM<sub>1</sub>, in quanto attribuita al Membro di Case Spertaglia, membro basale della Marnoso Arenacea Umbra, del Burdigaliano medio-Langhiano inferiore. Il Membro di Case

Spertaglia, le cui sezioni di riferimento sono localizzate lungo le valli dei torrenti Afra e Vertola (sinistra del Tevere), è caratterizzato principalmente da strati torbiditici pelitico-arenacei a grana fine, in facies F8, F9a (Mutti, 1992), provenienti da nord-ovest, e subordinatamente da areniti ibride provenienti sia da settori sud-orientali che sud-occidentali (Brozzetti, 2007). A grandi linee, il Membro di Case Spertaglia, può essere riferito al membro A della successione 1 della Marnoso-Arenacea affiorante da Sansepolcro fino all'Alpe della Luna, descritto da Centamore & Chiocchini (1985). La miglior esposizione della Marnoso Arenacea nell'area di Monte Santa Maria Tiberina è visibile lungo il Fosso di Uppiano dove la porzione inferiore della successione viene riferita al Burdigaliano inferiore-medio, risultando così coeva alla porzione superiore delle Marne di Vicchio affioranti più ad ovest (Brozzetti et al., 2002; Luchetti et al., 2002). Lungo il versante meridionale di M. Cedrone (strada Uppiano-Tocerano, località La Dogana) il passaggio stratigrafico tra la Marnoso Arenacea e la sovrastante Fm. di Monte Santa Maria Tiberina è marcato da alcuni metri di depositi caotici prodotti da flussi gravitativi e litologicamente riferibili alle Marne di Vicchio. Questi depositi suggeriscono la presenza di un instabile margine orientale della cosiddetta "Falda Toscana" da cui il materiale veniva rimobilizzato e scaricato nell'adiacente bacino della Marnoso Arenacea durante il sovrascorrimento delle unità toscane su quelle umbre (Brozzetti et al., 2002; Brozzetti, 2007).

f) Monte Santa Maria Tiberina (Burdigaliano superiore-Serravaliano)

La Fm. di Monte Santa Maria Tiberina

(MSMT) rappresenta sicuramente una delle successioni più discusse di questo settore appenninico e affiora esclusivamente nell'omonima area, almeno secondo i più recenti dati (CARG 2006, F.289 scala 1: 50.000), sulla base dei quali sono state definite interpretazioni riguardanti posizione stratigrafica, ambiente di formazione e dominio di appartenenza spesso in netto contrasto con ipotesi precedenti. Inizialmente infatti la Fm. di MSMT è stata relazionata alla parte più occidentale del Dominio Umbro, in particolare allo Schlier ed alla porzione basale della Marnoso Arenacea, mentre le sottostanti Marne di Vicchio al Bisciario (Jacobacci et al., 1971; Centamore & Chiocchini, 1985; Amorosi et al., 1994) o allo Schlier (Costa et al., 1991), supponendo perfino un'eteropia laterale tra Macigno e Marnoso Arenacea (Jacobacci et al., 1971). De Feyter (1982), pur attribuendo la Fm. di MSMT al Dominio Umbro (unità tettonica di M. Nero), è stato tra i primi a riconoscere l'appartenenza toscana delle Marne di Vicchio e soprattutto ad individuare in quest'area la sovrapposizione tettonica del Dominio Toscano su quello Umbro. Secondo la più recente interpretazione vengono distinte due successioni (Brozzetti et al., 2002; Luchetti et al., 2002; Plesi et al., 2002; Brozzetti, 2007): una inferiore, costituita dalle Arenarie di Celle e dalle sovrastanti Marne di Vicchio, ed una superiore, rappresentata dalla Fm. di MSMT. La successione inferiore si è sedimentata al di sopra dell'alloctono toscano (depozona di *wedgetop*) durante la sua traslazione sul settore più interno dell'avanfossa della Marnoso Arenacea e per questo è indicata come "unità semialloctona epitoscana", mentre la sedimentazione di quella superiore è avvenuta quando l'alloctono toscano si era già messo in posto. La Fm. di MSMT

poggia quindi in *unconformity* sulle sottostanti Marne di Vicchio lungo la fascia Trevine-Monte Santa Maria Tiberina, dove Luchetti et al. (2002) hanno infatti riconosciuto uno *hiatus* deposizionale in corrispondenza del Burdigaliano superiore (base della zona MNN4a), mentre ad est della dorsale M. Cedrone-Poggio Cadinieri è in continuità stratigrafica sulla Marnoso Arenacea. Per quanto riguarda invece i passaggi laterali alcuni autori (Brozzetti et al., 2002; Luchetti et al., 2002; Plesi et al., 2002) considerano la Fm. di MSMT in eteropia con la Marnoso Arenacea (parte superiore del Membro Case Spertaglia) langhiano-serravalliana affiorante in sinistra del Tevere, mentre verso N-NW viene ipotizzato un passaggio laterale con la parte superiore delle Marne di Vicchio affioranti nell'area del Casentino e del Mugello (Brozzetti, 2007). In quest'ottica diventa quindi complicata l'attribuzione della Fm. di MSMT al Dominio Toscano così come a quello Umbro, anche se la continuità stratigrafica riscontrata sulla Marnoso Arenacea fa propendere per il secondo, come riportato nel F. 289 "Città di Castello" in scala 1:50.000. A livello compositivo non sono state ancora effettuate analisi petrografiche di dettaglio sulla Fm. di MSMT che viene genericamente indicata come successione torbiditica calcareo-terrigena mista (Centamore & Chiocchini, 1985; Boccaletti et al., 1986). Nella porzione inferiore della successione domina la frazione bioclastica calcarea, mentre salendo in quella superiore prevalgono torbiditi silicoclastici pelitico-arenacei, anche se la componente bioclastica è comunque presente e principalmente concentrata in tre orizzonti guida rappresentati da potenti torbiditi ibride spesse tra 4 e 8 m (Luchetti et al., 2002; Brozzetti, 2007). Sulla provenienza di questo materiale calcareo-terri-

geno ad oggi non ci sono dati certi (Bruni & Pandeli, 1980; Centamore & Chiocchini, 1985; Boccaletti et al., 1986). Ciò che sembra essere assai probabile, è che la successione di MSMT solo occasionalmente veniva raggiunta da torbiditi di provenienza alpina, che invece prevalgono nella coeva Marnoso Arenacea, mentre per quanto riguarda gli apporti di provenienza occidentale essi sono in alcuni casi ben correlabili in entrambe le formazioni (Brozzetti et al., 2002). Dal punto di vista litostratigrafico la formazione di MSMT viene suddivisa in quattro membri, che dalla base al tetto sono: Membro S. Lorenzo (SMT<sub>1</sub>), riferibile alla "Calcarene di Erchi" del Burdigaliano sup.-Langhiano basale (zona MNN4a); Membro Serrone (SMT<sub>2</sub>), riferibile alle "Marne di Gattanera" del Langhiano inferiore (biozone: tetto MNN4a, MNN4b e base MNN5a); Membro Poggio Strada (SMT<sub>3</sub>) riferibile alle "Arenarie di M. Ranconuovo", del Langhiano medio-superiore (subzone MNN5a e MNN5b); Membro Talacchio (SMT<sub>4</sub>) del Serravalliano inferiore e medio-superiore (subzone MNN6a e MNN6b) (De Feyter, 1982). L'attribuzione cronologica fa riferimento a quanto riportato da Luchetti et al. (2002) a cui si rimanda per maggiori dettagli.

Il **Membro S. Lorenzo** ha uno spessore compreso tra 50 e 60 m ed è essenzialmente caratterizzato da calcareniti e calciruditi bioclastiche organizzate in potenti strati massivi o debolmente gradati, privi di strutture interne. A livello compositivo prevale nettamente la componente bioclastica, rappresentata da frammenti di echinodermi, briozoi, bivalvi e foraminiferi bentonici, rispetto a quella silicoclastica costituita da frammenti litici rossi e ocra, e clasti verdi glauconitici. Gli intervalli marnosi al tetto degli strati sono praticamente assenti nella

porzione inferiore del membro, mentre diventano sempre più frequenti e potenti salendo verso la parte alta, a discapito degli intervalli a taglia più grossolana. Lo spessore complessivo di ogni singolo strato quindi diminuisce salendo nel membro, individuando così una sequenza di tipo *thinning-upward*, mentre non è propriamente di tipo *fining upward* in quanto, in linea generale, non diminuisce la classe granulometrica più alta, bensì la porzione dello strato da queste interessata. È stata inoltre riscontrata una forte affinità con i Calcari a Briozoi (i.e. Calcari di S. Marino) della successione epiligure affiorante nei pressi di Chiusi della Verna; questa ipotetica area sorgente può essere coerente con le facies molto prossimali che caratterizzano il Membro S. Lorenzo (Brozzetti, 2007). Le migliori esposizioni del Membro S. Lorenzo sono visibili nei pressi dell'omonima località (circa 5 km a NE di MSMT), nei pressi di Serrone (circa 1.5 Km a S del'abitato di MSMT) e nelle vicinanze del cimitero di Valle Petrina (strada Gioello-Valle Petrina). In tutte e tre le sezioni affiora la parte medio-superiore del membro, al passaggio con il membro sovrastante; con uno spessore non superiore ai 10 m affiora anche lungo il versante settentrionale di M. Cedreone (strada Tocerano-Strada), dove sono presenti almeno quattro potenti strati massivi, gradati solo nella parte medio-superiore.

Il passaggio con il sovrastante **Membro Serrone** è marcato dal brusco incremento dello spessore degli intervalli marnoso-siltosi, a cui si associa una variazione litologica in favore della componente silicoclastica. Il Membro Serrone, spesso circa 90 m, è infatti caratterizzato da spessi strati marnoso-siltosi con rari intervalli calcarenitici a grana fine. Le sezioni meglio esposte, oltre a quelle di S. Lorenzo, Serrone e

Valle Petrina, sono localizzate lungo il versante occidentale di poggio del Casino (strada Fabbrica-Ciciliano) e immediatamente a sud-est del centro abitato di Monte Santa Maria Tiberina, anche se in questi ultimi due casi la forte tettonica interrompe la continuità verticale della stratificazione, che risulta apprezzabile per spessori non superiori ai 15 metri.

Maggiore interesse è stato sicuramente rivolto al **Membro Poggio Strada**, principalmente per l'abbondanza di tracce fossili in esso rinvenute, soprattutto se paragonata alla sostanziale sterilità che invece caratterizza i due membri sottostanti, cui vanno aggiunte le buone esposizioni, per lunghi tratti tettonicamente indisturbate o comunque poco disturbate, che lo rendono idoneo per un'analisi ichno-stratigrafica finalizzata all'indagine paleoambientale. Lo spessore complessivo del membro è di circa 300 m ed è principalmente caratterizzato da intervalli torbiditici silicoclastici pelitico-arenacei in facies F9a e solo sporadicamente da intervalli più spessi in facies F7 ed F8. Sono inoltre in esso presenti tre importanti orizzonti guida ben riconoscibili per la potenza (compresa tra i 4 e gli 8 m), la composizione (areniti ibride) e l'organizzazione interna (descritta in dettaglio nel capitolo relativo all'analisi delle sezioni), denominati Palazzetto, Strada e Le Cime e localizzati rispettivamente a circa 90, 150 e 220 m sopra il limite stratigrafico con il sottostante Membro Serrone. La sedimentazione mista di materiale bioclastico di piattaforma carbonatica, di materiale silicoclastico di provenienza alpina e probabilmente di materiale proveniente dalla successione epiligure che caratterizza questo membro è avvenuta durante il Burdigaliano-Langhiano in un bacino satellite localizzato nella parte più interna dell'alloctono

toscano. La rimobilizzazione di questo materiale potrebbe aver prodotto flussi gravitativi tipo *cohesive debris flow* che avrebbero raggiunto la parte esterna della zona di sovrapposizione tettonica spingendosi in alcuni casi fino all'avanzata della Marnoso Arenacea (Brozzetti, 2007). Vengono infatti ipotizzate importanti correlazioni, ad esempio, tra il Membro S. Lorenzo e le calcareniti della Marnoso Arenacea (Membro Case Spertaglia) affioranti lungo la Val Vertola, oppure tra l'orizzonte Palazzetto e lo strato guida Poggio La Rocca, sempre della Marnoso Arenacea (Membro di Vesina), affiorante lungo la Valle del T. Afra (Brozzetti et al., 2002; Luchetti et al., 2002; Brozzetti, 2007). Lo strato Poggio La Rocca è stato correlato anche con lo strato Dante affiorante nell'area di Pieve S. Stefano (NW di Sansepolcro) ed appartenente alla porzione superiore del membro sommitale delle Marne di Vicchio, Membro di Montesilvestre (Delle-Rose et al., 1994); gli stessi autori, sulla base del contenuto microfaunistico, ipotizzano inoltre per questo membro un approfondimento dell'ambiente di sedimentazione che passerebbe da scarpata a piana bacinale, analogamente a quanto evidenziato da Luchetti et al. (2002) per il coevo Membro di Poggio Strada. Le ragioni di questo approfondimento sono probabilmente da ricercarsi nella subsidenza che avrebbe coinvolto quest'area in seguito alla sovrapposizione delle unità toscane su quelle umbre (Luchetti et al., 2002).

Nel sovrastante **Membro Talacchio**, al contrario, si ritorna ad un trend *shallowing upward* che può essere interpretato come il primo segnale di ripresa della tettonica compressiva, la quale, nel Langhiano superiore-Serravalliano inferiore, avrebbe raggiunto il settore umbro occidentale con la formazione delle più antiche

strutture compressive riferibili all'anticlinale di Uppiano e al *thrust* di M. Nero (Brozzetti et al., 2002; Luchetti et al., 2002). Lo spessore del Membro Talacchio è di circa 200 m e rispetto al Membro di Poggio Strada mostra un notevole aumento nella potenza degli intervalli siltoso-marnosi a discapito di quelli arenacei silicoclastici ( $A/P < 1/10$ ) che tendono addirittura a scomparire nella porzione sommitale del membro. Gli affioramenti meglio esposti, anche se molto pochi, sono localizzati nei pressi dell'omonima località dove è stata appunto scelta ed analizzata la sezione anch'essa denominata Talacchio.

### **Ichnocenosi e facies silicoclastico - carbonatiche**

Lo studio delle ichnocenosi (per la definizione e ruolo delle ichnocenosi si rimanda a Monaco et al., 2009b) ha mostrato una variazione significativa a secondo delle facies considerate. Non soltanto variano gli ichnotaxa al variare delle facies ma variano anche rispetto alla posizione nello strato (posizione stratigrafica, Monaco & Caracuel, 2007). Per l'analisi di facies ci si è avvalsi dell'approccio descrittivo (Einsele, 1991) e di quello basato su flussi/facies F1-F9 (Mutti, 1992).

Nelle debriti (facies F1, F2, F3 di Mutti, 1992) e nei depositi affini (*shurried beds*, *sensu* Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1981) delle successioni torbidiche ad affinità toscana ed umbra (Macigno e M. S. M. Tiberina) non sono stati osservati significativi segni di bioturbazione, tranne alcuni esemplari di *Opiomorpha* sp. Queste facies costituiscono gli unici casi in cui la rarità di tracce fossili può essere attribuita a fattori essenzialmente fisici

o comunque legati al tipo di flusso (materiale trasportato, meccanismi deposizionali, velocità di accumulo, etc.); ciò non toglie che contemporaneamente si potessero verificare anche altre condizioni sfavorevoli, ma il fattore fisico è quello che preclude gli altri a prescindere.

#### a) Facies debritiche caotiche (slurried beds)

Questi tipi di depositi si presentano con una tipica organizzazione interna che li rende facilmente identificabili e ben distinguibili dalle facies arenacee grossolane. Tale organizzazione prevede una tripartizione dello strato in un intervallo basale arenaceo medio grossolano, un intervallo intermedio generalmente con aspetto disomogeneo ed infine un intervallo superiore arenaceo fine laminato, indicati rispettivamente con X, Y e Z in Tavola 1. Nell'area indagata essi sono presenti esclusivamente nelle successioni affioranti lungo la S.P. 35, Cortona-Mercatale (tratto Montanare-Pierle) ed appartenenti al Membro Belvedere (MAC<sub>2</sub>, Chattiano-Aquitano), dove in tre delle quattro sezioni analizzate (Pianello, Maestà e Renali) costituiscono fino al 24% dello spessore complessivo di ciascuna sezione.

L'intervallo basale arenaceo si presenta in spessori compresi tra i 10 e i 30 cm, le taglie granulometriche sono grossolane, fino a ruditiche, con sorting basso o medio basso. La gradazione verso taglie più fini interessa eventualmente gli ultimi cm dell'intervallo, dove si apprezza anche una maggior classazione dei granuli. L'aspetto è comunque massivo, privo di strutture interne, e in alcuni casi sono presenti inclusi pelitico-marnosi centimetrici nella porzione superiore dell'intervallo. Il limite inferiore è netto e piano, al massimo debolmente

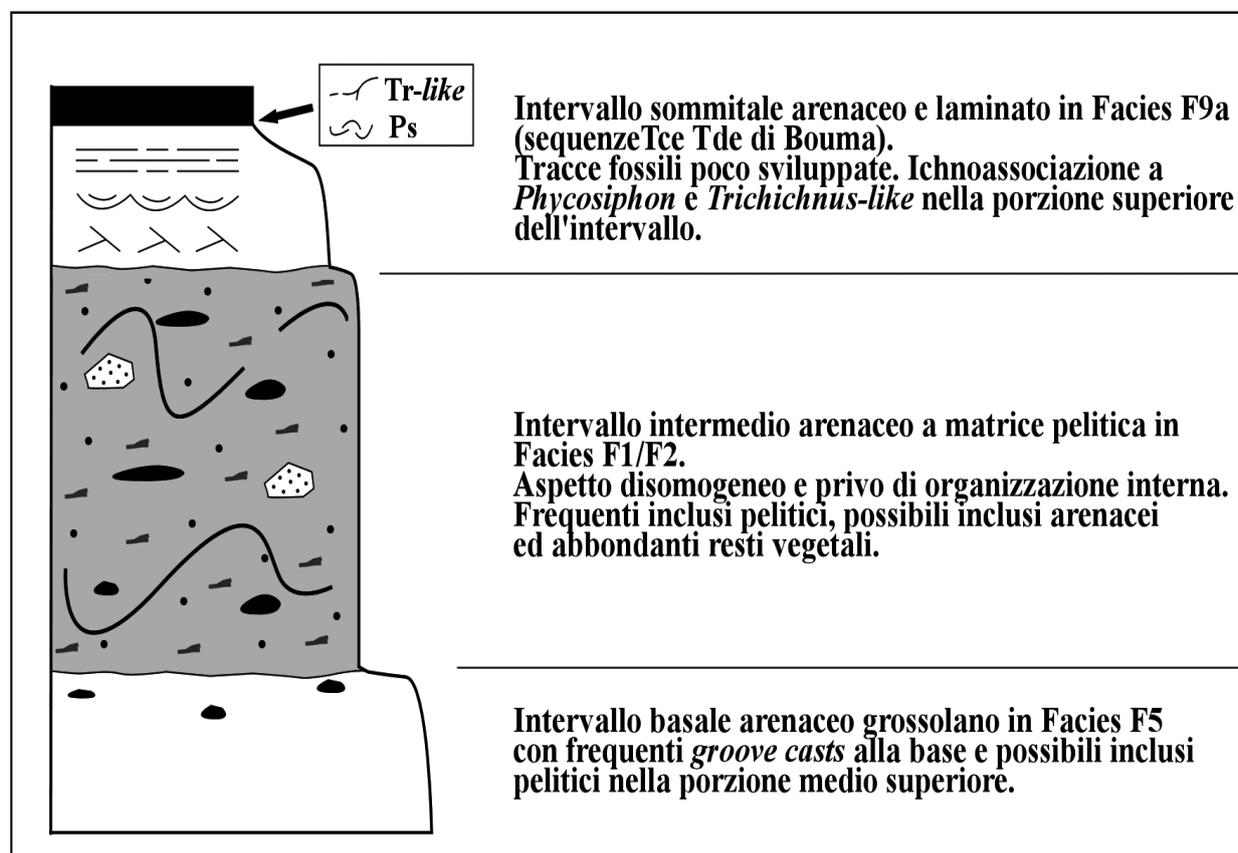
erosivo, con possibili *grooves*, che nei quattro casi in cui sono stati rilevati indicano direzioni di scorrimento NW-SE. Per quanto riguarda invece il limite superiore, esso può presentarsi sostanzialmente piano (Tav. 1, Fig. A, B, C, H), oppure irregolare con locali ondulazioni a piccola scala, come dovute a corrugamento (Tav. 1, Fig. F), o a media scala (Tav. 1, Fig. E) che rendono, in quest'ultimo caso, il passaggio con l'intervallo superiore meno netto e preciso. L'intervallo intermedio, denominato "*slurried o sandwiched interval*" (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1981), presenta un aspetto disomogeneo e deformato ("*swirly appearance*" *sensu* Ricci Lucchi & Valmori, 1980) molto simile a quello delle facies F1/F2 e, pur variando da strato a strato, conferisce un carattere peculiare e distintivo a questi tipi di depositi; ha uno spessore compreso tra 10 e 80 cm ed è costituito da arenarie a basso sorting, non gradate, ricche in matrice pelitico-marnosa nelle quali possono esservi dispersi brandelli di strati poco spessi arenaceo-siltitici laminati, inclusi arenacei sub-sferici a grana grossa, resti vegetali, inclusi pelitico-marnosi grigio chiari deformati o ellissoidali. L'elevato contenuto in fango, come testimoniano analisi petrografiche svolte nei depositi analoghi della Marnoso Arenacea (Talling et al., 2004), presente sia nella matrice che come clasti dispersi in essa, conferisce a questo intervallo una distintiva colorazione grigio chiara ed una maggior friabilità rispetto agli intervalli tra cui è compreso; inoltre ha favorito la formazione di strutture da *dewatering* (Tav. 1, Fig. D) che ne incrementano l'aspetto contorto e deformato. Per quanto riguarda l'intervallo superiore (Tav. 1, Fig. G), esso è ben gradato e laminato con taglie granulometriche fini (da arenaria fine a pelite), con uno spesso-

re che non supera mai i 30 cm (Facies F9a di Mutti; sequenze  $T_{c,d}$ ,  $T_{c-e}$ ,  $T_{d,e}$  di Bouma). Il limite inferiore, generalmente caratterizzato da un brusco cambio granulometrico rispetto al sottostante intervallo “*slurried*”, spesso è convoluto e con possibili strutture da carico, presentando di conseguenza un andamento ondulato o irregolare (Tav. 1, Fig. A). Una differente organizzazione interna dei tre intervalli, in particolare dell'intervallo centrale, permette inoltre di distinguere questi depositi in due classi principali, Classe I e II (riferibili al *Type I e II* di Talling et al., 2004), che differiscono per la presenza, nel primo caso, o l'assenza, nel secondo, di inclusi pelitici nell'intervallo centrale; la Classe I a sua volta può essere suddivisa in tre sotto-Classi

(Classi Ia, Ib, Ic; vedi tabella in Fig. 4).

Depositi analoghi, anche se più recenti, sono stati cartografati e studiati molto dettagliatamente nella Fm. Marnoso Arenacea affiorante lungo la fascia stretta ed allungata che dall'altezza di Fiorenzuola (FI) si estende fino a Gubbio (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1981; Talling, 2001; Talling et al., 2004; Amy et al., 2005; Amy & Talling, 2006). Questi studi si focalizzano in un particolare intervallo di età serravalliana, spesso circa 30 m, compreso tra due livelli *marker* molto conosciuti (lo strato-guida Contessa ed il più basso dei tre strati-guida Colombine, Ricci Lucchi & Valmori, 1980). Le buone esposizioni hanno permesso di correlare ciascuno degli strati in esame su distanze di varie decine di km, registrandone quindi variazioni verticali e laterali sia parallelamente che ortogonalmente alla direzione dei flussi; ciò rende tali depositi un laboratorio naturale per

**Fig. 3:** Modello deposizionale relativo ad un flusso caratterizzato sia da componente torbiditica che debtritica (“*co-genetic debrite-turbidite*”, modificato da Talling et al., 2004).

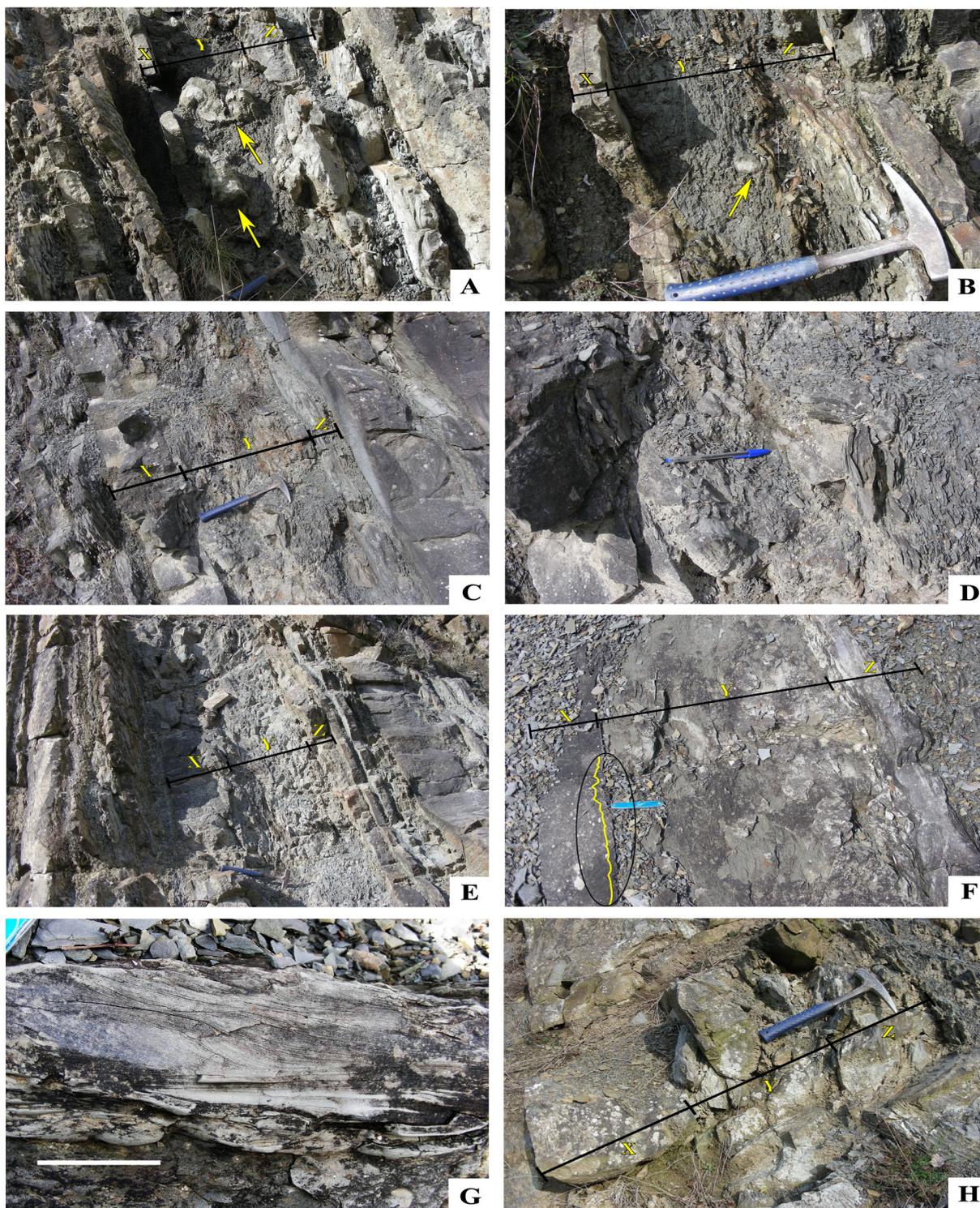


la comprensione dei processi che ne regolano la deposizione e per l'individuazione di eventuali fattori ambientali (topografia, batimetria) che vi possono influire. Tramite queste correlazioni è stato infatti scoperto che gli intervalli *slurried* o debtrici possono estendersi per oltre 26 km lungo la direzione di scorrimento del flusso e per oltre 10 km trasversalmente al flusso, con

variazioni dell'organizzazione interna in entrambe le direzioni (Talling et al., 2004). In aree molto distali questi intervalli si interrompono bruscamente con terminazioni *pinch-out* e passano lateralmente a tipiche torbiditi sottilmente stratificate in facies F9a. Anche in sezioni relativamente prossimali la tripartizione è assente ed è sostituita da arenarie, gradate o non gradate, prive di strutture. Se a questo si aggiunge l'assenza di emipelagite tra i tre intervalli, il passaggio graduale, anche se in pochi centimetri, tra l'intervallo basale e quello intermedio,

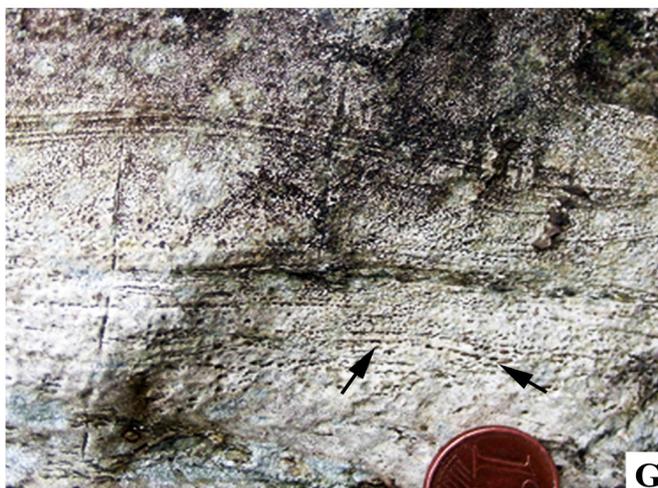
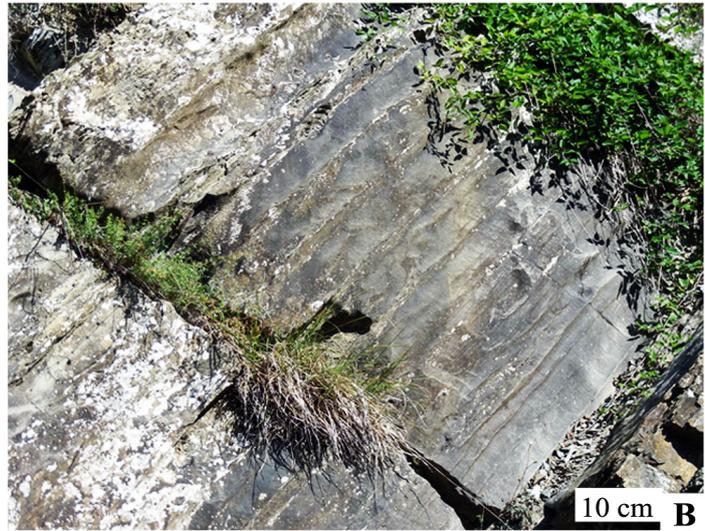
**Fig. 4:** Tabella riassuntiva con le principali caratteristiche litologico-tessiturali relative a ciascuna tipologia di *slurried bed*. Vengono sottolineati i punti più importanti su cui si basa la distinzione tra le varie classi e sottoclassi.

		<b>Intervallo basale</b>	<b>Intervallo intermedio</b>	<b>Intervallo sommitale</b>
<b>Classe I</b> (Type I di Talling et alii, 2004)	<b>Classe Ia</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore da 10 a 30 cm</li> <li>- Taglie arenitiche da medio-fini a ruditiche</li> <li>- <i>Sorting</i> basso</li> <li>- Base piana con possibili <u>grooves</u></li> <li>- Limite superiore netto e piano o graduale e irregolare</li> <li>- Possibili inclusi pelitici</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore da 40 a 80 cm</li> <li>- Pelite abbondante e diffusa in tutto l'intervallo</li> <li>- <u>Strutture da dewatering</u></li> <li>- <u>Possibili brandelli di strati arenacei o arenaceo-siltifici più o meno contorti e piegati</u></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore da 10 a 20 cm</li> <li>- Sequenze Tc-e, Td-e di Bouma</li> <li>- Limite inferiore piano o convoluto con possibili strutture da carico</li> </ul>
	<b>Classe Ib</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore 10-15 cm</li> <li>- Granulometria da medio-fine a grossolana</li> <li>- <i>Sorting</i> medio basso</li> <li>- Base e tetto netti</li> <li>- Rari inclusi pelitici</li> <li>- Possibili <u>grooves</u></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore 40-50 cm</li> <li>- Arenarie da medio-grosse a fini ricche in matrice fangosa</li> <li>- <i>Sorting</i> basso</li> <li>- Clasti arenacei sparsi di taglia rudica</li> <li>- <u>Inclusi pelitici ellissoidali centimetrici</u></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore 10-15 cm</li> <li>- Sequenze Tc-e di Bouma</li> <li>- Base piana o con deboli strutture da carico</li> </ul>
	<b>Classe Ic</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore 15-30 cm</li> <li>- Taglie arenitiche medio-grosse</li> <li>- <i>Sorting</i> medio</li> <li>- Base e tetto piani</li> <li>- Possibili <u>grooves</u></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore 50-60 cm</li> <li>- Arenarie da medio-grosse a fini</li> <li>- <i>Sorting</i> medio basso</li> <li>- Inclusi pelitici anche decimetrici nella porzione superiore dell'intervallo</li> <li>- <u>Progressivo incremento degli inclusi pelitici dalla porzione intermedia a quella superiore</u></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore 15-30 cm</li> <li>- Sequenze Tc-e di Bouma</li> <li>- Base ondulata per strutture da carico e da espulsione d'acqua</li> </ul>
<b>Classe II</b> (Type II di Talling et alii, 2004)	<b>Classe II</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore 10-30 cm</li> <li>- Granulometria da medio-grossa a medio-fine</li> <li>- <i>Sorting</i> medio-alto</li> <li>- Base e tetto netti e piani</li> <li>- Possibili <u>grooves</u></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore massimo 30 cm</li> <li>- Arenaceo con abbondante matrice pelitica</li> <li>- Taglie da medio-grosse a fini</li> <li>- <i>Sorting</i> medio-basso</li> <li>- <u>Inclusi pelitici assenti</u></li> <li>- <u>Possibili inclusi arenacei sub-sferici</u></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Spessore da 5 a 20 cm</li> <li>- Sequenze Tc-e, Td-e di Bouma</li> <li>- Base irregolare per carico e fuoriuscita d'acqua</li> </ul>



**Tavola 1**

*Slurried beds.* A, C, E) *Slurried beds* riferibili alla Classe Ia e caratterizzati da un intervallo Y disomogeneo ricco in peliti marnose, e con frammenti di strati deformati (freccie gialle in fig. A); sez. Pianello. B) Classe II: le peliti-marnose, pur essendo molto abbondanti nell'intervallo Y, non sono presenti come inclusi; la freccia indica un incluso arenaceo tondeggiante nell'intervallo Y (sez. Pianello). D) Struttura da *dewatering*; dettaglio fig. C. F) Strato riferibile alla classe Ib con intervallo centrale meno deformato rispetto ai precedenti, anche se il contenuto in peliti marnose è sempre elevato (sia nella matrice che come inclusi); notare la debole irregolarità (cerchiata in nero) che localmente caratterizza il limite superiore dell'intervallo X (sez. Renali). G) Intervallo superiore (Z) con lamine incrociate; dettaglio figura precedente. H) Classe Ic; notare l'incremento di inclusi pelitici nella porzione superiore dell'intervallo Y, dove è posizionato il martello (sez. Maestà).



**Tavola 2**

Facies contouritiche. A) Strato guida contouritico Pietralavata (Loc. Pietralavata, MAC2). B) Porzione inferiore dello strato guida contouritico Portole; notare i livelli con lamine piane e *ripples* (Loc. Portole, MAC3). C) Dettaglio foto A; notare i pacchi di lamine piano-parallele e ondulate che producono il tipico aspetto a fisarmonica. D) Contourite nei pressi di Pianello (S.P. 35, MAC2). E) Dettaglio della porzione superiore dello strato contouritico (foto D); notare l'intensa bioturbazione probabilmente prodotta da *Planolites* (Pl) e *Chondrites* (Ch). F) Sottile torbidite carbonatica nei pressi di Tre Termine (S.P. 35, MAC2). G) Dettaglio foto F: porzione basale dell'intervallo contouritico; notare l'aumento dell'ichnodensità (freccette) verso l'alto. H) Dettaglio foto F: *Avetoichnus luisae* (Av) e *Chondrites* cfr. *targionii* (Ch) nella porzione superiore dell'intervallo calcilitico.

le taglie granulometriche dell'intervallo torbiditico al tetto che non sono mai più grandi di quello alla base, risulta congruo dedurre che la debrite e le due torbiditi tra cui essa è contenuta derivano da un singolo evento, ed è per questo che gli autori sopracitati definiscono questi depositi "*co-genetic debrite-turbidite beds*". Le debriti-torbiditi co-genetiche della Marnoso-Arenacea, analogamente a quelle rinvenute in Marocco, in Galles e nel Mar del Nord (Houghton et al., 2003; Talling et al., 2004), possono raggiungere anche gli ambienti relativamente distali di piana bacinale dove prevale una sedimentazione dominata da correnti di torbida diluite. Almeno cinque modelli deposizionali sono stati proposti per spiegare l'origine delle "*co-genetic debrite-turbidite*" (Talling et al., 2004) e tra questi uno in particolare coincide con i dati raccolti per il presente lavoro (Ricci Lucchi & Valmori, 1980). Il punto focale di tale modello risiede nel fatto che una corrente di torbida anche in zone distali può erodere il substrato sottostante assumendo in carico fango e/o arenaria non consolidate che si mescolano con il materiale già in sospensione, senza però disperdersi nell'intero corpo della massa fluida.

Localmente quindi il flusso si trasforma da corrente di torbida a *debris flow*; esperimenti di laboratorio (Hampton, 1975) dimostrano che sono sufficienti bassi gradi d'erosione affinché tale trasformazione si verifichi. La porzione di flusso debritico, essendo più densa e viscosa, si muove più lentamente rispetto alla corrente di torbida mettendosi in posto sul deposito iniziale di quest'ultima, dopodiché viene ricoperta da sabbia fine, silt e pelite della coda più diluita della torbida, assumendo il tipico aspetto a *sandwich*. La batimetria e la topografia del bacino non sembrano influenzare in modo significativo il comportamento di questi flussi gravitativi e dei relativi depositi, almeno nel caso della Marnoso Arenacea (Amy et al., 2005; Amy & Talling, 2006), a differenza di quanto riportato da altri autori (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1981) in cui si ipotizza che l'aumento della capacità erosiva della torbida e la conseguente trasformazione di flusso siano proprio indotte da variazioni topografiche (zone di costrizione laterale o verticale).

## b) Facies contouritiche

Con il termine di contouriti si comprendono tutti quei depositi prodotti o significativamente influenzati dall'azione di correnti di fondo che sono generalmente innescate da differenze di densità, legate a loro volta a variazioni di temperatura e salinità, che inducono lo sprofondamento delle acque fredde superficiali verso i fondali marini profondi dove agiscono in modo molto complesso a seconda delle morfologie del bacino e dei gradienti batimetrici (vedi il caso attuale dell'Adriatico; Trincardi et al., 2005). Le contouriti, tuttavia, oltre a far parte della normale circolazione termalina oceanica

possono formarsi anche nei principali sistemi circolatori guidati dai venti (Stow *et alii*, 2002) o da correnti tidali profonde (Shanmugam, 2002). A differenza delle correnti di torbida in cui la turbolenza è il principale meccanismo di supporto del sedimento (Shanmugam, 2002) e che non possono esistere se private del materiale in carico, le correnti di fondo non necessariamente trasportano sedimento (per questo denominate anche correnti d'acqua limpida) e sono in grado di persistere per lunghi periodi di tempo sviluppando condizioni di equilibrio in cui si mantiene un regime energetico costante (Shanmugam, 2006). La regione di provenienza di queste correnti, la morfologia del fondale, la presenza di passaggi ristretti dove le correnti di fondo accelerano, la rotazione terrestre, i cambiamenti climatici e i venti periodici sono tra i principali fattori che determinano velocità, potere erosivo e quantità di sedimento trasportato (Trincardi *et al.*, 2005). Le velocità delle correnti marine profonde possono superare i 40 cm/s, con casi eccezionali addirittura superiori ai 100 cm/s (Shanmugam, 2006), riuscendo a trasportare grandi quantità di sedimenti a grana fine (sabbia fine, silt e fango), specialmente in prossimità delle scarpate continentali (Mutti, 1992; Trincardi *et al.*, 2005). Per quanto riguarda quindi gli effetti fisici prodotti dalle *bottom currents* sul fondale marino, ad esse è attribuita la principale azione di rimodellamento del fondale attraverso il rimaneggiamento selettivo di sedimenti già depositi da correnti di torbida o da altri processi gravitativi che ovviamente esercita un notevole stress fisico sulle comunità bentoniche che popolano il fondale (Wetzel *et al.*, 2008). Questo è ciò che probabilmente ha portato alla formazione delle facies contouritiche rinvenute nell'area indagata, le quali non

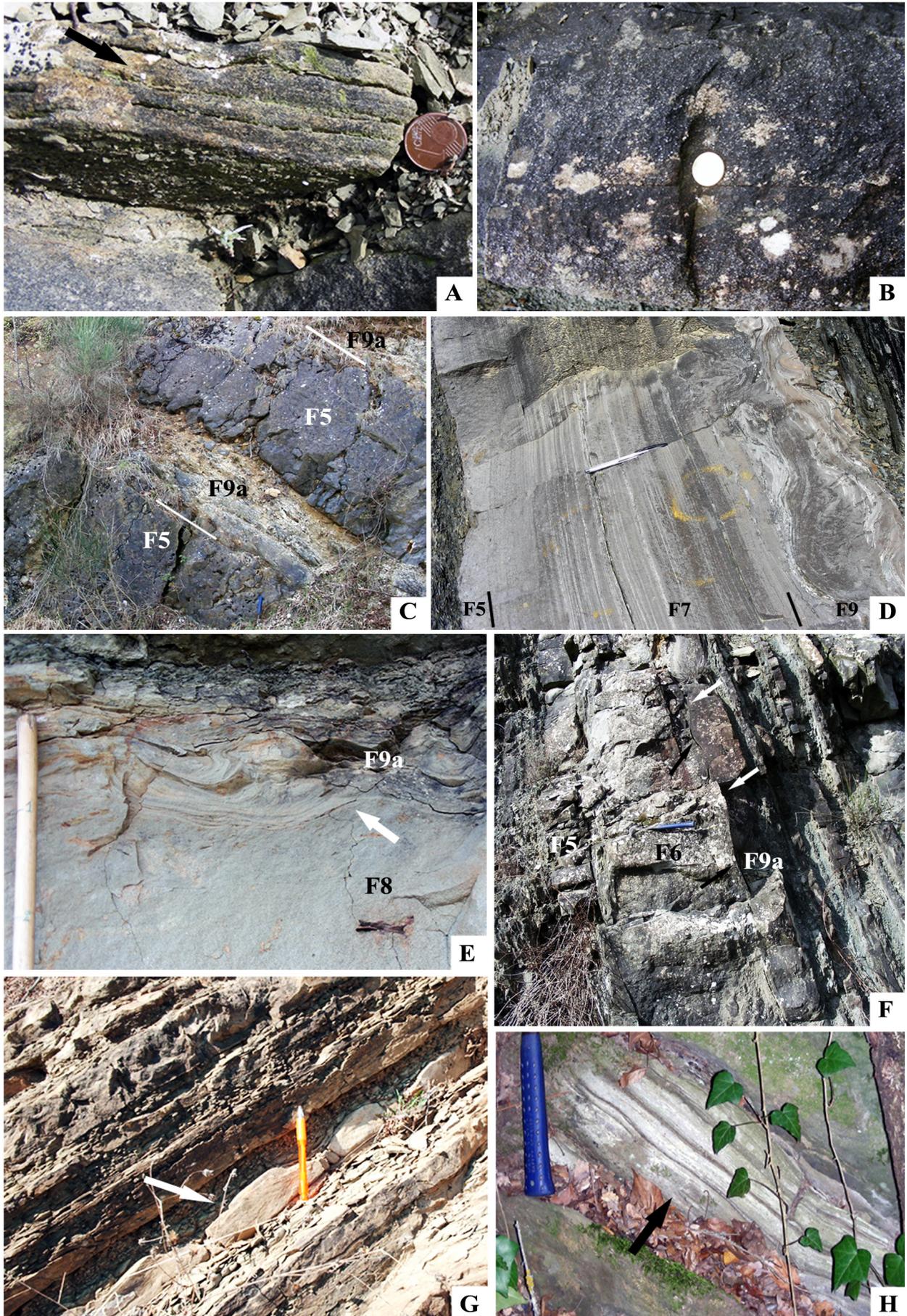
sono quindi delle vere e proprie facies torbiditiche in quanto, pur nascendo come tali, vengono successivamente rimaneggiate da correnti di fondo; facies torbiditico-contouritiche sarebbe perciò la denominazione più corretta e precisa anche se, per praticità, vengono indicate semplicemente come contouriti.

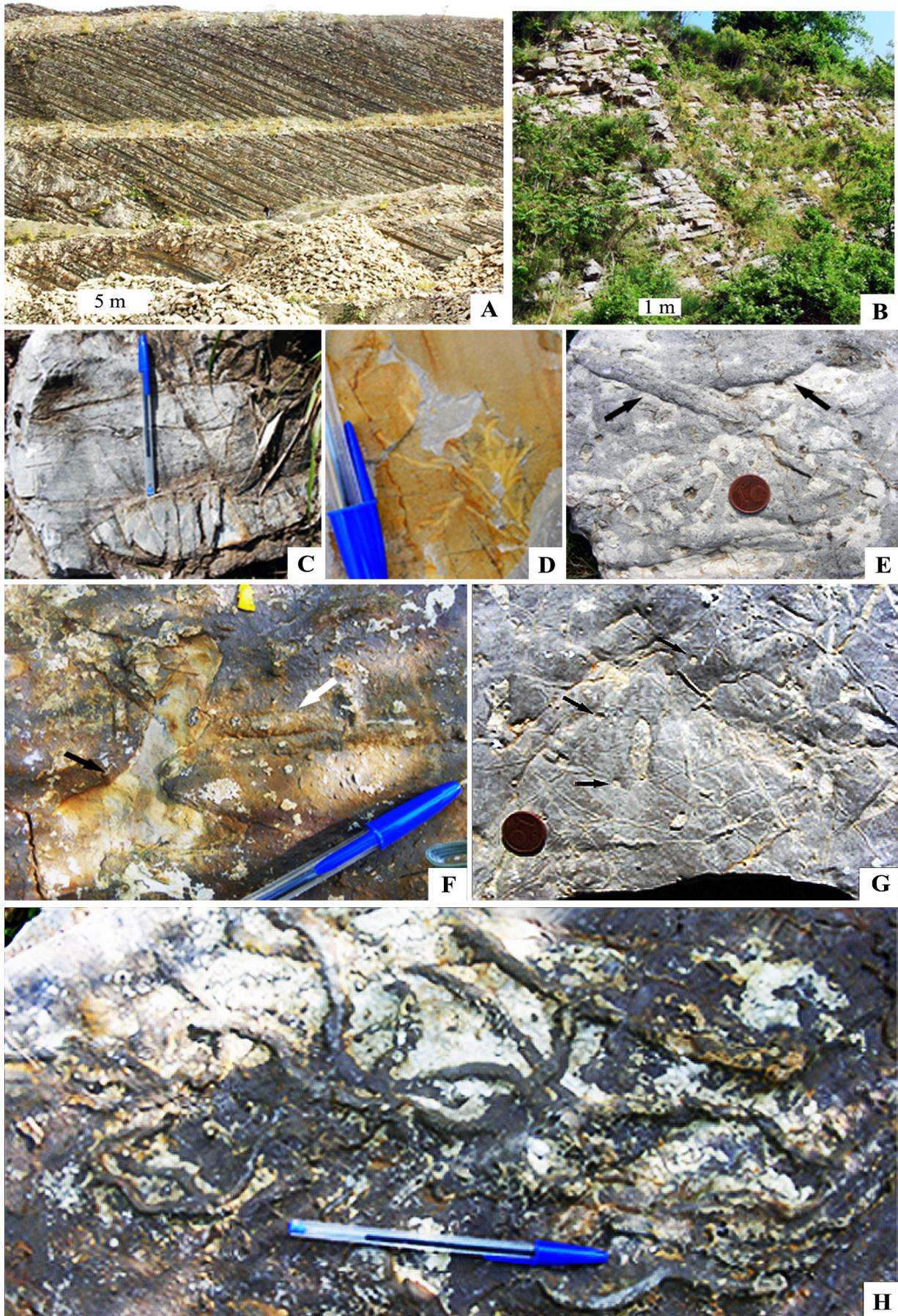
I depositi a dominante carbonatica rinvenuti nei Membri di Poggio Belvedere e di Lippiano (Fm. Macigno) mostrano caratteristiche quali l'organizzazione interna delle facies e delle relative strutture sedimentarie; l'ottima classazione dei granuli e la nettezza delle superfici basali e sommitali fanno pensare al prodotto finale della rielaborazione ad opera di correnti di fondo. Le facies contouritiche dell'area indagata sono quindi comprese all'interno di successioni costituite da intervalli puramente torbiditici e dai quali sono facilmente distinguibili sia per le sporgenze a "fisarmonica" che caratterizzano la porzione inferiore (calcarenitica) degli strati contouritici più potenti, sia per il colore della porzione superiore (marnosa) che sulle superfici esposte si presenta biancastra con spalmature ocracee (grigio scuro al taglio fresco), in netto

---

### Tavola 3

Facies silicoclastiche torbiditico-sabbiose. A-B) Facies F4 contraddistinte da spessi tappeti di trazione (sez. Pianello, MAC2). C) Facies F5 intercalate da una facies F9a (Ciciliano-Strada, SMT1). D) Strati in facies F5/F7/F9; notare come la porzione dominante del pacco sia occupata dall'intervallo laminato F7 (sez. Renali, MAC2). E) Associazione di facies F8-F9a; notare come la fluidificazione delle arenarie abbia reso irregolare il passaggio (freccia) tra le due facies (sez. Carapagli, MAC1). F) Associazione di facies F5-F6-F9a; le frecce indicano le depressioni (frecce nere) e le creste (frecce bianche) dei megaripples al tetto della F6 (sez. Pianello, MAC2). G) Strato in facies F9b con ripples al tetto e lamine incrociate all'interno della porzione arenacea (Cortona-Castel Gilardi, MAC2). H) Torbiditi fangose contraddistinte dal cambio cromatico tra silt, intervalli scuri, e fango, intervalli chiari (Fosso di Ristonchia, Casiglion Fiorentino, MAC2).





**Tavola 4**

Tracce fossili nelle litofacies calcarenitiche. A) Cava di Montanare (attiva). B) Cava dismessa di Pierle. C) Selce alla base di uno strato calcarenitico fine laminato in facies F9a (Pierle). D) *Chondrites* come endichnia in un intervallo calcarenitico a grana fine (cava dismessa di Pierle). E) Burrows tubolari hypichnia/endichnia riferibili a *Palaeophycus* (Pierle). F) Burrows tubolari con superficie esterna pellettoidale riferibili ad *Ophiomorpha* (freccia bianca), tagliati da uno dei due lobi di *Zoophycos* (freccia nera) (cava dismessa di Pierle). G) Intricato sistema di piccoli burrows riferibili a ?*Thalassinoides*; le frecce indicano alcuni dei pozzi verticali. H) Tracce *string-like* meandranti (hypichnia) rinvenute in associazione con *Ophiomorpha* e *Zoophycos* riportati in foto F.

contrasto cromatico con le tonalità grigio scure e marroni-ocracee del materiale sottostante e sovrastante. Gli spessori associati alle contouriti variano da pochi centimetri (spessore minimo riscontrato circa 7-8 cm) ad alcuni metri (spessore massimo riscontrato circa 8 m); quando le potenze sono ridotte (intorno ai 10-20 cm) l'intero intervallo contouritico è costituito quasi esclusivamente da materiale calcareo-marnoso molto fine intensamente bioturbato. *Chondrites* e *Avetoichnus luisae* sono le tracce più comuni; quest'ultima forma è sostanzialmente un non-grafogliptide, di recentissima istituzione come nuovo ichnogenere e ichnospecie, e mostra un avvolgimento tridimensionale elicoidale-spiralato, rinvenendosi comunemente in sedimenti fini del Paleogene come *mid-tier complex agrichnion* (Uchman & Rattazzi, in stampa). La forma è visibile in alcuni affioramenti conturitici (Tav. 2, Fig. E, G, H). Quando le potenze cominciano ad essere considerevoli (>30-40 cm; Tav. 2, Fig. A, B) si sviluppa anche l'intervallo calcarenitico basale che costituisce da 1/3 ad 1/2 dello strato totale ed è sormontato da una coda marnosa non sempre bioturbata. Nei casi di bioturbazione più intensa *Avetoichnus luisae* e *Chondrites* creano delle zone "puntinate", vi-

sibili sulla superficie perpendicolare al piano di strato, dove le piccole strutture puntiformi, riempite di materiale pelitico in contrasto cromatico con la roccia incassante, si distribuiscono lungo i piani delle lamine accentuandone le geometrie (Tav. 2, Fig. G). L'intervallo basale è frequentemente organizzato in pacchi di lamine piano-parallele e/o ondulate che essendo preservate come ritmiti, a causa del diverso contenuto in carbonato di calcio, producono il peculiare aspetto a "fisarmonica" (Milighetti et al., 2009). Quanto sopra detto è ben riscontrato nei due orizzonti guida denominati Pietralavata (Tav. 2, Fig. A, C) e Portole (Tav. 2, Fig. B), appartenenti rispettivamente al Membro di Poggio Belvedere e a quello di Lippiano.

## c) Facies silicoclastiche torbiditiche sabbiose

Le facies debritico-torbiditiche medio-grossolane (F4, F5 ed F6) sono tipiche di ambienti canalizzati, lobi deposizionali più o meno prossimali e sono caratterizzate da un grado di bioturbazione tendenzialmente basso o addirittura assente. Anche in questo caso i fattori fisico-deposizionali ostacolano o comunque non favoriscono la formazione e la preservazione delle tracce fossili, che sono essenzialmente costituite da hypichnia/endichnia riconducibili a *Scolicia strozzii* ed endichnia/crossichnia come *Ophiomorpha rudis*, *O. annulata* e *Thalassinoides*. Tappeti di trazione, superfici basali erosive e strutture di fondo molto incise obliterano le forme hypichnia e non permettono la preservazione delle bio-strutture più delicate come i grafogliptidi (Monaco, 2008; Monaco & Checconi, 2008), che infatti sono assenti o limitati a qualche raro esemplare di *Paleodictyon*.

Nei depositi da medio-grossolani a medio-

fini (facies F7 ed F8) sia il grado di bioturbazione che la varietà di forme in essi contenute sono più elevati rispetto alle F4, F5 ed F6. I lobi esterni e le frange di lobo rappresentano gli ambienti deposizionali ideali per la formazione delle facies F7 ed F8. Le tracce fossili sopra nominate sono più frequenti; *Ophiomorpha rudis*, oltre ad essere l'ichnospecie più comune, è presente anche al tetto di alcuni intervalli in facies F8. L'altro hypichnia/endichnia abbastanza comune è *Arthropycus*, rinvenuto in associazione con *O. rudis* o con *Paleodictyon minimum*. Le forme epichnia, tra le quali *Chondrites* costituisce l'ichnogenere più ricorrente, non sono molto sviluppate.

La distribuzione delle tracce fossili nelle facies fini F9a ed F9b è invece molto più variabile ed articolata e questo è dovuto sia al fatto che si formano in condizioni deposizionali favorevoli per lo sviluppo e preservazione delle tracce, sia perché queste condizioni possono verificarsi in una notevole quantità di ambienti deposizionali. Le facies F9b, ad esempio, sono comuni in ambienti dove si hanno depositi di *overbank* laterali rispetto alla direzione dei flussi, mentre le F9a sono tipiche di ambienti più aperti e distali come frange di lobo e piana bacinale, anche se la presenza di entrambe non è esclusa negli altri contesti deposizionali (Monaco et al. 2009b). La varietà delle forme rinvenute in queste facies è abbastanza elevata sia a livello di epichnia e di endichnia/crossichnia che, e soprattutto, di hypichnia; è alla base delle F9a/b che sono stati rinvenuti molti grafogliptidi, gruppo di tracce costituito da una grande quantità di ichnogenere (vedi per l'area di Verghereto, Monaco & Checconi, 2010a, b; Monaco, 2011), oltre a diverse altre forme tra cui, in ordine decrescente di frequenza, *Halopoa*, *Spirophycus*, *Scolicia*,

*Helminthopsis*, *Arthropycus* e *Bergaueria*. L'ichnospecie più comune a livello di endichnia/crossichnia è invece *O. rudis*, soprattutto nelle successioni appartenenti alla Fm. di M. S. M. Tiberina, mentre *Trichichnus*, *Phycosiphon*, *Chondrites* e *Avetoichnus luisae* sono le forme epichnia/endichnia più ricorrenti.

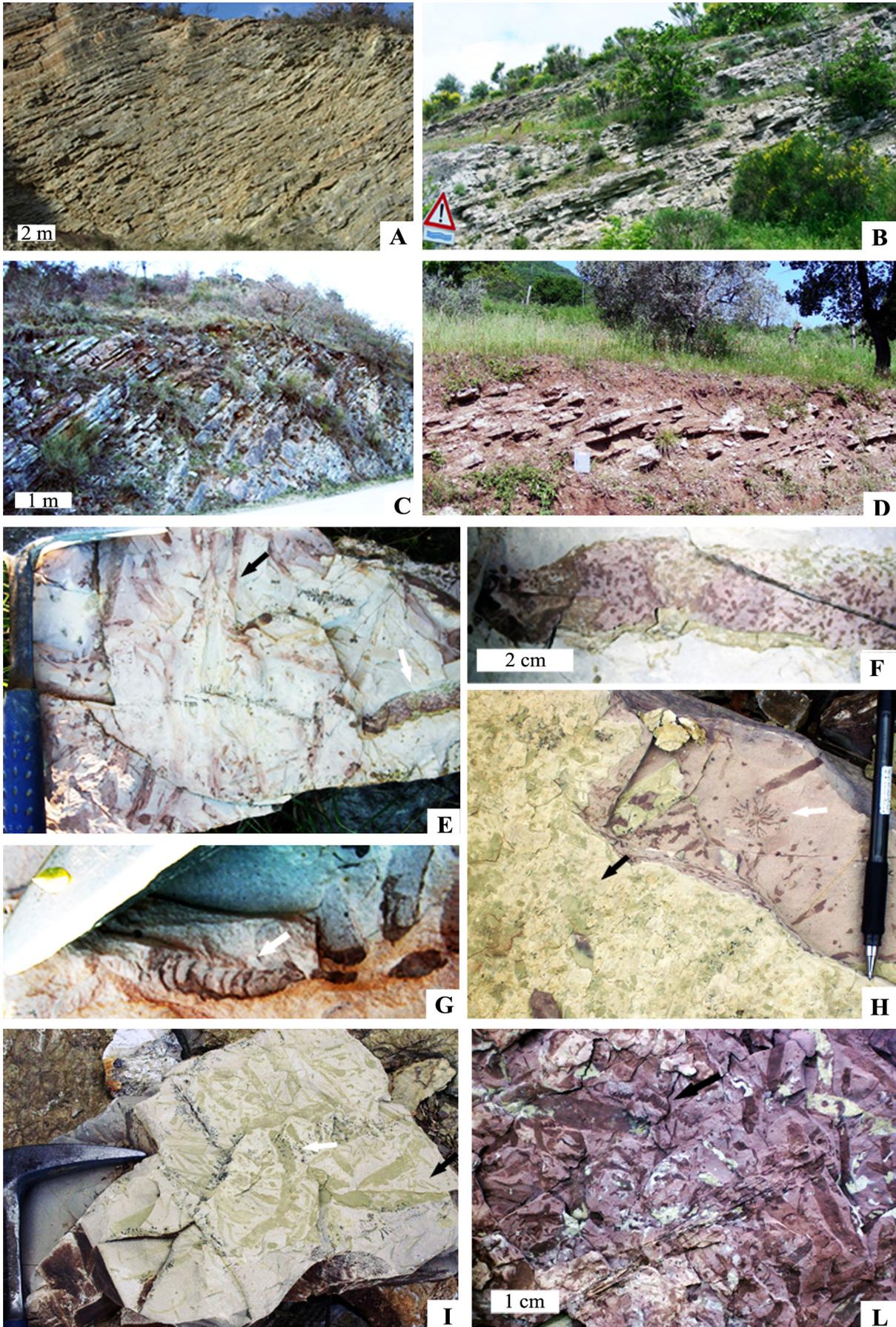
Nelle calcilutiti relative alla Fm. del Macigno (porzione superiore delle facies contouritiche) la bioturbazione, quando presente, interessa solo la parte sommitale dello strato dove sono presenti *Avetoichnus luisae* e *Chondrites* in prevalenza (Tav. 2, Fig. E, G, H).

#### d) Facies calcarenitiche (Scaglia Toscana)

Le facies calcarenitiche della Scaglia Toscana vengono considerate a parte in quanto mostrano ichnocenosi completamente differenti dalle altre. Le facies sono caratterizzate da una granulometria da molto fine a medio-fine che solo sporadicamente raggiunge le dimensioni più grossolane. Lo spessore degli intervalli calcarenitici è compreso tra 3 e 40 cm e la colorazione sul taglio fresco si mantiene

#### Tavola 5

Tracce fossili nelle litofacies calcilutitiche. A) Cava dismessa di Montanare. B) Cava dismessa di Passignano. C) Sezione Il Palazzo. D) Sezione di Pierle. E) Tracce tubolari (freccia nera) riferibili a *Planolites*; la freccia bianca indica *Alcyonidiopsis* come epichnia/endichnia (cava dismessa di Passignano). F) Dettaglio foto E: *Alcyonidiopsis*; notare i peloidi color rosso vinaccia nella porzione interna del burrow e verde ocre nella parete esterna. G) Dettaglio foto E; *Taenidium* con menischi indicanti la direzione di avanzamento del burrower. H) *Chondrites intricatus* (freccia bianca); notare (freccia nera) l'aumento del grado di bioturbazione negli ultimi cm sommitali (cava dismessa di Montanare). I) Tracce riferibili a *Chondrites* e *Planolites* (cava dismessa di Montanare). L) Tetto di uno strato intensamente bioturbato (mottled beds); la freccia indica un esemplare di *Avetoichnus luisae* (cava dismessa di Montanare).



sempre grigia. Le superfici basali possono essere nette e pressoché piane oppure irregolari nei casi in cui si verifica amalgamazione; per quanto riguarda invece i limiti superiori questi possono essere netti oppure sfumati ai sovrastanti intervalli calcilutitici. Molto abbondante è la presenza di selce, sia sottoforma di noduli che di livelli continui alla base degli strati (Tav. 4, Fig. C), con colori che variano dal bianco al grigio e subordinatamente al rosso. Nella parte basale di alcuni strati più grossolani e amalgamati sono inoltre presenti inclusi di taglia lutitica grigio chiari. Nell'unità calcarea le strutture sedimentarie interne allo strato sono rare e limitate a laminazione piano parallela dovuta a tappeti di trazione (F7 di Mutti), mentre nelle unità sovrastanti l'organizzazione interna degli intervalli calcarenitici tende ad essere più articolata con frequenti sequenze di Bouma *base missing* (Tav. 4, Fig. C). Riferendosi al modello deposizionale di Mutti (1992), gli strati più grossolani e gradati possono essere confrontabili con i depositi F8 prodotti da flussi ad alta densità SHDTC, *Sand High Density Turbidites Currents*, (Mutti, 1992) o *debris flow* sabbiosi (Shanmugam, 2002), che hanno deposto il materiale con una velocità di sedimentazione tale da permettere la selezione verticale dei granuli. Gli strati a granulometria medio-fine laminati e non, possono invece essere rispettivamente riferiti alle facies F9a ed F9b, prodotte da correnti di torbida a bassa densità LDTC, *Low Density Turbidites Currents*, (Mutti, 1992), vedi dettagli in Shanmugam (2002).

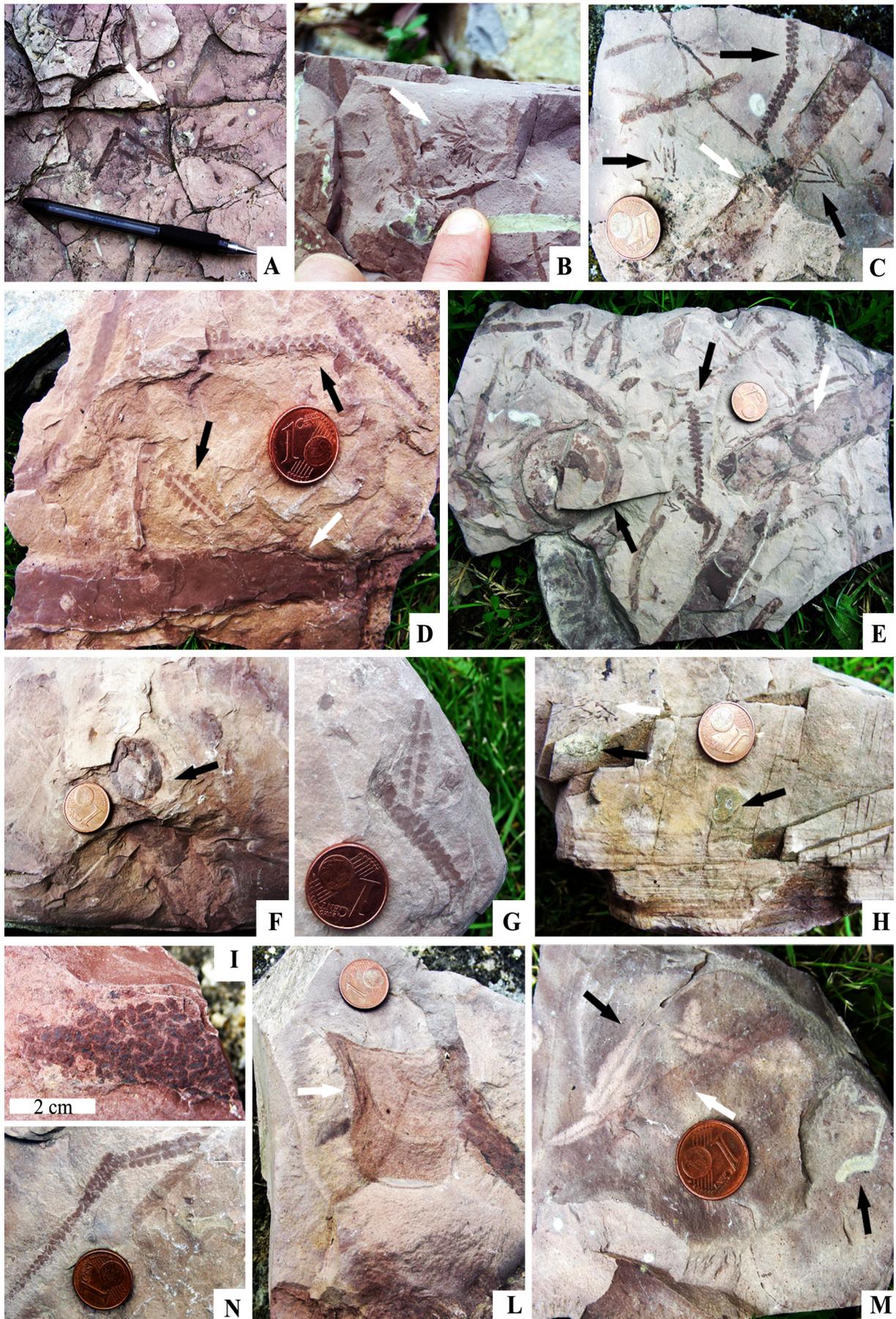
Le bio-strutture più comuni rinvenute alla base degli intervalli calcarenitici, in particolare di quelli a granulometria medio-grossolana, sono rappresentate da *burrows* tubolari (diametro compreso tra 0.7 e 1 cm), rettilinei o debol-

mente curvi, il cui riempimento è lo stesso della roccia incassante e che per tali caratteristiche possono essere riferiti a *Palaeophycus* (Tav. 4, Fig. E). Anche *Thalassinoides* è un ichnogenere abbastanza comune in questa litofacies e spesso si rinviene come falso hypichnion (Monaco & Caracuel, 2007). I sistemi di *burrows* (Tav. 4, Fig. G), rinvenuti alla base di un sottile intervallo calcarenitico a grana fine spesso 3 cm, mostrano alcune caratteristiche quali lo sviluppo tridimensionale delle gallerie (come testimoniano i pozzi verticali aventi dimensioni analoghe a quelle delle piste orizzontali), l'ichnodensità elevata e la presenza di ramificazioni *Y-shaped* e *T-shaped* (con le prime più frequenti delle seconde) che li rendono molto affini a *Thalassinoides*, anche se le dimensioni dei *burrows* (diametro massimo non superiore ai 2 mm) sono molto più ridotte rispetto ad altri campioni dello stesso ichnogenere recuperati nell'area indagata. Un'altra ichnoassociazione interessante, in quanto costituita da ichnogenere poco comuni in questa litofacies,

---

#### Tavola 6

Tracce fossili nelle litofacies calcareo-marnose. A-B) *Chondrites intricatus* (cava dismessa di Montanare). C) Ichnoassociazione a *Avetoichnus luisae* (freccia nera in alto), *Chondrites* (freccie nere in basso) e *Thalassinoides* (freccia bianca) (Il Palazzo). D) *Avetoichnus luisae* (freccie nere) e *Thalassinoides* (freccia bianca) (Il Palazzo). E) *Avetoichnus luisae* (freccia in alto nera), *Chondrites*, *Planolites* (freccia in basso nera) e *Thalassinoides* (freccia bianca) (Il Palazzo). F) Sezione di *Thalassinoides* (freccia) con orientazione obliqua rispetto al piano dello strato (Pierle). G) Dettaglio di *Avetoichnus luisae* in cui è ben visibile il canale centrale e la doppia serie di pustole disposte ai lati dello stesso. H) Strato calcareo-marnoso con *Thalassinoides* (freccie nere) e *Chondrites* (freccia bianca) (Pierle). I) *Alcyonidiopsis* parzialmente preservato con all'interno corpi pellettoidali addensati (Pierle). L) *Zoophycos* troncato da *Alcyonidiopsis* (Pierle). M) *Trichichnus* (freccie nere) con mineralizzazioni esterne che creano una sorta di alone intorno alle tracce. Burrow lineare riconducibile a *Planolites* (freccia bianca) (Pierle). N) *Avetoichnus luisae* (Pierle).



è quella formata da ?*Scolicia* (Tav. 4, Fig. H), *Ophiomorpha* (freccia bianca in Tav. 4, Fig. F) e *Zoophycos* che è stata rinvenuta alla base di uno strato spesso circa 40 cm e di cui la calcarenite ne occupa solo i centimetri basali (5-6 cm) mentre i restanti sono calcilutitici. *Ophiomorpha* e *Scolicia*, oltre ad essere poco comuni nelle litofacies calcarenitiche, sono molto rari in quelle calcilutitiche e sostanzialmente assenti in quelle marnose e argillose. Per quanto riguarda l'esemplare di *Zoophycos* (freccia nera in Tav. 4, Fig. F) è importante sottolineare che la posizione stratinomica (hypichnion) ed il litotipo (calcarenitico) in cui è stato rinvenuto (cava di Pierle) sono molto particolari e addirittura unici, almeno nell'area indagata. *Zoophycos*, infatti, è comune nei calcari marnosi come endichnia/crossichnia ma è praticamente assente nelle calcareniti torbiditiche, fatta eccezione per il caso riportato sopra detto, dove sono ben visibili due lobi mentre la presenza di una patina d'alterazione ocrea ne maschera quasi totalmente il tubo marginale e le lamelle d'avanzamento secondarie. A livello di epichnia-endichnia, gli ichnogeni più comuni negli intervalli calcarenitici sono rappresentati da *Planolites* e *Chondrites* (Tav. 4, Fig. D).

#### e) Facies calcilutitiche (Scaglia Toscana)

Le facies calcilutitiche della Scaglia Toscana sono assai interessanti dal punto di vista ichnologico (Monaco & Uchman, 1999; Piccioni & Monaco, 1999). Si presentano sempre in spessori moderati che raggiungono al massimo i 30 cm con limiti di strato netti e regolari; l'amalgamazione infatti è un carattere molto meno frequente rispetto agli strati calcarenitici, così come la gradazione verticale da taglie

siltitiche a micritiche; a livello macroscopico domina la massività degli strati. Il colore delle calcilutiti varia dal grigio all'ocra al verde-ocra, la selce presente sotto forma di lenti continue e noduli ha una colorazione sempre tendente al grigio-blu. Questi tipi di facies non trovano un riscontro diretto con il modello deposizionale di Mutti (1992) ma in alcuni casi sono tuttavia riferibili a depositi generati da correnti di torbida molto diluite (LDTC) confrontabili con le suddivisioni  $T_0-T_8-P$ ,  $E_1-E_3-F$  (Stow & Piper, 1984a; Piper & Stow, 1991) e relative sequenze intermedie.

Nelle facies calcilutitiche della Scaglia Toscana le tracce fossili tendono a concentrarsi nella porzione superiore degli strati (epichnia-endichnia) in modo più accentuato rispetto a quanto accade nelle facies calcarenitiche. Gli ichnogeni più comuni negli intervalli calcilutitici sono rappresentati da *Planolites* (Tav. 5, Fig. E, I), *Avetoichnus luisae* (Tav. 5, Fig. L), *Chondrites*, *Thalassinoides*, ed *Alcyonidiopsis* con i primi due che generalmente colonizzano, anche in modo molto intenso, la porzione superiore degli intervalli calcilutitici (epichnia-endichnia), mentre i restanti si spingono all'interno del sedimento raggiungendo *tiers* più profondi (hypichnia, endichnia-crossichnia). *Planolites* e *Alcyonidiopsis* (Tav. 5, Fig. E) sono ben esposti al tetto di uno strato calcilutitico rosa-avanna recuperato nei pressi della cava dismessa di Passignano. Il *burrow* riferibile a *Alcyonidiopsis* (Tav. 5, Fig. F; cfr. Uchman, 1999) è molto interessante in quanto, grazie all'evidente contrasto cromatico, si può distinguere la parete esterna ocrea-verde, di spessore variabile e con bordi esterni irregolari, dal riempimento interno rossastro. Questo riempimento, dal punto di vista tessiturale, è un *wackestone* in cui la

matrice è rappresentata dalla micrite rossastra mentre i granuli, sostenuti dalla matrice, sono costituiti da bioclasti e da piccoli corpi allungati o sub-sferici di dimensioni millimetriche (diametro massimo intorno ai 3 mm), ben visibili grazie alla colorazione più intensa del materiale circostante e riferibili a peloidi di probabile origine organica. *Chondrites* è un altro ichnogenere molto comune nella porzione medio superiore degli intervalli calcilutitici e si presenta come un sistema di gallerie ramificate a sviluppo sub-orizzontale che partono a varie altezze da un pozzo centrale e verticale. Nell'area indagata sono stati rinvenuti esemplari appartenenti alle ichnospecie *C. intricatus* (Tav. 5, Fig. H; cfr. Uchman, 1998, fig. 19) e *C. targionii* (Tav. 5, Fig. I; cfr. Uchman, 1998, figg. 21-22), con la prima costituita da numerosi *tunnels* di diametro compreso tra 0.5 e 1.5 mm, disposti a raggiera rispetto al pozzo centrale e con frequenti ramificazioni aventi angoli non superiori ai 45°. L'ichnospecie *C. targionii*, invece, ha dimensioni più grandi ed è caratterizzata da ramificazioni primarie successive ben espresse e leggermente arcuate che generalmente formano angoli acuti nei punti di biforcazione. Al tetto di alcuni strati calcilutitici sono state inoltre rinvenute, anche se con una frequenza molto più bassa rispetto agli ichnogenere sopra citati, delle tracce cilindriche, a sviluppo orizzontale, lineari o debolmente arcuate, contraddistinte da un riempimento costituito da sottili segmenti a forma di menisco che permette di riferirle all'ichnogenere *Taenidium* (Tav. 5, Fig. G; cfr. Uchman, 1998, fig. 66). In linea di massima gli intervalli calcilutitici, quando bioturbati, mostrano un'ichnodensità e un'ichnodiversità crescenti verso il tetto dello strato (Tav. 5, Fig. H) dove predominano i *Avetoichnus luisae*; tal-

volta la concentrazione della tracce è talmente elevata da rendere molto difficoltoso il riconoscimento delle singole forme. Lo sviluppo di questi livelli intensamente rimaneggiati, comparabili ai *mottled layers* (Monaco & Uchman, 1999), è favorito nei casi in cui la calcilutite, negli ultimi millimetri sommitali, diventa meno pura e più marnosa (Tav. 5, Fig. I, L).

#### f) Facies calcareo-marnose (Scaglia Toscana)

I calcari marnosi della Scaglia Toscana hanno spessori che vanno dai 7-8 cm fino ai 40-50 cm con limiti di strato molto netti alla base e sfumati al tetto, quando passano alle sovrastanti marne, e sono molto ricchi dal punto di vista ichnologico. I colori sono prevalentemente grigio-azzurri e ocre-verdi nell'unità calcarea (unità di Seano) e nella porzione inferiore di quella calcareo-marnosa (unità di Pierle), rossi con zonature giallastre e verdi nella porzione superiore dell'unità calcareo-marnosa e in quella argilloso-marnosa (unità de L'Ansina).

Dal punto di vista degli ichnotaxa le forme più comuni sono rappresentate da *Avetoichnus luisae*, *Planolites* e *Chondrites*, cui seguono *Trichichnus*, *Thalassinoides* e secondariamente *Zoophycos*. Nei litotipi calcareo-marnosi dominano quindi, e in modo ancor più esclusivo rispetto alle calcareniti e alle calcilutiti, le tracce epichnia/endichnia, anche se i tempi di colonizzazione del sedimento sono diversi per le varie forme sopra elencate. I primi organismi bioturbanti sono responsabili di tracce fodinichnia/agrichnia, come *Thalassinoides*, *Zoophycos* e di *burrows* come *Chondrites* e *Trichichnus* (Werner & Wetzel, 1981; MacBride & Picard, 1991), anche se la classificazione etologica di questi ultimi, in particolare di *Zoophycos*, è da

diversi anni argomento di discussione (Wetzel & Werner, 1981; Olivero & Gaillard, 2007; Monaco et al., in press). *Zoophycos* (Tav. 6, Fig. L) è infatti una traccia molto complessa che, dal punto di vista morfologico, può variare da semplici lobi isolati con *spreite*, a strutture spiralate molto articolate (Bromley & Hanken, 2003). I produttori di *Zoophycos* sono presumibilmente riconducibili a vermi sipunculidi, ossia organismi in grado di proliferare anche in condizioni di scarsa ossigenazione, ma che tuttavia prediligevano substrati fangosi e a bassa velocità di sedimentazione nei quali penetravano anche molto in profondità per poi seguire l'accumulo del sedimento emipelagico accrescendo la struttura elicoidale (dal basso verso l'alto secondo Olivero & Gaillard, 2007). *Avetoichnus luisae*, *Chondrites* e *Trichichnus* sembrano essere consecutivi rispetto ad altre forme (es. *Planolites*, *Zoophycos* e *Thalassinoides*) (Tav. 6, Fig. M). In alcuni casi alcune forme possono essere endostratali senza una connessione permanente con il fondo marino. La loro presenza indica abbondanza di cibo nel sedimento, un substrato soffice (*softground*) e condizioni aerobiche variabili a profondità elevate nelle successioni del Trasimeno (Monaco & Uchman, 1999). *Avetoichnus luisae* (Tav. 6, Fig. C, D, E, G, N; cfr. Monaco & Checconi, 2008, tav. 1, fig. C), in particolare, è una traccia molto comune nei calcari marnosi e consiste di un *tunnel* centrale (nucleo) circondato da una zona, anche lobata, di materiale rimaneggiato (mantello); nei campioni recuperati è preservata solo la parte esterna del mantello che si presenta come una doppia serie di pustole facilmente riconoscibili grazie alla colorazione più scura rispetto al materiale circostante (Monaco & Uchman, 1999; Monaco & Caracuel, 2007).

## Le sezioni studiate nelle unità ad affinità toscana

### A) Scaglia Toscana

La venuta a giorno della Scaglia Toscana (Fig. 1) è distribuita lungo fasce strette e allungate orientate NNW-SSE ed è strettamente legata all'emergenza dei piani di sovrascorrimento che, vista la composizione prevalentemente argillosa della porzione medio superiore dell'unità in esame, tendono ad utilizzarla come orizzonte di scollamento preferenziale. La tettonizzazione è quindi il motivo principale per cui la maggior parte degli affioramenti della Scaglia Toscana non raggiungono spessori importanti e sono privi di continuità laterale e/o verticale. A questo fa sicuramente eccezione il fronte della cava attivo nei pressi di Montanare, che con i suoi 123 m di spessore è molto interessante dal punto di vista stratigrafico, esibendo tutte e tre le unità litostratigrafiche in cui la porzione superiore della Scaglia è stata suddivisa da molti autori, ma che purtroppo risulta inaspettatamente deludente dal punto di vista ichnologico. La sezione di Montanare è stata quindi utilizzata come principale riferimento litologico, sedimentologico e stratigrafico, mentre dal punto di vista ichnologico è stata fatta un'analisi generica del contenuto di tracce fossili nelle varie tipologie di litofacies, facendo riferimento ai migliori affioramenti presenti nell'area di indagine.

La sostanziale sterilità ichnologica che caratterizza la sezione della cava di Montanare non è stata riscontrata in altri affioramenti presenti nell'area d'indagine dove, al contrario, si nota una distribuzione delle tracce fossili molto simile a quella descritta in altri lavori per il

Trasimeno (sezione del M. Solare, Monaco & Uchman, 1999; Piccioni & Monaco, 1999). I campioni contenenti le tracce fossili più significative (Tav. 4, 5, 6) provengono da sei sezioni, denominate sulla base della località in cui sono site, che da sud a nord sono la cava dismessa di Passignano (unità calcarea e calcareo marnosa), la cava dismessa di Montanare (unità calcarea e calcareo-marnosa), la sezione di Pierle (unità calcareo-marnosa), la cava dismessa di Pierle (unità calcarea), la sezione Il Palazzo (unità calcareo-marnosa) e la sezione L'Ansina (unità argilloso-marnosa).

#### B) Macigno

**Membro di Molin Nuovo:** i migliori affioramenti sono visibili lungo la S.P. 34, nei pressi di Castel Gilardi e del Passo della Cerventosa, lungo la S.P. 39, nel tratto Ansina-Volterrano, e lungo la S.P. 73, nei pressi di Molin Nuovo, anche se l'obliterazione dovuta alla tettonica impedisce di osservare successioni continue su spessori importanti. Analogamente a quanto accade per la Scaglia Toscana, la venuta a giorno del Membro di Molin Nuovo è infatti molto spesso associata alla risalita lungo i piani di sovrascorrimento, i quali, nella maggior parte dei casi, si impostano alla base dello stesso o nella porzione superiore della sottostante Scaglia Toscana e sono spazialmente ravvicinati tra loro lungo la trasversale E-W (Fig. 1). A questo si aggiunge la successiva azione della tettonica distensiva che ha ulteriormente contribuito alla fatturazione e disarticolazione delle successioni riferibili al MAC<sub>1</sub>.

#### *Sezione Carapagli*

La sezione (Tav. 7, Fig. A) è facilmente raggiungibile percorrendo la S.P. 34 Umbro-Corto-

nese che collega Cortona con San Leo Bastia, sita a circa 4 km dalla località Torreone immediatamente a Nord di Cortona. Nella sezione dominano nettamente le facies arenacee con taglie granulometriche da medie a grossolane (principalmente F8 ed F5, subordinatamente F6 ed F7), che infatti occupano circa il 93% dello spessore della sezione, mentre solo il 7% è rappresentato da facies arenaceo-pelitiche (F9a). Queste ultime generalmente occupano la porzione sommitale di intervalli in facies F8 (in modo meno frequente di quelli in facies F5) e solo occasionalmente costituiscono l'intero spessore dello strato. L'organizzazione interna delle facies F9a è riferibile alle sequenze T<sub>c-e</sub>, T<sub>d-e</sub> di Bouma, con alcuni casi in cui la pelite è stata completamente rimossa dall'erosione che ha preceduto la deposizione dello strato successivo, generando sequenze T<sub>b-d</sub>, T<sub>c-d</sub> di Bouma; solo in un caso la *base-missing Bouma sequence* presenta tutti gli intervalli (sequenza T<sub>b-e</sub>) che nella sezione coincide peraltro con l'unico caso in cui questo tipo di facies si organizza singolarmente nello strato. Le facies F9a, inoltre, hanno spessori mediamente compresi tra i 15 e i 30 cm e non presentano evidenti segni di bioturbazione, fatta eccezione per la porzione superiore arenaceo fine-siltitica di alcuni intervalli dove sono visibili stringhe arcuate probabilmente riferibili a *Phycosiphon*, anche se l'attribuzione ichtologica è molto dubbia visto il pessimo stato di preservazione. Le facies arenacee, caratterizzate da taglie granulometriche da medie a grossolane, (nella fattispecie da medie a medio grossolane per le F7 ed F8, da medio-grossolane a ruditiche per le F5 ed F6) hanno spessori che variano da circa 40 cm a circa 2 m, sono spesso amalgamate e massive, con livelli ricchi in resti vegetali e con inclusi pelitici localizzati pochi centimetri sopra

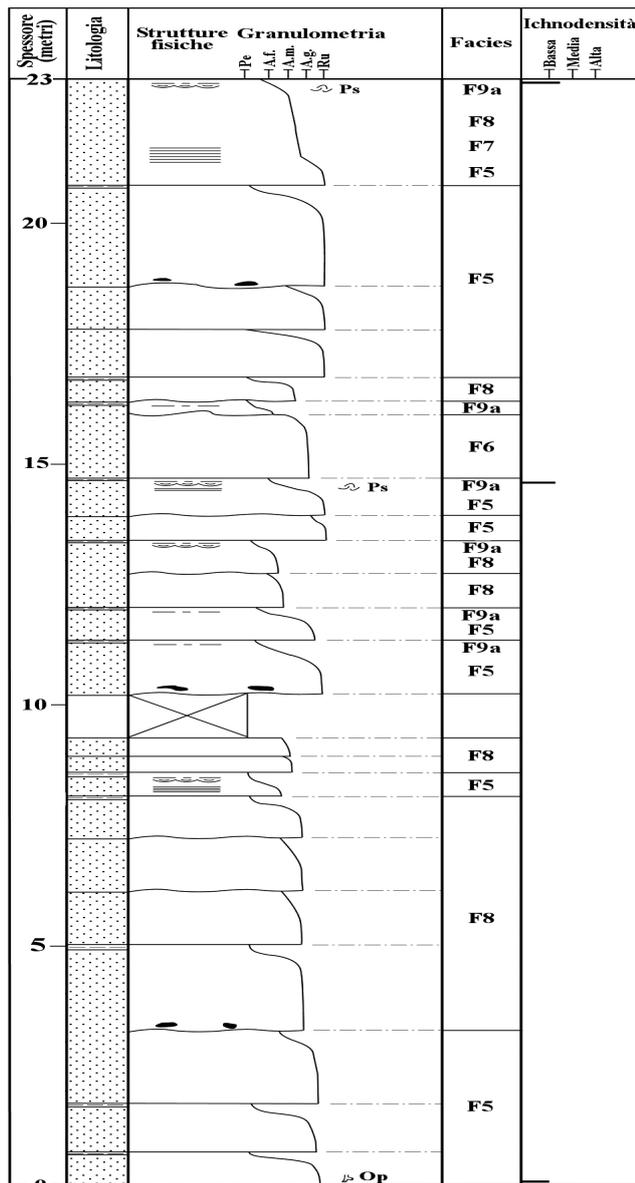
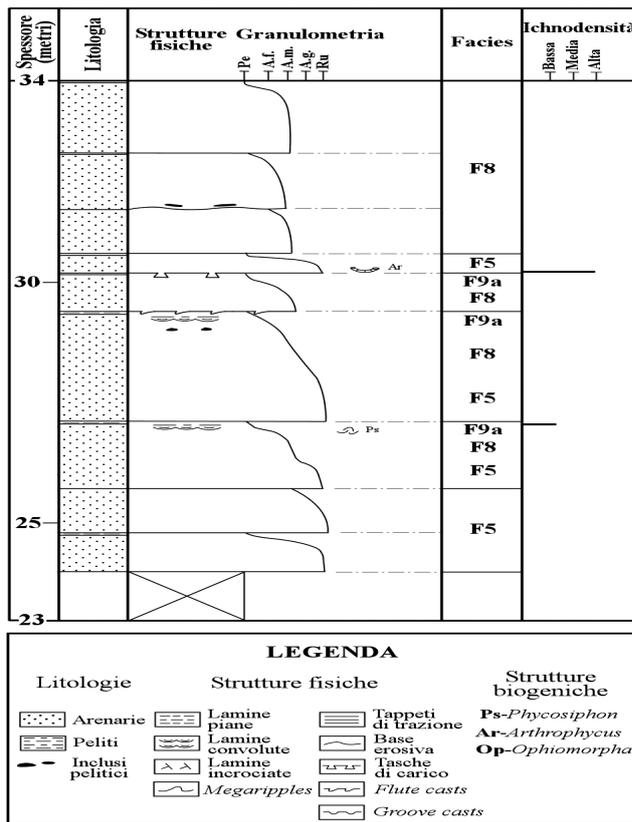


Fig. 5: Log ichno-stratigrafico, sezione Carapagli. Facies di lobi attaccati.



**LEGENDA**

<b>Litologie</b>	<b>Strutture fisiche</b>	<b>Strutture biogeniche</b>
Arenarie	Lamine piane	Tappeti di trazione
Peliti	Lamine convolute	Base erosiva
Inclusi pelitici	Lamine incrociate	Tasche di carico
	Megaripples	Flute casts
		Groove casts

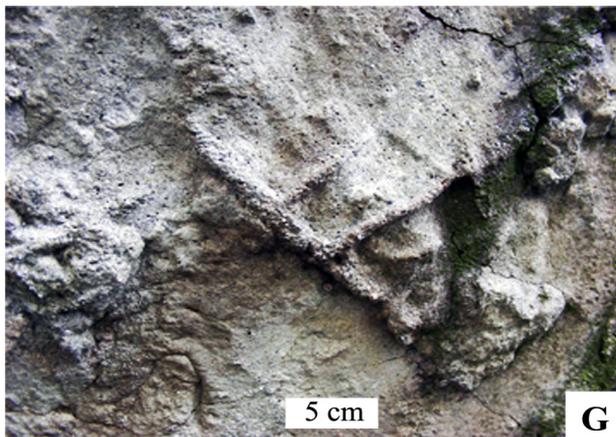
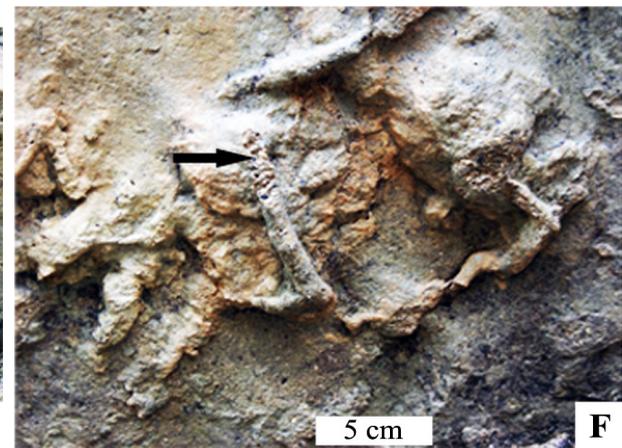
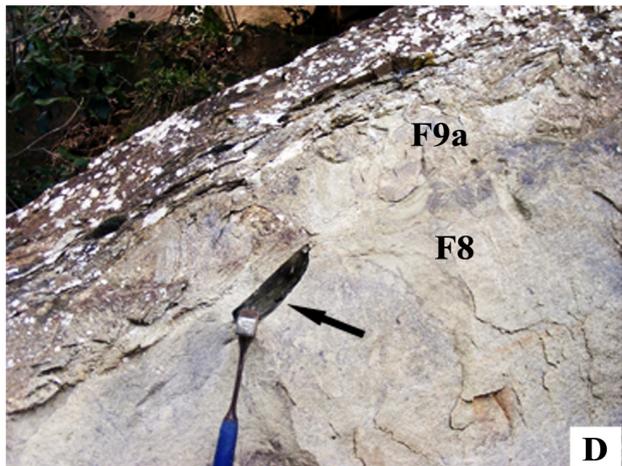
**Ps**-*Phycosiphon*  
**Ar**-*Arthropycus*  
**Op**-*Ophiomorpha*

le superfici di amalgamazione oppure nella porzione superiore di alcuni strati, in prossimità dei passaggi F8/F9a (Tav. 7, Fig. D). La gradazione verticale è limitata solo a pochi strati, così come la presenza di strutture sedimentarie interne, rappresentate solo dai tappeti di trazione dell'intervallo in facies F7 e dai *megaripples* al tetto di quello in facies F6. Le superfici di strato sono generalmente piane e regolari, a parte i casi di amalgamazione, con strutture di fondo poco presenti e costituite da *groove casts* di piccolo diametro che indicano apporti lungo l'asse NW-SE e in un caso da *flute casts* che testimoniano direzioni di scorrimento da NW a SE. Non sono

apprezzabili, almeno alla scala dell'affioramento, variazioni nello spessore dei singoli strati che

**Tavola 7**

Sezione Carapagli, facies di scarpata superiore. A) Porzione medio-inferiore della sezione Carapagli a lobi canalizzati. B) Facies arenacee (F5 ed F8) nella porzione medio-inferiore della sezione. C) Sequenza *thickening upward* spessa circa 5 m, nella parte sommitale della sezione. D) Incluso pelitico al passaggio tra un intervallo in facies F8 e uno in facies F9a. E) Tracce fossili riferibili ad *Athropycus* alla base di uno strato arenaceo-pelitico. F) Dettaglio foto precedente; notare il riempimento grossolano del burrow (freccia nera). G) Bio-struttura (?*Arthropycus*) alla base dello strato arenaceo-pelitico riportato in foto H. H) Tracce fossili tubolari riferibili ad *Ophiomorpha*; notare la diversa orientazione dei due burrows (freccia nera e freccia bianca) rispetto ai sottili *groove casts* presenti alla base dello strato.



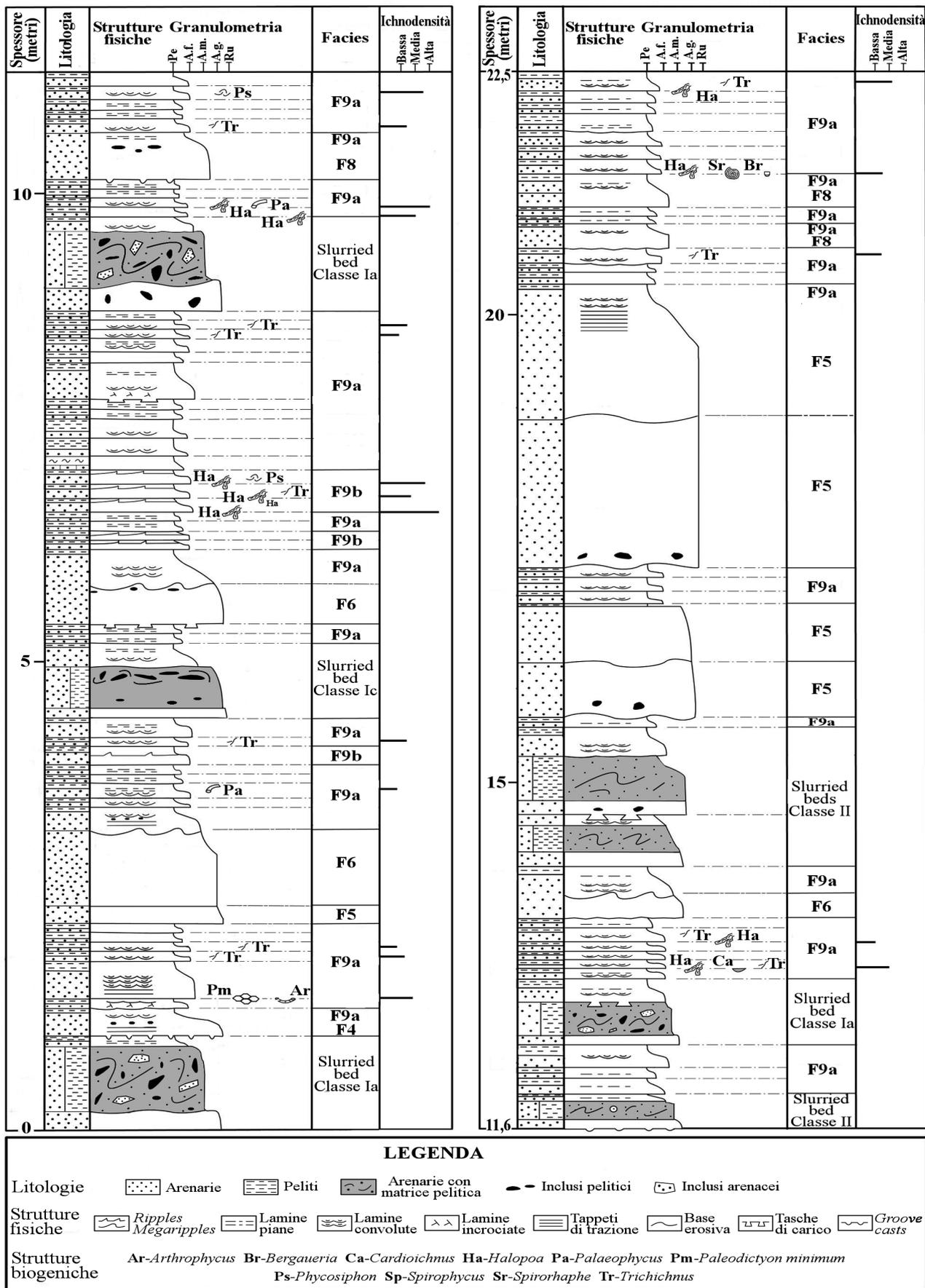
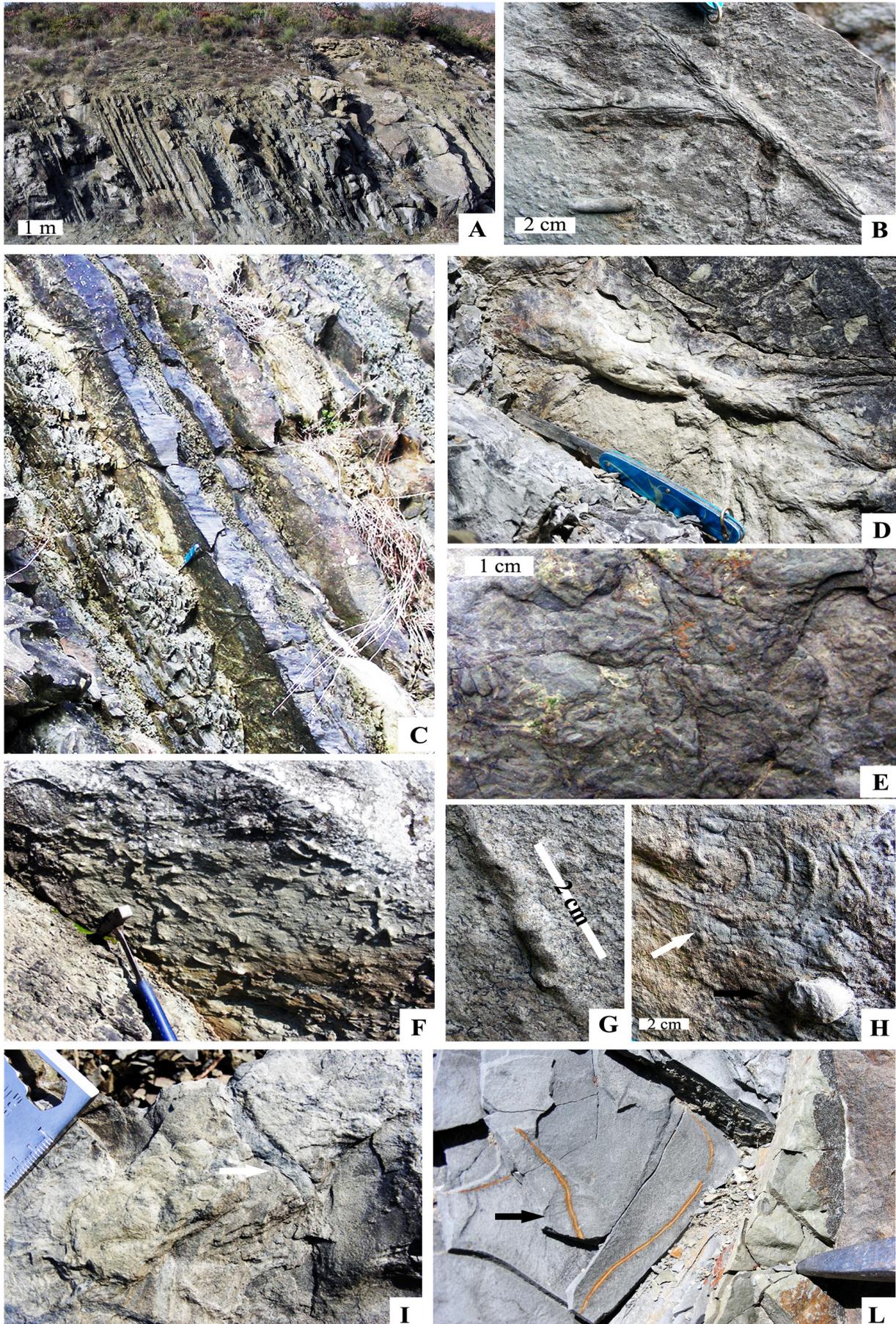


Fig. 6 – Log ichno-stratigrafico, sezione Pianello. Associazione di facies di intercanale, base scarpata (Einsele, 1991).



**Tavola 8**

Sezione Pianello, facies di intercanale, scarpata inferiore. A) Porzione intermedia della sezione Pianello. B) *Halopoa imbricata* (hypichnia); notare i solchi paralleli sulla parte centrale della traccia. C) Strati intensamente bioturbati ad *Halopoa*; Riferimento scala (coltellino) = 12 cm. D) Inspessimento anomalo in un punto in cui si raccordano almeno cinque burrows riferibili ad *Halopoa*. E) Stringhe *Phycosiphon-like* al passaggio arenaria-pelite di un sottile strato T<sub>c-e</sub> di Bouma. F) Alta ichnodensità e *Arthropycus* cfr. *strictus* alla base di un strato in facies F8. G) Dettaglio foto precedente; notare il basso grado di preservazione delle barre trasversali. H) *Spirorhaphe* mal preservato e ?*Bergaueria* (hypichnia). I) Tracce endichnia a stringa: notare il differente riempimento. L) *Trichichnus* nella porzione arenaceo fine-siltitica di uno strato in facies F9a.

assumono quindi una geometria tabulare. Nella porzione inferiore della sezione (Tav. 7, Fig. B) non si notano particolari affinità con sequenze di tipo *thickening/thinning upward* e/o *coarsening/fining upward*, mentre in quella superiore possono essere distinte tre sequenze *thickening upward* (Tav. 7, Fig. C), ciascuna spessa intorno ai 5-6 m e costituita da strati che, dalla base al tetto della sequenza, passano da circa 50-80 cm a circa 1,5-2 m senza mostrare gradualità aumenti o diminuzioni delle taglie granulometriche.

Le uniche tracce fossili presenti nella sezione, oltre alle stringhe tipo *Phycosiphon*, sono rappresentate da strutture hypichnia (o meglio falsi hypichnia) a geometria sub-cilindrica, con diametro di circa 0.5 cm che tendono ad immergersi più volte nello strato e in alcuni casi mostrano ramificazioni con angoli molto prossimi ai 90° (Tav. 7, Fig. E, F, G). Per le caratteristiche appena elencate tali bio-strutture possono essere riferite ad *Arthropycus* (cfr. Uchman, 1998, figg. 4 - 7), anche se le sottili barrette ortogonali ai *tunnels* principali, tipiche di questo ichnogenere, non sono ben preservate. Questi *burrows* hanno rimaneggiato intensamente e in modo esclusivo la porzione basale, arenaceo-grossola-

na microconglomeratica, di uno strato spesso 40 cm e costituito da un intervallo inferiore in facies F5, uno intermedio in facies F8 e uno sommitale in facies F9a (sequenza T<sub>c-e</sub> di Bouma). Alla base di uno strato in facies F5 (base sezione), spesso 70 cm, sono inoltre presenti due tracce tubolari forse riferibili ad *Ophiomorpha* (Tav. 7, Fig. H), una delle quali taglia obliquamente sottili *groove casts* che indicano direzioni di trasporto NW-SE, mentre l'altra si allinea parallelamente ad essi. L'associazione di facies, costituita prevalentemente da intervalli potenti e grossolani, testimonia un contesto deposizionale dominato da *sandy/gravel high density turbidity currents* (Mutti, 1992), troppo energetico per lo sviluppo di floride comunità bentoniche e che solo occasionalmente veniva colonizzato da organismi responsabili di tracce come *Arthropycus* e *Ophiomorpha*, che meglio di altri riuscivano ad adattarsi ad ambienti instabili e substrati grossolani; la colorazione scura delle peliti suggerisce inoltre scarsità di ossigeno, fattore che avrebbe contribuito a rendere ancor più inospitale il fondale marino.

**Membro di Poggio Belvedere:** tre delle sezioni di seguito descritte (Pianello, Renali, e Maestà) sono facilmente raggiungibili percorrendo la S.P. 35 che da Cortona porta a Mercatale (tratto Montanare-Pierle) ed appartengono al membro intermedio del Macigno, Membro di Poggio Belvedere (CARG, 2006). Le buone esposizioni, le giaciture per lunghi tratti costanti, le associazioni di facies e, soprattutto, la notevole presenza di tracce fossili rendono quest'area e le relative sezioni tra le più significative e rappresentative di questo Membro. Nell'ultimo kilometro della SP. 35, prima di raggiungere Pierle, il Membro Poggio Belvedere (MAC<sub>2</sub>), in giacitura media

260/28, passa stratigraficamente al sottostante Membro di Molin Nuovo (MAC<sub>1</sub>) che a sua volta, proprio nei pressi di Pierle, passa alla sottostante Scaglia Toscana. Quest'ultimo passaggio non è ben esposto mentre quello tra MAC<sub>1</sub> e MAC<sub>2</sub> è marcato da una brusca diminuzione delle facies più potenti e grossolane ma soprattutto dalla comparsa di torbiditi carbonatiche generalmente poco spesse e intensamente bioturbate, oltre che da un generale incremento della componente carbonatica negli intervalli torbiditici. Rispettivamente nel settore centrale e in quello settentrionale dell'area indagata sono invece localizzate le sezioni di Sambuchella e M. Veriano le quali, pur affiorando per spessori ridotti e non sempre continui, sono interessanti dal punto di vista ichno-stratigrafico ed appartengono entrambe alla porzione sommitale del Membro di Poggio Belvedere.

#### *Sezione Pianello*

La sezione si trova lungo il versante sud-occidentale di Poggio della Croce ad una distanza di 4,5 km dall'abitato di Montanare, in direzione Pierle. La successione (Tav. 8, Fig. A) non presenta alcun tipo di affinità con sequenze *thickening/thinning* e/o *coarsening/fining upward*; anzi, l'andamento è piuttosto simmetrico, in quanto l'associazione di facies precedente e successiva agli intervalli arenacei più spessi è praticamente la stessa senza variazioni verticali di spessori e di granulometrie. La continua e monotona deposizione di facies arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee distali viene periodicamente interrotta da apporti in massa di materiale medio-grossolano che generano i banchi arenacei, arenaceo-microconglomeratici e i depositi disomogenei più o meno potenti. Circa il 27% dello spessore totale della sezione è oc-

cupato da intervalli arenacei in facies F5, F6, F8 e subordinatamente F4, mentre circa il 49% è rappresentato dalle facies F9a e F9b. Nella sezione in esame è stata inoltre riscontrata la più alta frequenza di *slurried beds* prodotti da *co-genetic debrite-turbidite*. Questi tipi di depositi occupano circa il 24% in spessore dell'intera sezione e sono distribuiti su sette strati di potenza tra i 30 cm e 1 m. Due di questi (metro 15 in Fig. 6) appartengono alla classe II, dato che l'intervallo intermedio, pur essendo molto ricco in matrice fangosa, non presenta inclusi pelitici, al massimo contiene inclusi arenacei sferici (Tav. 1, Fig. B), analogamente a quanto descritto per i depositi "type II" (Talling et al., 2004). Dei quattro rimanenti, tre (Tav. 1, Fig. A, C, E) rientrano nella Classe Ia, uno in quella Ic mentre non sono presenti strati con caratteristiche affini alla Classe Ib. La differenza più importante che distingue le classi Ib e Ia risiede nel fatto che in quest'ultima sono presenti brandelli di strati più o meno piegati e deformati che potrebbero conferire un carattere più prossimale rispetto alla classe Ib. Le analisi svolte nella Marnoso Arenacea (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi, 1981; Talling, 2001; Talling et al., 2004; Amy et al., 2005; Amy & Talling, 2006) evidenziano le variazioni laterali che si registrano sia perpendicolarmente che parallelamente alla direzione del flusso; nella fattispecie si passa dal "type I" delle zone relativamente più prossimali al "type II" di quelle più distali. L'organizzazione interna di questi strati, secondo l'ipotesi più plausibile, è funzione della distanza tra la zona in cui il flusso erode il substrato trasformandosi in *co-genetic debrite/turbidite* e la zona di sedimentazione che a sua volta influisce sull'entità del ritardo tra la deposizione della torbida basale e l'arrivo della debrite intermedia. L'asso-

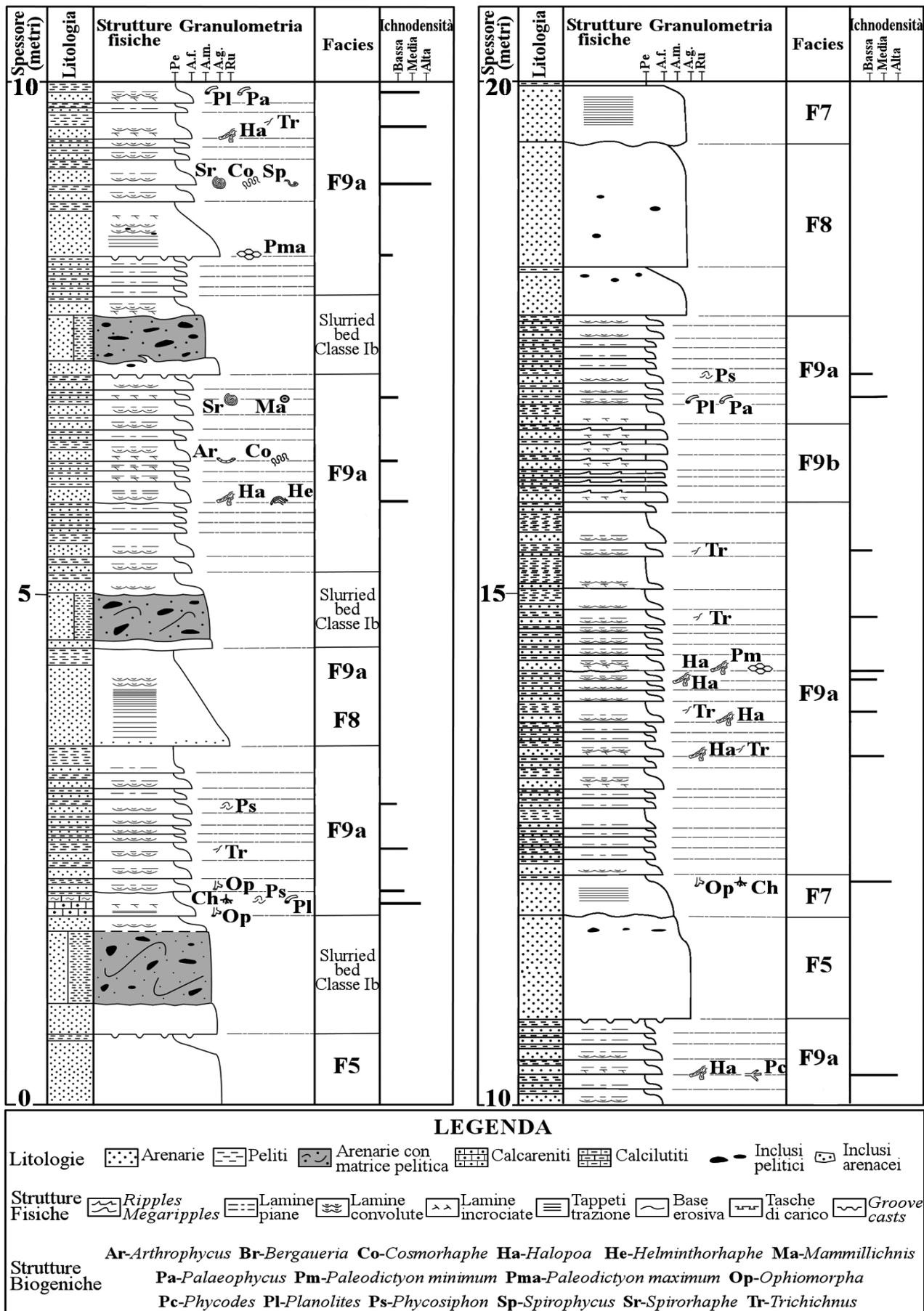
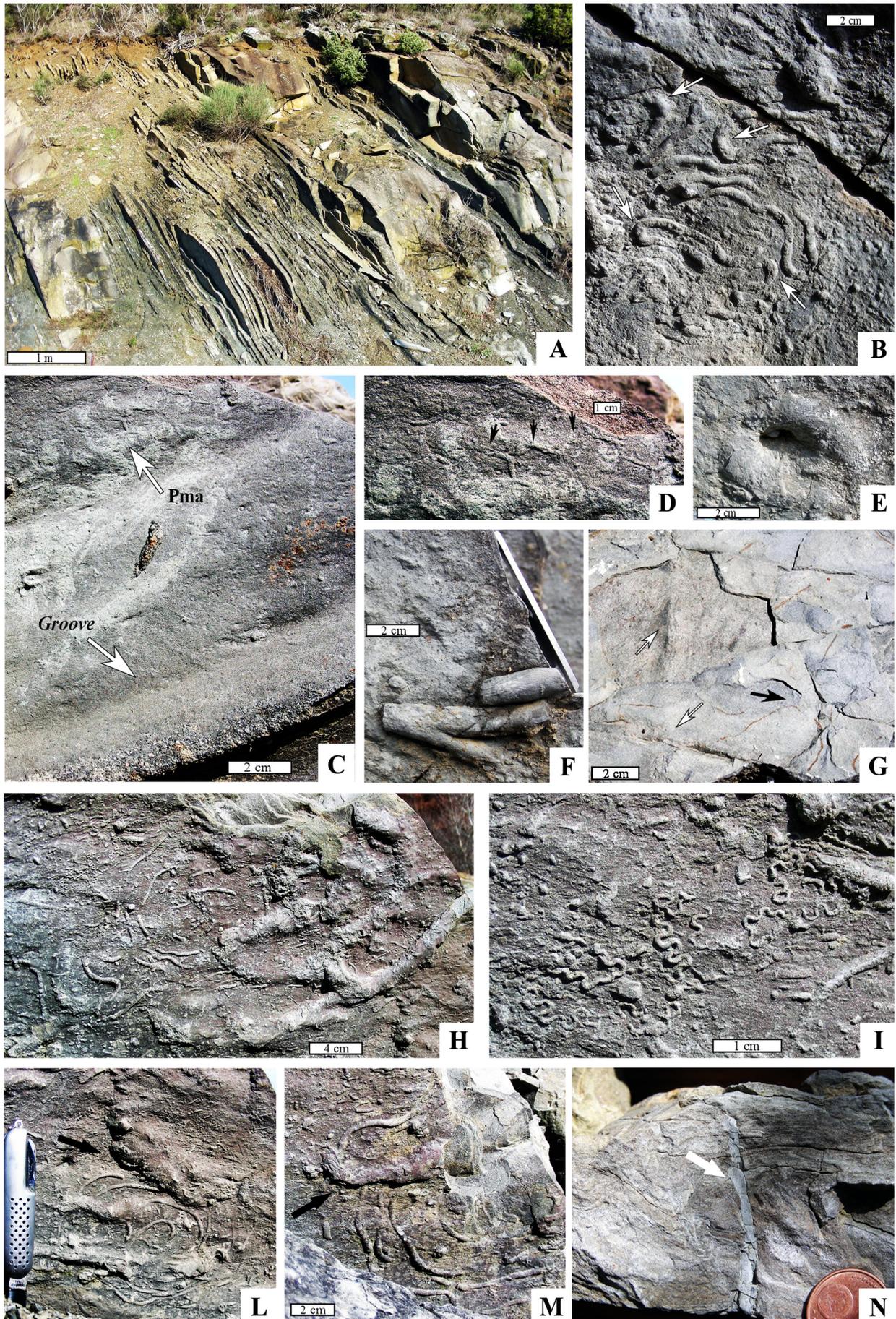


Fig. 7: Log ichno-stratigrafico, sezione Renali. Associazione di facies di intercanale, fan medio-esterno.

ciazione di facies che caratterizza la sezione in oggetto è riferibile ad un ambiente prossimale, probabilmente di base scarpata, tipo *inter-channel* di canali distributori attivi dove gli *shurried beds* si depositavano assieme alle facies di lobo interno. L'assenza di tracce fossili che caratterizza i depositi più grossolani (facies F4, F5, F6 e *shurried*) è molto probabilmente imputabile all'elevato tenore energetico che caratterizzava l'ambiente durante la deposizione e che lo rendeva sfavorevole sia alla colonizzazione da parte di organismi che alla preservazione di eventuali *burrows*. Ben diversa è la situazione per le facies fini (F9a/b) le quali, almeno in alcuni casi, mostrano un'ichnodensità molto elevata anche se il grado di preservazione non è sempre ottimale. Sicuramente l'ichnogenere più abbondante che caratterizza la sezione è *Halopoa*, nella fattispecie *Halopoa imbricata* (Tav. 8, Fig. B, C, D; cfr. Uchman, 1998, fig. 9), presente come hypichnia alla base di quasi tutti gli strati bioturbati. I piccoli solchi stretti e longitudinali, di forma irregolare e disposti parallelamente o a *chevron* sulla parete della traccia, rappresentano il carattere peculiare che permette di distinguere *Halopoa imbricata* dalle altre ichnospecie (*H. annulata* e *H. storeana*). L'ichnodensità più elevata si registra alla base di uno strato in facies F9b (Tav. 8, Fig. C) dove *Halopoa imbricata*, come accade anche per altri strati bioturbati in questa sezione, assume un carattere esclusivo, essendo l'unica presente sia a livello di ichnogenere che di ichnospecie. Fatta eccezione per *Halopoa*, che in linea di massima ha mantenuto intatte le morfologie che la caratterizzano, il grado di preservazione delle altre tracce non è molto elevato, specialmente per i grafogliptidi. Parziale, ad esempio, è la preservazione di *Spirorhapse* (o forse *Rotundusichnium*; Tav. 8, Fig.

H; cfr. Uchman, 1998, fig. 88) rinvenuta alla base di un sottile strato arenaceo-pelitico (facies F9a, sequenza Tce) in associazione con una particolare traccia *knob-shaped* probabilmente riferibile a *Bergaueria* (cfr. Uchman, 1998, fig. 3) e con *Halopoa imbricata*. Nella sezione è presente un altro esemplare appartenente alle strutture *knob-shaped*; questo però, a differenza del precedente, ha forma ovoidale leggermente più ribassata da un lato e si presenta sostanzialmente liscio in superficie; per queste caratteristiche potrebbe essere riferito a ?*Cardioichnus*. Per le caratteristiche si rimanda a lavori specifici su questo ichnogenere (Monaco et al., 2005; Monaco & Caracuel, 2007; Bernardi et al., 2010). Oltre a *Spirorhapse*, la presenza di grafogliptidi è molto bassa e riconducibile soltanto a *Desmograpton* (rinvenuto nei pressi della sezione), associato ad *Halopoa*, e *Paleodictyon minimum* (vedi diagramma morfometrico in Uchman, 1995, per singola ichnospecie), associato ad *Arthropycus strictus* (Tav. 8, Fig. F, G). Nell'intervallo pelitico-marnoso di alcuni strati, sempre in facies F9a, si registra la presenza di stringhe arcuate tipo *Phycosiphon* (Tav. 8, Fig. E) mentre in posizione stratinomica più profonda, al tetto della porzione arenacea, sono visibili piste tubolari, prive di strutture interne, caratterizzate da un riempimento litologicamente analogo alla roccia incassante e per questo riferibili a *Palaeophycus* (Tav. 8, Fig. I). In un ambiente tendenzialmente anossico l'arrivo di torbide diluite, ben ossigenate e ricche in nutrienti, favoriva la colonizzazione da parte di organismi opportunistici, che potevano produrre *Phycosiphon*, e di *deposit feeders* più profondi (*Palaeophycus*). L'ichnogenere più comune quale epichnion/endichnion è tuttavia *Trichichnus* (Tav. 8, Fig. L; cfr. Uchman, 1999,



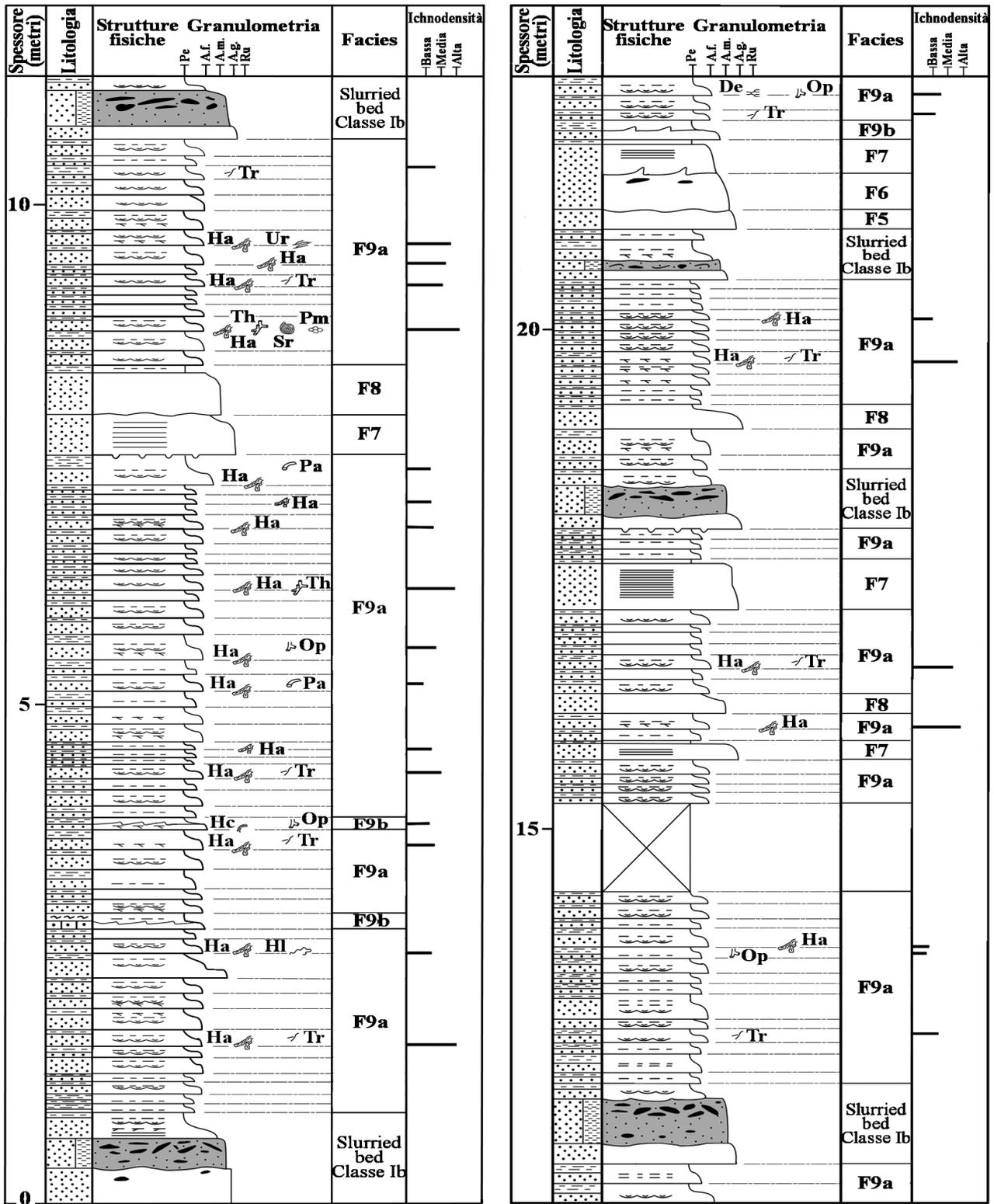
**Tavola 9**

Sezione Renali, facies di intercanale, scarpata inferiore. A) Porzione superiore dell'affioramento Renali con facies torbiditiche differenti. B) *Helminthorhapse*; notare l'ispessimento della stringa nei punti di massima curvatura (freccie). C) *Paleodictyon maximum* (Pma; freccia in alto) alla base di uno strato T<sub>b-e</sub> di Bouma dove sono presenti *groove casts* di notevoli dimensioni (freccia in basso). D) Dettaglio foto precedente. *Paleodictyon maximum*; le freccie indicano alcune celle allungate (*stretched*). E) *Mammillichnis cf. aggeris*. F) *Phycodes* parzialmente preservato. G) Associazione *Halopoa-Trichichnus*. H, L, M) Hypichnia alla base di uno strato T<sub>c-e</sub> di Bouma intensamente bioturbato. In H, L ed M tre esemplari di *Spirorhapse* più o meno disarticolati e tagliati da burrows più grandi riferibili a *Spirophycus* (freccie). I) Piccolo *Cosmorhapse*. N) *Ophiomorpha rudis* (freccia).

tav. 9, figg. 1-5), ben visibile grazie all'alone ferruginoso che circonda i *burrows* (Werner & Wetzel, 1982; MacBride & Picard, 1991). Rilevante dal punto di vista ichnologico è infine uno strato contouritico (Tav. 2, Fig. D, E), stratigraficamente posto circa 40 m sotto la base del log, simile ad una torbidite calcarea *sensu* Bruni & Pandeli (1980), il quale presenta una porzione inferiore di taglia arenitica (da media a silt) con lamine piano parallele o debolmente ondulate (T<sub>b-c</sub> di Bouma), e una porzione superiore calcareo-marnosa priva di strutture fisiche ma che mostra tracce di rimaneggiamento biogenico in tutto il suo spessore. Il contrasto cromatico tra il riempimento dei *burrows* e la roccia incassante permette infatti di apprezzare l'elevato grado di bioturbazione, anche se, essendo esposta la sezione perpendicolare al piano di strato, l'identificazione di queste tracce non è così ovvia. Il confronto con alcune strutture biogeniche su depositi di fan (Wetzel & Wijayananda, 1990; Wetzel & Bromley, 1994; Wetzel & Uchman, 1998; Wetzel, 2008) permette tuttavia di ricondurre a tre ichnogenieri: *Chondrites* in prevalenza, *Planolites* e forse anche *Phycosiphon* (Tav. 2, Fig. D, E).

**Sezione Renali**

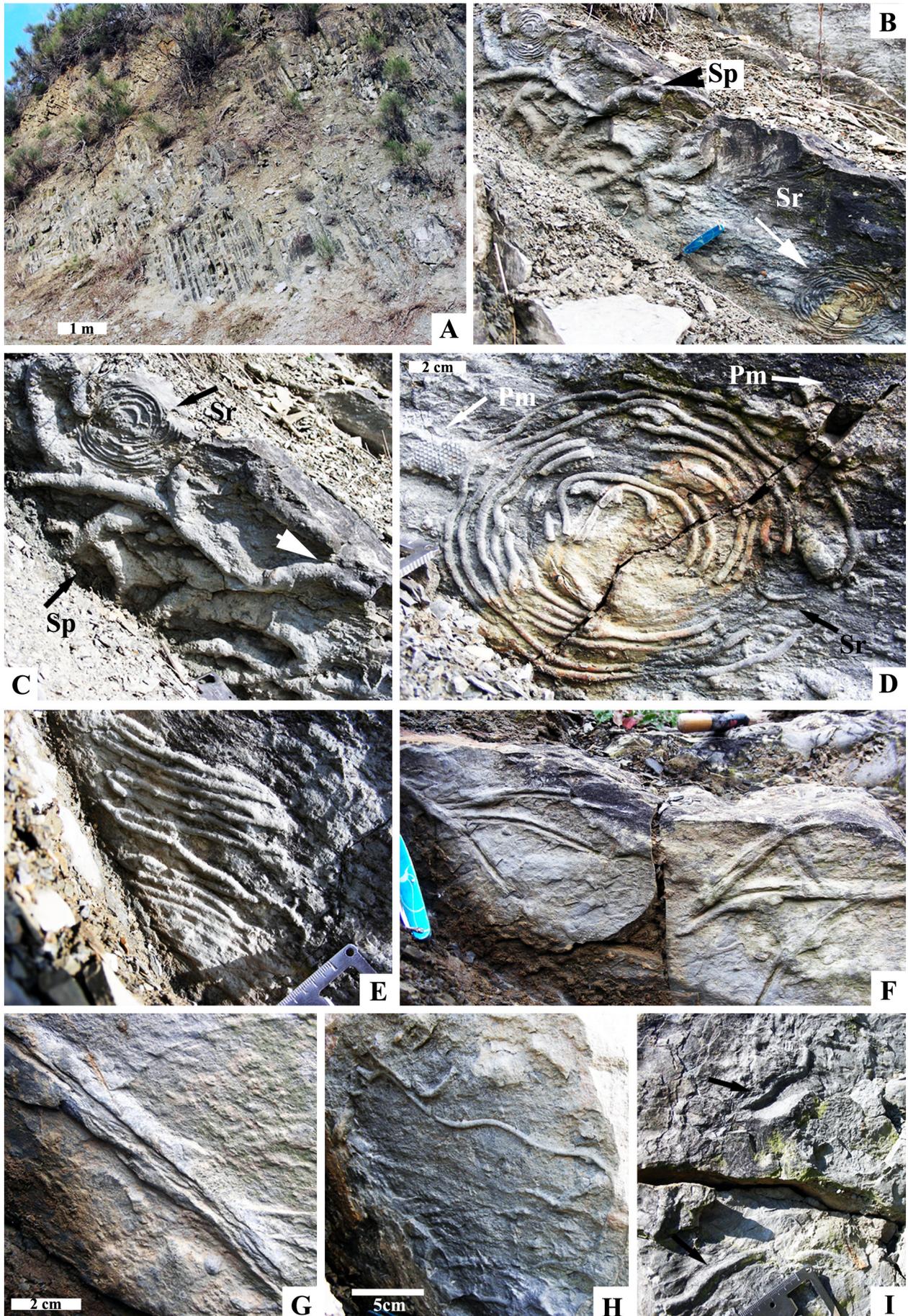
La sezione in esame (Tav. 9, Fig. A) è ben esposta lungo la S.P. 35, tratto Montanare-Pierle, a 2.1 km dall'abitato di Pierle. L'associazione di facies è molto simile a quella descritta per la sezione Pianello, con interruzioni meno frequenti di corpi arenaceo-grossolani, arenacei e arenaceo-pelitici potenti (F5, F7, F8 e *shurried beds*) rispetto agli intervalli costituiti da facies pelitico-arenacee e arenaceo-pelitiche fini (F9a/b), che infatti occupano circa il 65% dello spessore dell'intera sezione contro il 49 % della sezione Pianello. Questo dato, che quantomeno indica una maggiore stabilità e monotonia dell'ambiente deposizionale, si rispecchia in modo abbastanza significativo nel contenuto ichnologico che, grazie al maggior sviluppo di grafogliptidi, mostra una ichnodiversità più elevata. *Halopoa* rimane comunque l'ichnogenere più abbondante e può assumere carattere esclusivo oppure, più frequentemente, essere associata a *Trichichnus*. In quest'ultimo caso si sviluppa un *tiering* per cui *Halopoa* occupa le posizioni stratinomiche hypichnion ed endichnion, mentre *Trichichnus* quella di endichnion/epichnion (Tav. 9, Fig. G). La posizione stratinomica di questo ichnogenere tuttavia varia a seconda delle condizioni di sedimentazione, occupando in certi casi il *tier* più profondo (Scaglia Bianca, Monaco et al., in press). Nella sezione sono presenti anche associazioni *Halopoa*-grafogliptidi, questi ultimi riconducibili a *Helminthorhapse*, *Spirorhapse* e *Paleodictyon*. *Paleodictyon*, grafogliptide comune in quasi tutte le sezioni analizzate, è presente sia come *P. minimum*, associato ad *Halopoa*, che come *P. maximum* (Tav. 9, Fig. C, D), quest'ultimo rinvenuto alla base di uno strato in facies F9a (sequenza T<sub>b-e</sub> di Bouma), spesso 50 cm e con *grooves* orien-



LEGENDA

- Litologie: Arenarie, Peliti, Arenarie con matrice pelitica, Inclusi pelitici, Inclusi arenacei
- Strutture fisiche: Ripples, Megaripples, Lamine piane, Lamine convolute, Lamine incrociate, Tappeti di trazione, Tasche di carico, Groove casts
- Strutture biogeniche: De-Desmograption, Ha-Halopoa, He-Helicolithus, HI-Helminthopsis, Op-Ophiomorpha, Pa-Palaeophycus, Pm-Paleodictyon minimum, Sr-Spirorhaphe, Tr-Trichichnus, Ur-Urohelminthoida

Fig. 8 – Log ichno-stratigrafico, sezione Maestà. Associazione di facies di lobo esterno/frangia di lobo.



**Tavola 10**

Sezione Maestà, facies di lobo esterno, frangia di lobo, base scarpata. A) Porzione inferiore dell'affioramento Maestà a strati sottili e rogolari. B) Ichnodensità e Ichnodiversità molto elevate alla base di uno strato in facies F9a a *Spirorhapse* (Sr) e *Spirophycus* (Sp). C) Dettagli foto B; *Spirorhapse* (Sr) e *Spirophycus* (Sp) dalla caratteristica rugosità esterna e con il *false branching*. D) Dettaglio foto B; Due esemplari di *Paleodictyon minimum* (Pm), di cui uno (in alto a sinistra) parzialmente obliterato da *Spirorhapse* (Sr). E) *Urohelminthoida dertonensis* (notare le appendici e la geometria dei punti di massima curvatura). F) *Halopoa* preservata come *Fucusopsis*. G) *Halopoa imbricata* con parziale preservazione *Fucusopsis* (il solco centrale diventa più definito e profondo nella parte alta della foto). H) Hypichnia/endichnia probabilmente riferibile all'ichnogenere *Helminthopsis* (lunghezza traccia 15 cm). I) *Ophiomorpha* (epichnia) al tetto di un sottile intervallo arenaceo.

tati NNW-SSE (giaciture: strato 50/70, *grooves* 330/7). Anche se il grado di preservazione è molto basso, è possibile notare come le celle siano fluitate (Monaco, 2008), ossia allungate, lungo la direzione di scorrimento del flusso (non necessariamente torbido). La densità più alta di grafogliptidi, tuttavia, si registra alla base di uno strato (Tav. 9, Fig. H, I, L, M) spesso 25 cm in facies F9a (Tc-e di Bouma), avente rapporto arenaria/pelite di 1:1 e molto ricco in muscovite, dove anche l'ichnodiversità, in relazione al resto della sezione, è molto elevata. L'ichnogenere più abbondante in questo strato (almeno 5/6 esemplari) è una forma spiralata ascrivibile a *Spirorhapse involuta* (cfr. Uchman, 1998). La difficoltà nella classificazione è sia dovuta al fatto che tutti gli esemplari sono incompleti, soprattutto nella parte centrale (molto importante per distinguere *Spirorhapse* da *Rotundusichnium*), che alla disarticolazione della spira, in alcuni punti veramente molto intensa e probabilmente dovuta all'azione combinata di agenti fisici e biologici. L'obliterazione indotta dall'intrusione di altri organismi tracciatori (*bulldozing effect*), produttori di *burrows* ben

più grandi di *Spirorhapse*, e almeno in un caso riferibili a *Spirophycus* (cfr. Uchman, 1998, fig. 86A) è ben osservabile in questa sezione (Tav. 9, Fig. H, L, M). L'intensa bioturbazione del sedimento è dimostrata anche da numerose tracce di piccole dimensioni, tra le quali spicca una struttura organizzata in due ordini di meandri (Tav. 9, Fig. I) ascrivibile a *Cosmorhapse gracilis* (cfr. Uchman, 1999). Nella sezione è inoltre presente, alla base di uno strato F9a (Tc-e di Bouma) densamente bioturbato ad *Halopoa*, l'unico esemplare di *Phycodes* (Tav. 9, Fig. F; cfr. Uchman, 1998) rinvenuto nell'intera area di studio. Sempre come hypichnion, alla base di un sottile strato laminato Tc-e di Bouma e in associazione con un esemplare di *Spirorhapse* mal preservato, va segnalata una particolare struttura circolare (Tav. 9, Fig. E), caratterizzata da un anello esterno in rilievo (diametro anello 1.5 cm) e cavo nella parte centrale, che tende a restringersi come una sorta di imbuto (diametro cavità centrale: max. 2 cm, min. 0.7 cm). Nella zona più depressa, e quindi più stretta, si nota inoltre una piccola protuberanza tipica di *Mammilichnis aggeris* (cfr. Uchman, 1999). Anche se l'origine non è ancora del tutto chiara, molto probabilmente *Mammilichnis aggeris* è una bio-struttura post-deposizionale e rappresenta la porzione superiore di un sottile *burrow* verticale o sub-verticale la cui terminazione a forma di imbuto, prodotta attivamente dall'organismo tracciatore, potrebbe aver funzionato come trappola per favorire la cattura di potenziali prede; oppure potrebbe essere una traccia di stazionamento (*resting trace*). Tra le tracce epichnia/endichnia le più comuni sono invece rappresentate da piccole stringhe riferibili a *Phycosiphon*. *Planolites* e *Chondrites* sono invece gli ichnogenere più abbondanti all'interno

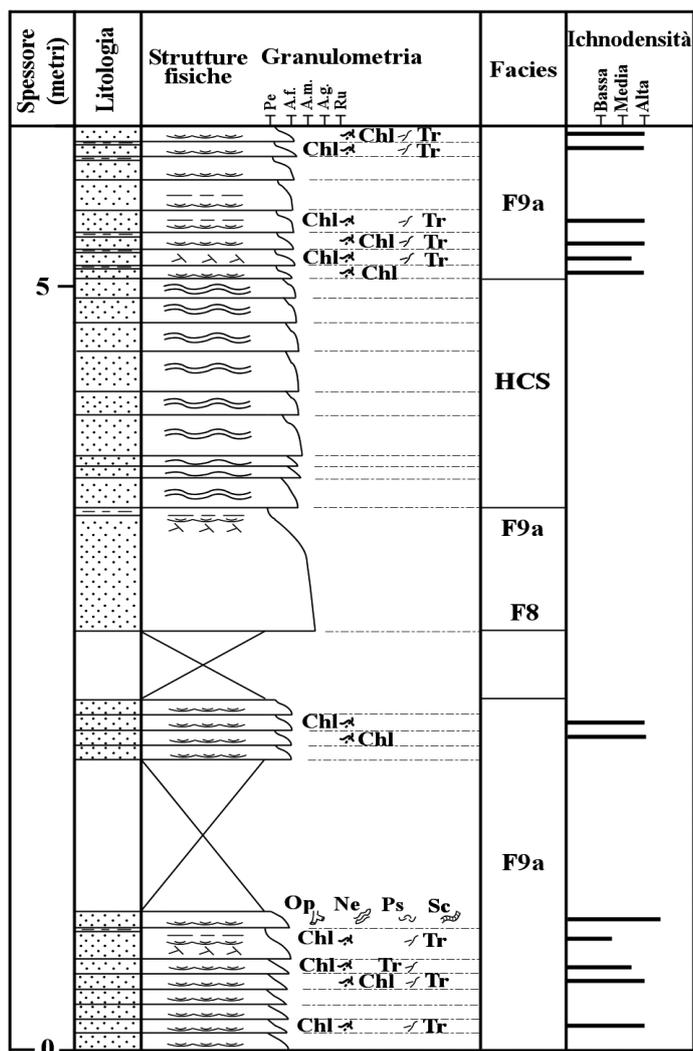


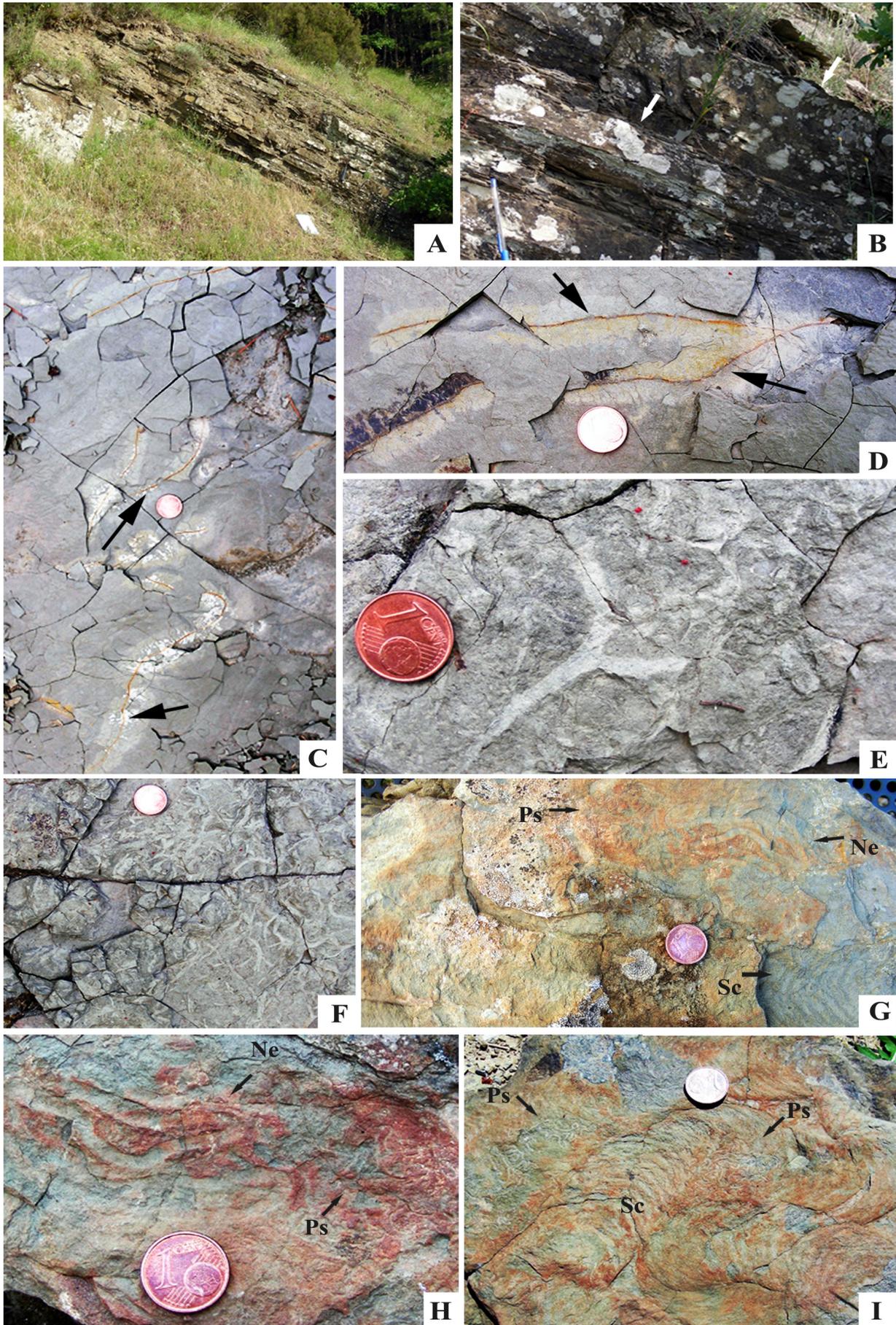
Fig. 9: Log ichno-stratigrafico, sezione Sambuchella. Facies di piana di bacino.

dell'intervallo calcareo-marnoso di una sottile contourite. Degne di nota sono infine delle tracce endichnia-crossichnia a sviluppo verticale e sub-orizzontale, alcune ascrivibili ad *Ophiomorpha rudis* (Tav. 9, Fig. N), che attraversano in più casi i sottili intervalli arenacei laminati, ben visibili ancora una volta grazie al contrasto litologico tra le arenarie grigie, molto fini e ricche in muscovite del materiale circostante e le peliti marnose verdastre del riempimento dei burrows. Completamente sterili sono invece gli strati con intervallo centrale disomogeneo, cui non fanno eccezione i tre *slurried beds* della sezione in esame; le direzioni dei flussi che hanno generato questi depositi, ottenute dalla misurazione di *groove casts* alla base di due di essi,

sono completamente identiche a quelle degli altri strati torbidity con orientazioni NNW-SSE.

#### Sezione Maestà

Localizzata sempre lungo la S.P. 35, proseguendo in direzione Pierle a circa 5 km dall'abitato di Montanare, la sezione (Tav. 10, Fig. A) è riferibile alla porzione superiore del Membro Poggio Belvedere. L'associazione di facies testimonia un ambiente deposizionale più monotono con tenori energetici più bassi rispetto a Renali (ci avviciniamo alla piana di bacino). Le facies medio-grossolane (F7, F8), in spessori che non superano i 50 cm, tendono a sostituire quelle più grossolane (F5, F6), che infatti occupano solo l'uno per cento dello spessore dell'intera sezione.



**Tavola 11**

Sezione Sambuchella, piana di bacino. A) Intervallo con strati ad HCS. B) Dettaglio foto precedente; notare le ondulazioni al tetto degli intervalli arenacei (freccette). C-D) *Trichichnus* a sviluppo prevalentemente orizzontale con possibili ramificazioni (D); notare l'alone biancastro-ocraceo che circonda i burrows. E-F) *Chondrites-like structures* al tetto di sottili strati con sequenza Ted di Bouma; al centro in E traccia ramificata (*Thalassinoides*). G) Associazione epichnia con *Phycosiphon* (Ps), *Nereites* (Ne) e *Scolicia* cf. *vertebralis* (Sc); la freccia in basso indica la geometria tipo *chevron* dei menischi interni a *Scolicia*. H) Dettaglio foto precedente: *Nereites* (Ne) e *Phycosiphon* (Ps). I) Porzione sommitale dello stesso strato riportato in foto G ed H intensamente bioturbato a *Scolicia* (Sc) e *Phycosiphon* (Ps) (entrambi epichnia) con quest'ultimo ichnogenere che si imposta su *Scolicia*.

ne. Gli *slurried beds* hanno intervalli centrali meno spessi rispetto alle due precedenti sezioni e soprattutto tendono ad avere un'organizzazione interna che permette di classificarli tutti e cinque nella Classe Ic. Questi depositi torbiditico/debitrici, infatti, indicano flussi meno energetici, con una capacità erosiva più bassa che si riflette in un intervallo intermedio in cui il materiale fine è concentrato prevalentemente in inclusi pelitico-marnosi, anche di notevoli dimensioni, nella porzione superiore dell'intervallo e tende a perdere l'aspetto disomogeneo e deformato che lo contraddistingue (Tav. 1, Fig. H). La distribuzione delle tracce, concentrate nella porzione inferiore dell'affioramento, e delle relative ichnoassociazioni è molto simile a quella rinvenuta nella sezione Renali, interessando quasi esclusivamente gli strati in facies F9a e con *Halopoa* sempre come ichnotaxon dominante, che può trovarsi in associazione a grafogliptidi (*Spirorhapse*, *Urohelminthoida*, *Pa-leodictyon* ed *Helicolithus*), a non grafogliptidi, nella fattispecie *Spirophycus* (forse *S. bicornis*) ed *Helminthopsis*, oppure assumere carattere esclusivo. Molto interessante è l'associazione *Spirorhapse* - *Spirophycus* che è eccezionale in

questa sezione, probabilmente la meglio conservata di tutto l'Appennino settentrionale. In particolare *Spirophycus* cf. *bicornis* presenta la tipica rugosità esterna e mostra una disposizione orizzontale con *false branching* che può indurre a confondere questo ichnogenere con *Thalassinoides*. Il grado di preservazione dei grafogliptidi, e non solo, è sicuramente più alto rispetto a Renali, a conferma di un ambiente che tende ad essere più stabile e tranquillo, con variazioni del tasso di sedimentazione e della capacità erosiva dei flussi relativamente poco importanti. Nella maggior parte dei casi *Halopoa*, nella fattispecie *H. imbricata*, mostra gli stessi caratteri morfologici descritti nelle precedenti sezioni che sono il risultato di una particolare tecnica di riempimento del *burrow* (vedi asterosomidi, Seilacher, 2007): l'animale stressando radialmente il materiale lungo le pareti della traccia, sottoponeva lo stesso a sforzi tali da indurre la formazione di microfratture parallele all'asse di allungamento della pista o addirittura di importanti rotture longitudinali. Quest'ultimo processo, indicato come *Fucusopsis preservation* (Seilacher, 2007), si verifica preferenzialmente in substrati semi-consolidati e la porzione centrale del *burrow* viene sostituita, totalmente (Tav. 10, Fig. F) o parzialmente (Tav. 10, Fig. G), da un solco avente bordi irregolari. Animali tipo vermi, in grado di espandere il loro corpo, e crostacei, che con il loro carapace potevano esercitare pressione sulle pareti interne del *burrow*, sono i possibili *trace-markers* responsabili di *Halopoa* (Uchman, 1998; Seilacher, 2007). Tra le tracce epichnia-endichnia, invece, *Trichichnus* rimane l'ichnogenere più comune (analogamente alle sezioni Pianello e Renali) ed è spesso associato ad *Halopoa*, con quest'ultima che occupa i *tiers* più profondi. Dal punto di vista stratigrafico,

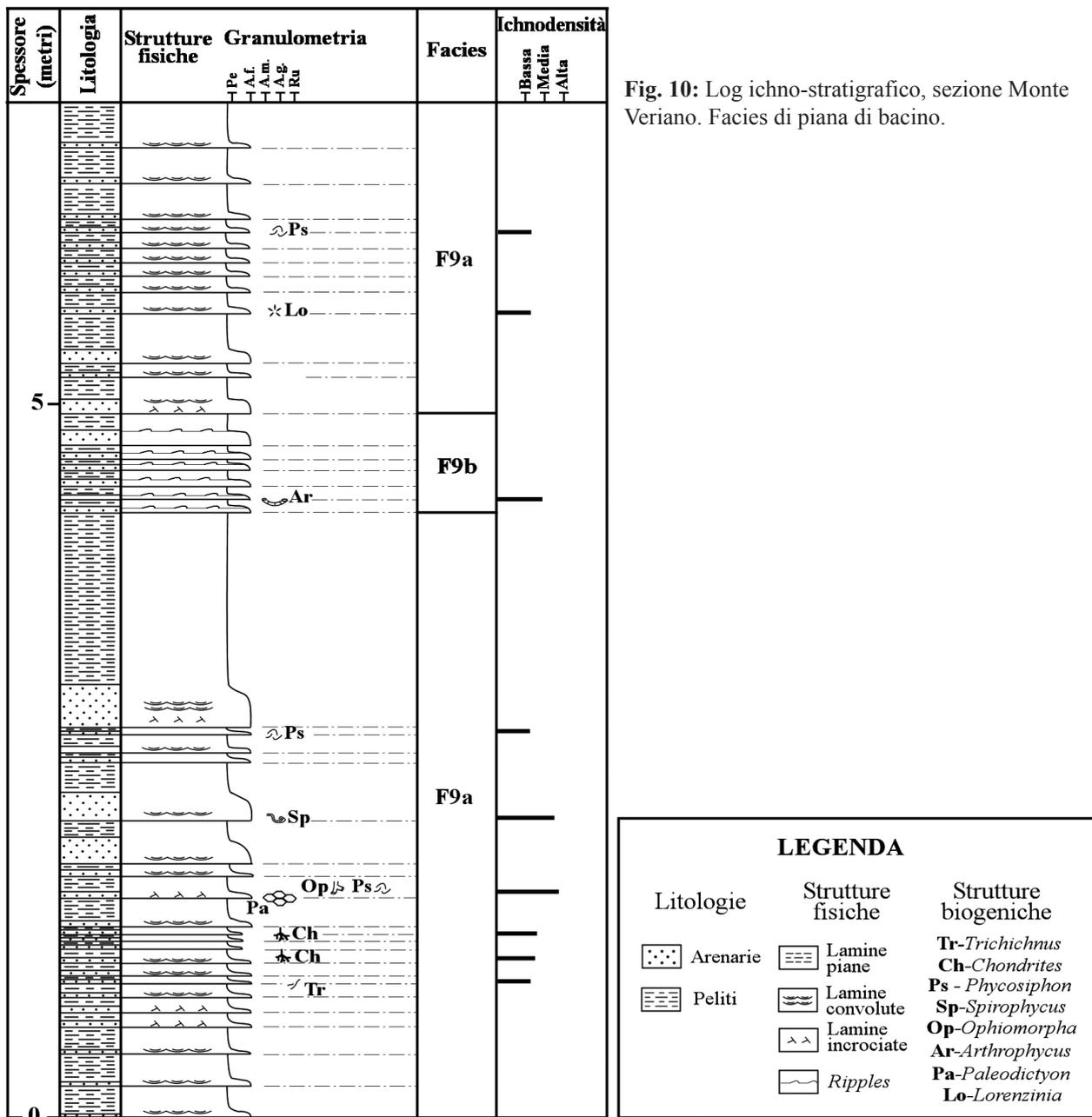


Fig. 10: Log ichno-stratigrafico, sezione Monte Veriano. Facies di piana di bacino.

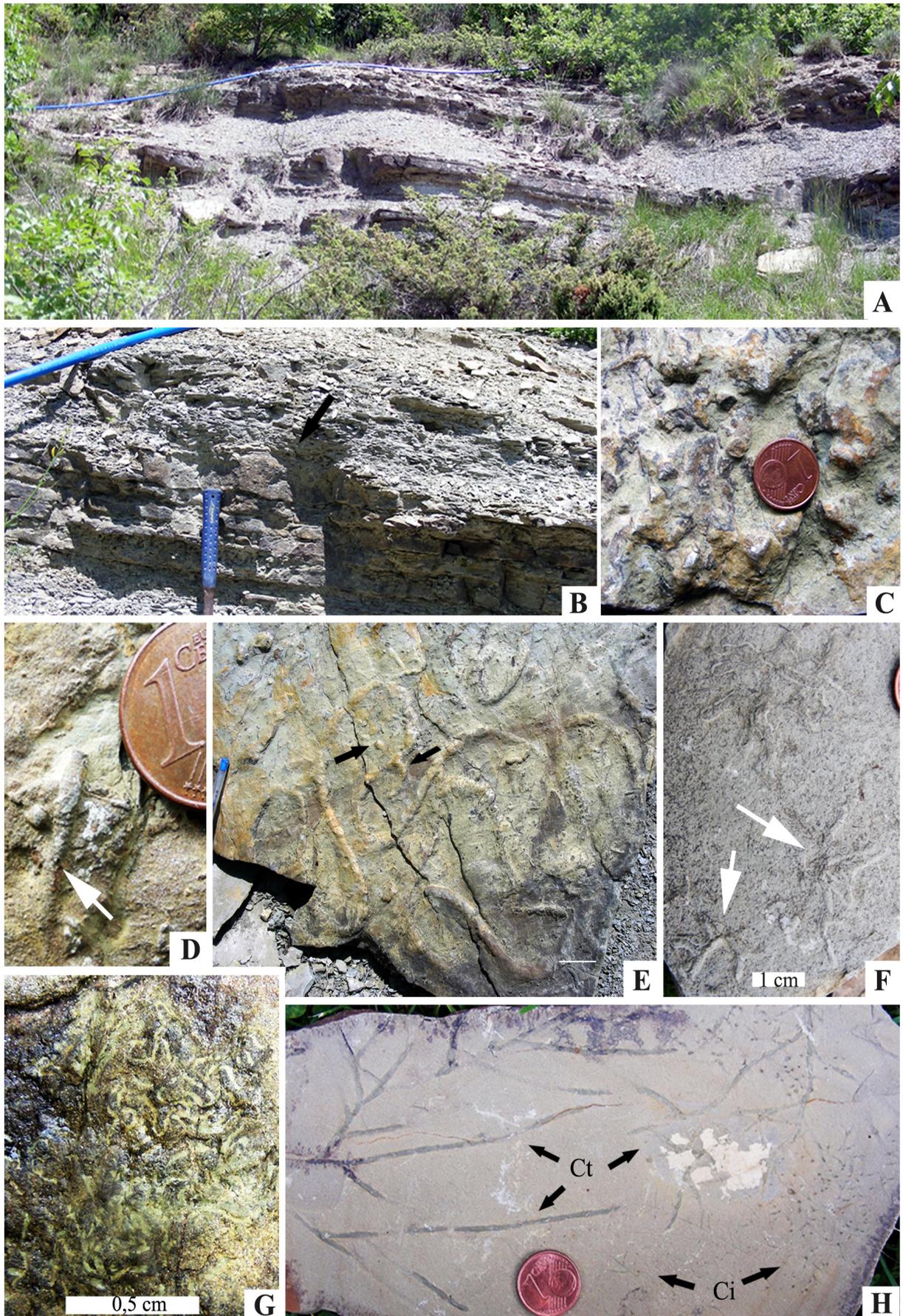
l'ichnogenere più ubiquitario rinvenuto nella sezione è sicuramente *Ophiomorpha*, presente sia come hypichnia, associato ad una traccia mal preservata e probabilmente riferibile a *Desmograpton*, che come endichnia all'interno degli intervalli pelitico-marnosi e siltosi, oppure al passaggio arenaria/pelite di strati con sequenza T<sub>c-e</sub> di Bouma.

Sezione Sambuchella

La sezione è localizzata lungo la S. P. 34

Tavola 12

Sezione M. Veriano, piana di bacino. A) Porzione intermedia della sezione di M. Veriano. B) Strati in facies F9b; notare i ripples asimmetrici al tetto delle porzioni arenacee (freccia). C) *Lorenzina* alla base di uno strato arenaceo in facies F9a. D) Tunnel di *Arthrophyucus* in cui sono visibili le sottili barrette trasversali. E) Burrows riconducibili a *Gordia marina* (hypichnia) con i tipici loops (freccie). F) Strutture lobate con spreiten interni e un canale marginale, più chiaro, esterno. G) *Phycosiphon incertum* (epichnia) al tetto di un sottile intervallo arenaceo. H) *Chondrites targionii* (Ct) e *Chondrites intricatus* (Ci) come epichnia/endichnia in un sottilissimo intervallo arenaceo fine; di *Chondrites intricatus* (Ci) sono prevalentemente visibili le sezioni trasversali dei pozzetti verticali o sub-verticali.



(Cortona-S. Leo Bastia, in direzione S. Leo Bastia) a circa 1 km dall'abitato di Portole ed appartiene alla porzione sommitale del Membro di Poggio Belvedere. Il limite stratigrafico con il sovrastante Membro di Lippiano è compreso tra la sezione Sambuchella e la sezione Portole, anche se la copertura vegetale ne impedisce una diretta osservazione in affioramento. La stessa sezione Sambuchella, interessante dal punto di vista ichtnologico-sedimentologico, affiora per uno spessore limitato e discontinuo sia a causa della copertura vegetale che della giacitura (220/40) a franapoggio degli strati. L'associazione di facies è costituita per il 55 % da strati in facies F9a (sequenze di Bouma *base missing*,  $T_{cd}$  e  $T_{c-e}$ ); gli intervalli laminati  $T_c$  e  $T_d$  sono i più frequenti, mentre le porzioni pelitiche sommitali ( $T_e$ ) sono spesso erose e, quando presenti, non superano i 2 cm di spessore. L'unico caso in cui la granulometria delle arenarie raggiunge taglie medio-grossolane è rappresentato da un intervallo in facies F8 spesso circa 60 cm, massivo e privo di evidenti segni di bioturbazione, che tuttavia al tetto diventa laminato e gradato fino a taglie pelitiche (facies F9a). Sopra lo strato F8/F9a si susseguono otto strati arenaceo-siltitici molto particolari, per uno spessore complessivo di 1,5 m. La peculiarità di questi otto strati (Tav. 11, Fig. A-B) è legata alla presenza di una laminazione incrociata a basso angolo tipo *hummocky cross stratification* a piccola scala (Prave & Duke, 1990). La laminazione ad *hummocky* (HCS) è apprezzabile nella porzione superiore, siltitica, degli strati mentre in quella basale, arenacea fine, è apprezzabile solo negli ultimi centimetri sommitali, anche se la presenza di muschi e licheni maschera la superficie esposta degli strati. Il tetto della porzione arenacea è inoltre modellato a “*ripples* simmetri-

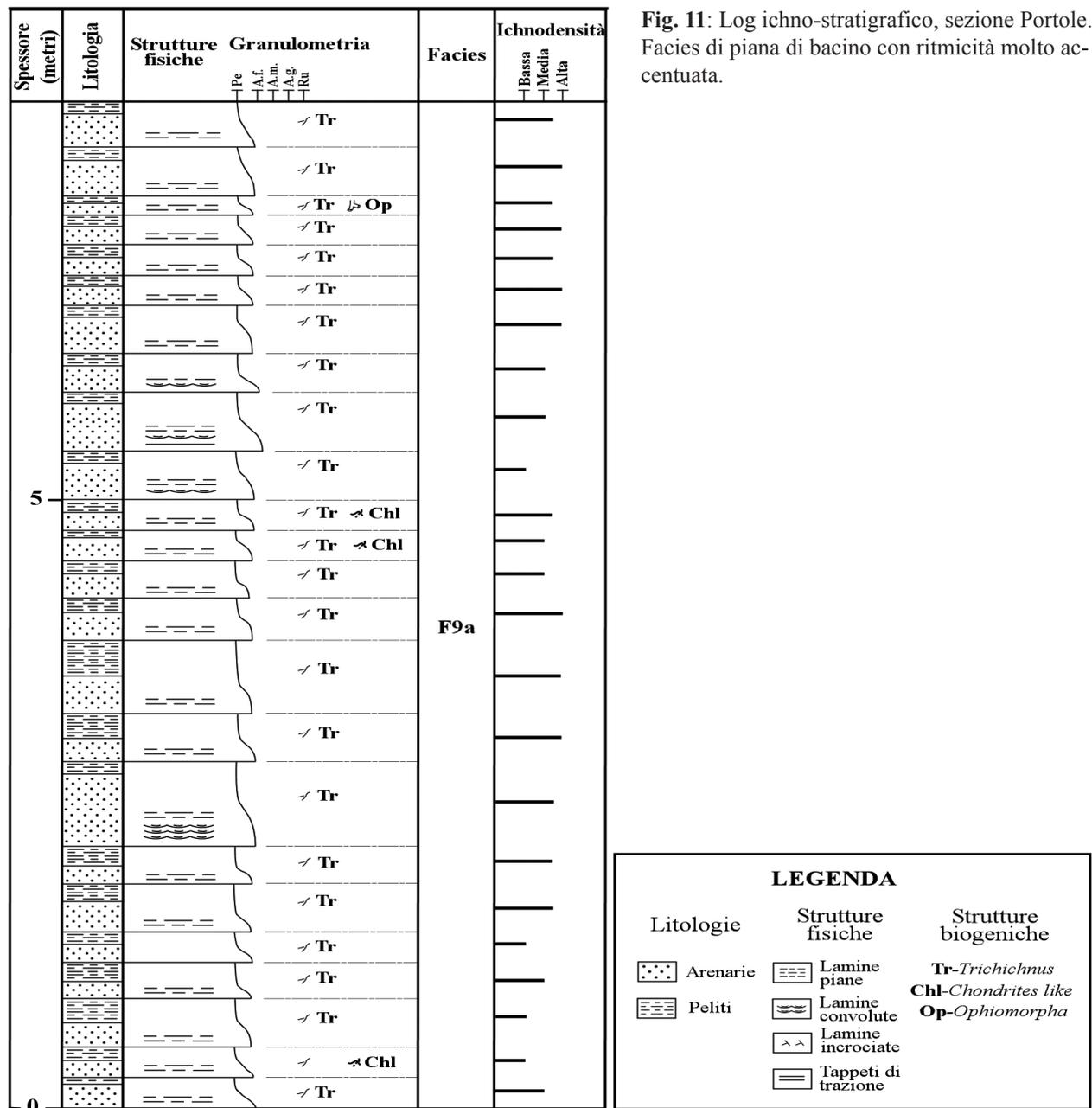
ci” (Tav. 11, Fig. B) aventi lunghezza d'onda compresa tra i 10 e i 20 cm mentre la superficie basale si presenta piana o debolmente ondulata. L'esposizione di questo intervallo ad HCS (vengono esposte solo le superfici perpendicolari ai piani degli strati) non permette una valutazione completa della presenza o meno di tracce fossili che tuttavia, per quanto visibile, sembrano essere assenti. Un'intensa bioturbazione interessa invece i sottili strati in facies F9a con tracce fossili esclusivamente post-deposizionali e concentrate, come epichnia/endichnia, nella porzione superiore arenaceo-siltitica. I principali ichtnogeni rinvenuti nella sezione sono rappresentati da *Trichichnus*, *Phycosiphon*, *Scolicia* e *Nereites*, a cui si aggiungono delle forme genericamente indicate come *Chondrites-like branched structures*. L'ichnoassociazione più comune è quella costituita da *Trichichnus-Chondrites* che infatti è presente nell'85% degli strati bioturbati in facies F9a. I produttori di *Trichichnus* sono probabilmente riconducibili a chemio-simbionti come nel caso di *Chondrites* (Uchman, 1995), anche se la chemiosimbiosi non è provata per questo ichtnogenere e i tracciatori non sono ancora conosciuti (Uchman, 2007). Negli attuali sedimenti profondi a grana fine del Mar del Nord sono stati tuttavia osservati vermi sipunculidi del genere *Golfingia* responsabili di *burrows* stretti e allungati paragonabili a *Trichichnus* (Romero-Wetzel, 1987). Altri autori (MacBride & Picard, 1991) suggeriscono inoltre che *Trichichnus* è una traccia più opportunistica rispetto a *Chondrites* in quanto riesce a spingersi a profondità più elevate, in sedimenti molto poveri di ossigeno (Monaco et al., in press). Questa ipotesi trova riscontro anche nella sezione in esame dove dal punto di vista stratinomico *Trichichnus* colonizza la por-

zione arenacea fine-siltitica ( $T_{cd}$  di Bouma) dei sottili strati in facies F9a, mentre tracce simili a *Chondrites* si trovano nella porzione siltitica immediatamente superiore ( $T_d$  di Bouma). Le tracce simili a *Chondrites*, denominate appunto *Chondrites-like*, in realtà, pur avendo geometrie e ramificazioni che in alcuni casi (Tav. 11, fig. E) rimandano alle strutture tipiche di *Chondrites*, mostrano sostanziali differenze rispetto a questo ichnogenere che ne impediscono una precisa classificazione; le principali differenze risiedono nel fatto che i *tunnels* hanno limiti spesso sfumati e irregolari oltre ad un aspetto complessivo decisamente meno rigoroso e organizzato (Tav. 11, Fig. F). Le altre tracce presenti nella sezione, nella fattispecie *Scolicia*, *Phycosiphon* e *Nereites* (Tav. 11, Fig. G), sono tutte concentrate, come epichnia, al tetto di un sottile intervallo arenaceo fine ( $T_c$  di Bouma) e costituiscono una ichnoassociazione molto particolare e unica in tutta l'area indagata. *Scolicia* (Tav. 11, Fig. G, H-I; cfr. Uchman, 2001, tav. 9, figg. 5, 6, 8) è una traccia fossile sinuosa, meandrante e meniscata che tende a rielaborare intensamente una determinata area creando piste molto ravvicinate o addirittura sovrapposte e intersecanti. Nei campioni esaminati il diametro della traccia è compreso tra i 3.5 e i 4 cm mentre i menischi interni hanno ampiezza di circa 2 mm e, quando meglio preservati, mostrano geometrie a *chevron*. Anche *Nereites*, nell'ichnospecie *N. irregularis* (Tav. 11, Fig. G-H; cfr. Uchman, 1998, fig. A), è una traccia meandrante, con meandri stretti e ravvicinati che tendono ad avvolgersi; il diametro del *burrow* è di circa 3 mm e l'altezza dei meandri è compresa tra i 4.5 e i 5 cm. *Phycosiphon* (Tav. 11, Fig. G, H-I; cfr. Uchman, 1999, tav. 15, figg. 6 e 7) ha dimensioni ancora più ridotte rispetto

a *Nereites* (diametro non superiore millimetro) e, quando presente, rielabora in modo intenso il sedimento sovrapponendosi, in alcuni casi, a *Scolicia*.

#### Sezione Monte Veriano

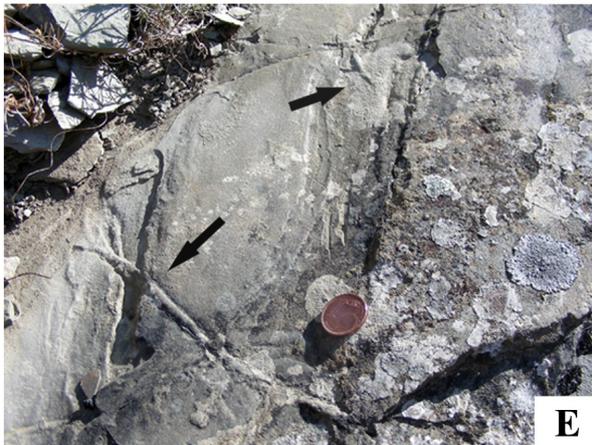
La sezione (Tav. 12, Fig. A) è localizzata lungo il versante sud-orientale di Monte Veriano (circa 8 km ad ovest di Monterchi), in prossimità della sella morfologica compresa tra Monte Veriano e Monte Bisciaio. Dal punto di vista strutturale la sezione appartiene al blocco di letto del sovrascorrimento a geometria arcuata e con convessità orientale che passa per la sella morfologica di genesi tettonica sopra citata e che si imposta all'interno del membro di Poggio Belvedere ( $MAC_2$ ). Nei pressi della sezione la presenza di importanti deformazioni compressive è segnalata da aree brecciate, pieghe prevalentemente a vergenza orientale improvvisi cambi giacitureali, tutti fattori che, insieme alla copertura vegetale, limitano la continuità stratigrafica degli affioramenti. Lo spessore indagato, non affetto da deformazioni, è infatti limitato a circa 7 m ed è costituito quasi esclusivamente da intervalli pelitico-arenacei in facies F9a (sequenze  $T_{c-e}$  di Bouma) che occupano il 90% dello spessore complessivo. Nella porzione medio-superiore della sezione, proprio al di sopra dello strato pelitico-arenaceo più potente, sono presenti almeno 5 strati in facies F9b (Tav. 12, Fig. B) spessi da 5 a 20 cm. Questi strati sono caratterizzati da un intervallo arenaceo basale di taglia medio fine con *ripples* asimmetrici al tetto che solo in un caso si presenta bioturbato, con tracce fossili hypichnia/endichnia (Tav. 12, Fig. D) molto affini all'ichnogenere *Arthropycus* (cfr. Uchman, 1998, fig. 4). Anche per gli strati pelitico-arenacei in



facies F9a le tracce in posizione hypichnia sono abbastanza rare e riconducibili a *Spirophycus*, *Gordia* e *Lorenzina* (Tav. 12, Fig. C) e *Paleodictyon*, localizzati alla base di tre diversi strati. *Gordia* (Tav. 12, Fig. E; cfr. Uchman, 1998, fig. 86) è costituito da tunnels abbastanza spessi (1-1.5 cm) ed ha rielaborato in modo intenso ed esclusivo la superficie basale esposta dello strato (circa 0.2 m<sup>2</sup>), entro la quale, pur non essendo ottima la preservazione, è possibile osservare i tipici *loops* (Tav. 12, Fig. E). Le tracce epich-

**Tavola 13**

Sezione Portole, facies di piana di bacino. A) Facies F9a e F9b; notare la ritmicità degli intervalli arenacei e pelitici. B) Intervallo arenaceo-pelitico con sequenza Tce di Bouma; notare le strutture da *dewatering* nella porzione inferiore dello strato (frecche). C-D) Strati pelitico-arenacei con sequenza Tde, a sottile laminazione piano parallela nella porzione basale arenacea fine dello strato (C). E) *Ophiomorpha rudis* al tetto di un sottile intervallo arenaceo laminato. F) *Trichichnus* (endichnia) a sviluppo verticale nella porzione intermedia di un potente intervallo pelitico-marnoso; notare l'intensa colorazione rosso ruggine che circonda e maschera il burrow. G-H) Tracce lineari e discontinue a sviluppo orizzontale e obliquo circondate da un alone ferruginoso riconducibili a *Trichichnus-like structures* (endichnia).



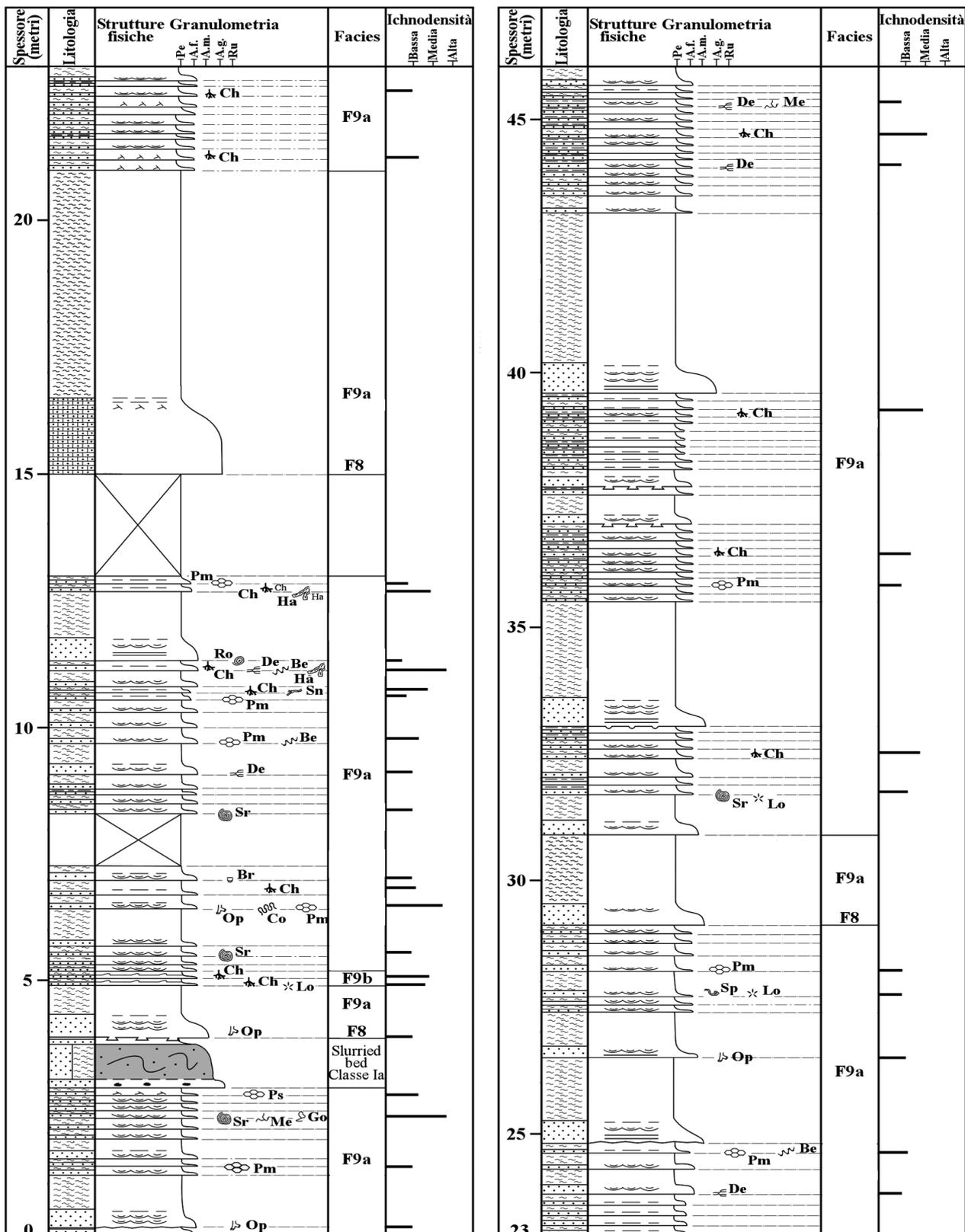
nia/endichnia che hanno rielaborato la porzione intermedia ed il tetto degli intervalli arenacei a grana fine sono più comuni di quelle hypichnia e costituiscono circa il 70 % delle tracce fossili totali rinvenute nella sezione. Nel sottile strato F9a che alla base presenta *Paleodictyon*, ad esempio, si sviluppa un *tiering* verticale che prevede appunto *Paleodictyon*, nell'ichnospecie *P. minimum* (vedi *tiers* in Uchman, 1995), come hypichnia, *Ophiomorpha* come endichnia e *Phycosiphon incertum* (Tav. 12, Fig. G; cfr. Uchman, 1999, tav. 15, figg. 6 e 7) come epichnia/endichnia. Anche la forma riportata in (Tav. 12, Fig. F) e rinvenuta come *full-rilief* al tetto di un sottile intervallo arenaceo laminato mostra caratteri molto affini all'ichnogenere *Phycosiphon*. La struttura lobata con sottilissimi, anche se poco preservati, *spreiten* interni e la presenza di un canale marginale ben distinguibile grazie al contrasto litologico/cromatico con il materiale circostante (più chiaro e più fine del materiale circostante) sono infatti le principali caratteristiche che permettono di attribuire, con discreta certezza, la forma sopradescritta all'ichnogenere *Phycosiphon*. Al tetto degli intervalli arenacei più sottili delle facies F9a sono abbastanza comuni, oltre a *Phycosiphon*, anche *Trichichnus* e *Chondrites*, quest'ultimo presente sia come *C. intricatus* che come ?*C. targionii* (Tav. 12, Fig. H).

**Membro di Lippiano.** Analogamente ai due sottostanti membri del Macigno, il Membro di Lippiano è distribuito lungo fasce strette e allungate, aventi orientazioni NNW/SSE, sostanzialmente parallele ai piani di sovrascorrimento principali. I migliori affioramenti di questo membro sono localizzati nella fascia più interna e possono essere facilmente osservati

percorrendo la S.P. 34 (Umbro-Cortonese) nel tratto compreso tra Castel Gilardi e Portole. La strada provinciale Umbro-Cortonese attraversa inoltre alcuni passaggi stratigrafici e strutturali molto interessanti: superato il centro storico di Cortona, in direzione S. Leo Bastia, si discende la serie e si attraversa il passaggio stratigrafico, parzialmente obliterato da tettonica, tra il Membro di Poggio Belvedere e il Membro di Molin Nuovo e successivamente, proprio in corrispondenza del nucleo abitato di Castel Gilardi, tra il Membro di Molin Nuovo e la porzione sommitale argillosa della Scaglia Toscana. Quest'ultima rappresenta il piano di scollamento del sovrascorrimento che porta alla sovrapposizione tettonica della Scaglia Toscana sul membro sommitale del Macigno (Membro di Lippiano). Il Membro di Lippiano affiora poi estesamente per quasi tutto il suo spessore con giacitura costante (220/30) e con una buona continuità verticale da poco prima della località I Salci fino a Portole, dove è appunto ubicata la sezione di Portole che verrà successivamente descritta. Da Portole fino a poche centinaia di metri dopo il Passo della Cerventosa si continua a discendere la serie, con passaggi stratigrafici in alcuni casi mascherati dalla copertura vegetale, fino a ritrovare nuovamente la Scaglia Toscana che ancora una volta si sovrappone tettonicamente al Membro di Lippiano. Proseguendo verso est i passaggi stratigrafici e tettonici si ripetono in modo sostanzialmente analogo fino a raggiungere i depositi quaternari del *graben* tiberino. Buone esposizioni del Membro di Lippiano sono osservabili anche lungo la S.P. 34 (versan-

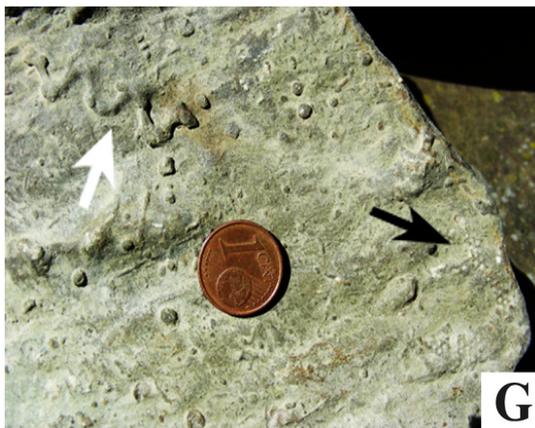
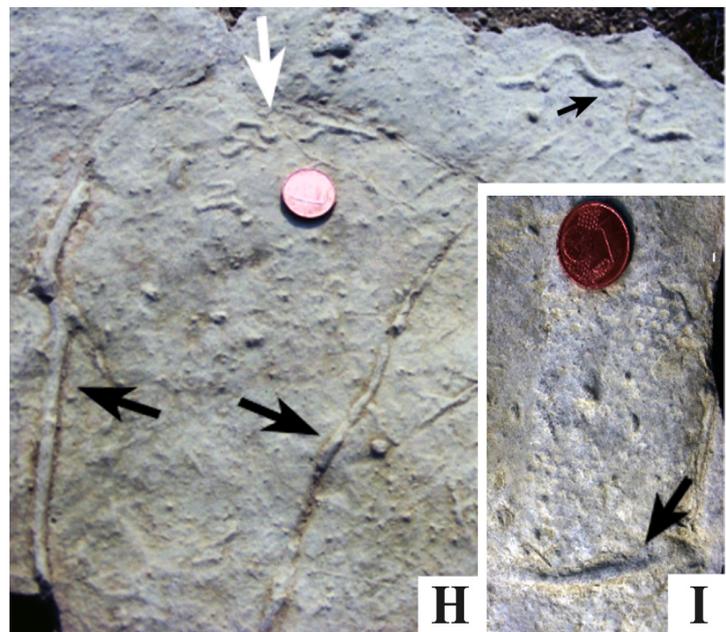
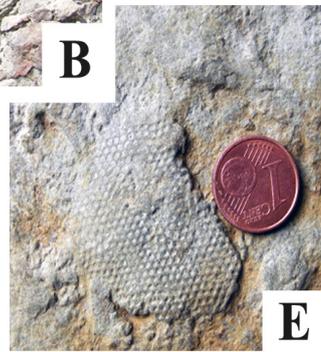
---

**Fig. 12:** Log ichno-stratigrafico, sezione Fontemaggiore. Associazione di facies di ambiente distale: fan distale, interlobi e frange di lobo, scarpata inferiore - piana di bacino.



**LEGENDA**

- |                             |   |              |                               |                   |                     |                  |                  |
|-----------------------------|---|--------------|-------------------------------|-------------------|---------------------|------------------|------------------|
| <b>Litologie</b>            | Arenarie  | Peliti       | Arenarie con matrice pelitica | Calcareniti       | Calcilutiti         | Inclusi pelitici | Inclusi arenacei |
| <b>Strutture Fisiche</b>    | Ripples   | Lamine piane | Lamine convolute              | Lamine incrociate | Tappeti di trazione | Tasche di carico | Groove casts     |
| <b>Strutture Biogeniche</b> | Be-Belorhapse   Br-Bergaueria   Ch-Chondrites   Co-Cosmorhapse   De-Desmograption   Ha-Halopoa<br>Me-Megagraption   Go-Gordia   Lo-Lorenzina   Pm-P.minimum   Ps-P.strozii   Op-Ophiomorpha<br>Pr-Protapaleodictyon   Ro-Rotundusichnium   Sp-Spirophycus   Sr-Spirorhapse   Sn-Spongiomorpha |              |                               |                   |                     |                  |                  |



**Tavola 14**

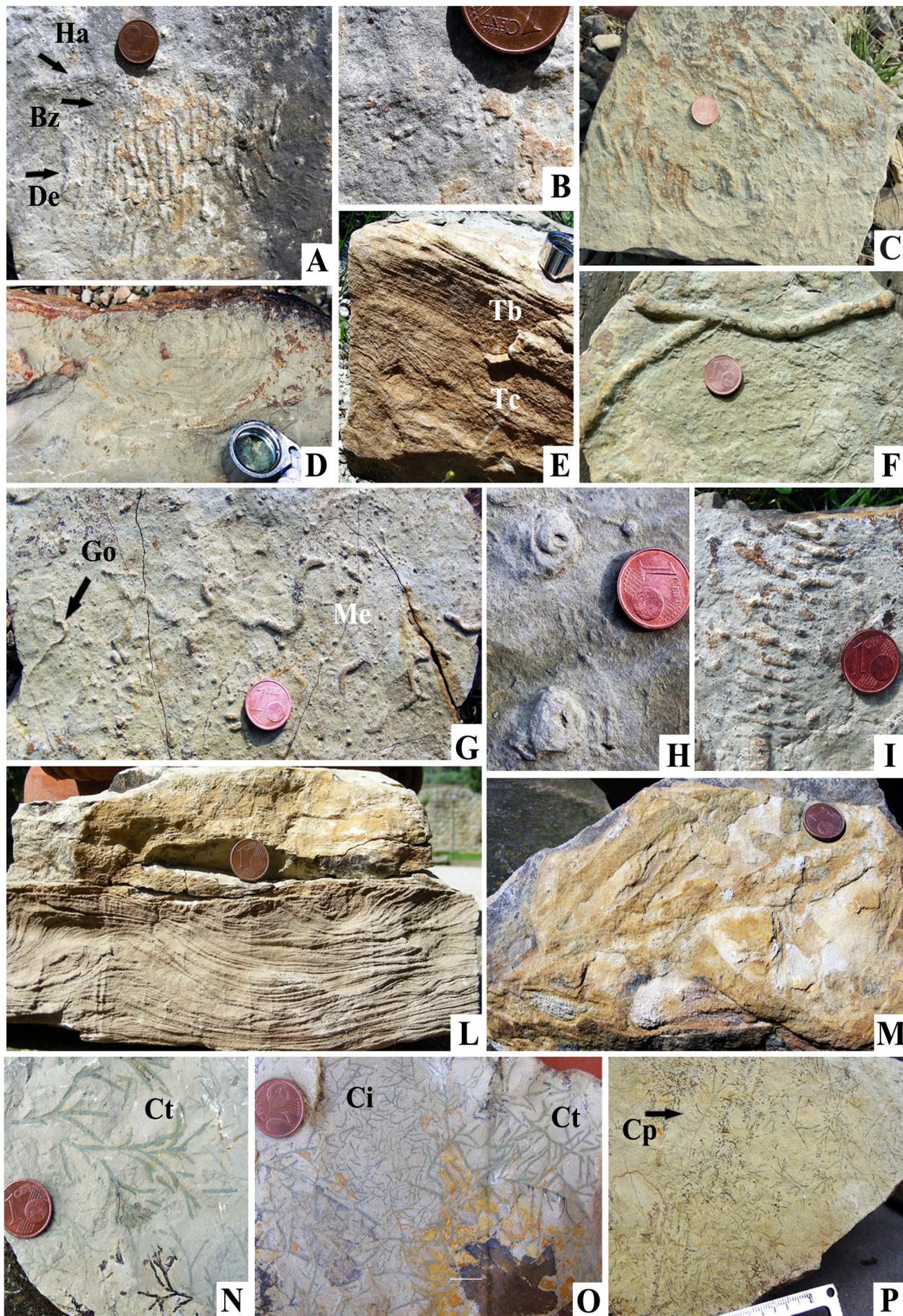
Sezione Fontemaggiore (a); fan distali, interlobi, piana di pacino. A) Panoramica della sezione Fontemaggiore. B) Tasche di carico e contatto erosivo alla base dello strato marcato dal martello. C) *Ophiomorpha rudis* all'interno dello strato riportato in foto B. D) Strutture radiate riferibili a *Lorenzina* (freccie nere) e tracce a stringa (vicino a moneta). E) *Paleodictyon minimum*. F) *Paleodictyon strozzii*. G) Associazione a *Paleodictyon minimum* (freccia nera) *Belorhapha zickzack* (freccia bianca). H) Associazione mal preservata a *Paleodictyon*, *Cosmorhapha* (freccia nera in alto), *Protopaleodictyon* (freccia bianca) e *Ophiomorpha* (freccie nere in basso). I) Dettaglio foto precedente; *Paleodictyon minimum* tagliato da *Ophiomorpha* (freccia).

te meridionale di M. della Croce), nei pressi di Valle Dame, lungo la S. P. 39 (Castiglion Fiorentino-Trestina), nei pressi di Valuberti, e lungo la S. P. 40 (Castiglion Fiorentino-Palazzo del Pero), nei pressi della Foce e della Valle di S. Chimento, dove tuttavia non sono state trovate sezioni interessanti dal punto di vista ichnologico-stratigrafico, vista la sostanziale assenza di tracce fossili.

*Sezione Portole (bivio)*

Dal punto di vista stratigrafico la sezione appartiene alla porzione inferiore del Membro di Lippiano ed è localizzata alcune decine di metri al di sotto dello strato guida contouritico (Tav. 2, Fig. B) denominato "orizzonte Portole" (Aruta & Pandeli, 1995), proprio in funzione della buona esposizione in quest'area. Lo spessore indagato è costituito esclusivamente da strati pelitico-arenacei e arenaceo-pelitici in facies F9a (sequenze  $T_{b-e}$ ,  $T_{c-e}$ ,  $T_{d-e}$  di Bouma) spessi da 15 a 70 cm e caratterizzati da un intervallo basale arenaceo fine, gradato e sempre laminato (Tav. 13, Fig. B-D). Al tetto di alcuni intervalli arenacei più sottili è possibile osservare un'intensa bioturbazione marcata da una colorazione più chiara del materiale rielaborato. Queste tracce, analogamente a quelle rinvenute

nella sezione Sambuchella, vengono genericamente indicate come *Chondrites-like* anche se sono molto meno frequenti rispetto a Sambuchella. Sempre in posizione hypichnia/endichnia, al tetto degli intervalli arenacei e laminati, sono inoltre presenti tracce tubolari (diametro 0.5 cm) a sviluppo prevalentemente orizzontale riconducibili ad *Ophiomorpha rudis* (Tav. 13, Fig. E). Le porzioni siltitiche e pelitico-marnose degli strati torbiditici sono quasi sempre più potenti di quella arenacee, sono caratterizzate da un contenuto in carbonato di calcio più elevato rispetto a quelle delle sezioni precedenti e mostrano un contrasto cromatico molto accentuato tra la superficie esterna grigio chiara con spalmature bianche e il taglio fresco grigio grafite. Il maggior contenuto in carbonato è il responsabile della fatturazione a scaglie tipica dei litotipi marnosi che rende irregolare la superficie esposta e che probabilmente oblitera eventuali laminazioni. Tutti gli intervalli pelitico-marnosi sono più o meno densamente bioturbati da piccole tracce tubolari, lineari e discontinue che si sviluppano verticalmente (Tav. 13, Fig. F), parallelamente e obliquamente rispetto al piano della stratificazione (Tav. 13, Figg. G, H). Il diametro di tali *burrows*, quando visibili, è di circa 1 mm ed essi sono ricoperti e circondati da un intenso alone di ossidi di ferro che si espande per un'ampiezza complessiva di circa 5-6 volte il diametro del *burrow* e che permette di riferire tali tracce all'ichnogenere *Trichichnus* (cfr. Uchman, 1999, tav. 9); la colorazione rosso ruggine tipica degli ossidi di ferro rende facilmente riconoscibili e individuabili queste tracce. L'ichnoassociazione *Trichichnus-Chondrites* è presente anche nella sezione di Sambuchella e più in generale è molto diffusa sia nel Membro di Poggio Belvedere che in quello



**Tavola 15**

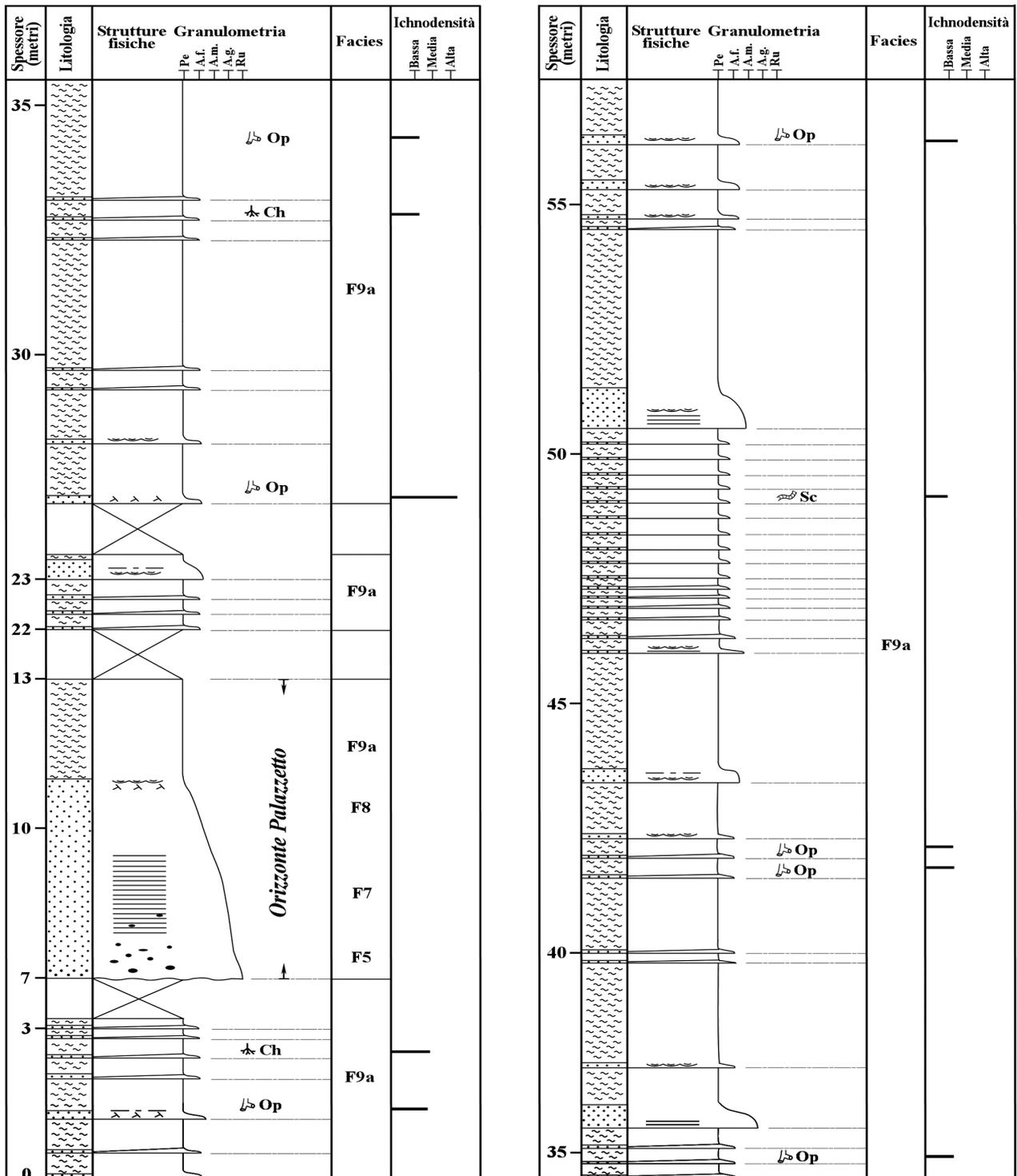
Sezione Fontemaggiore (b). A) Associazione a *Desmograption* (De), *Halopoa* (Ha), *Belorhapse zickzack* (Bz). B) Dettaglio di *Belorhapse zickzack*. C) Traccia spiraleata mal preservata riferibile a *Spirorhapse*. D) Probabile esemplare di ?*Rotundusichnium zumayensis* (= *Spirorhapse*). E) Intervallo arenaceo laminato (Tbc) in cui come hypichnia è stata rinvenuta la forma spiraleata. F) Traccia tubolare ramificata riferibile a *Spongeliomorpha*. G) Associazione a *Megagraption* (Me) con assai dubbia ?*Gordia* (Go). H) *Bergaueria*. I) *Desmograption ichthyforme*. L) Torbidite calcarea (F9b) con piccole lamine convolute. M) Tracce hypichnia di dubbia attribuzione. N-O-P) *Chondrites targionii* (Ct), *Chondrites isp.* (Ci) e *Chondrites patulus* (Cp).

di Lippiano. A livello di associazione di facies, invece, Portole e Sambuchella presentano delle differenze: in entrambe le sezioni le facies più comuni sono le F9a, tuttavia, nella sezione Sambuchella (appartenente alla porzione superiore del Membro Poggio Belvedere) le F9a hanno spessori centimetrici ed un rapporto arenaria/pelite > 1 (spesso la pelite è addirittura assente) mentre in quella di Portole (Tav. 13, Fig. A) hanno spessori decimetrici ed un rapporto arenaria/pelite marnosa < 1 (al massimo = 1); a questo va aggiunta la minor potenza e frequenza degli intervalli decimetrici in facies F8 che si riducono notevolmente al passaggio Membro di Poggio Belvedere/Membro di Lippiano per poi scomparire nella porzione superiore del Membro di Lippiano. Entrambe le sezioni sono comunque riferibili ad un ambiente di piana bacinale ma la stratificazione si presenta con una ritmicità molto più accentuata nella successione di Portole rispetto a quella di Sambuchella.

*Sezione Fontemaggiore*

La sezione in esame (Tav. 14, Fig. A) è situata nei pressi di C. Fontemaggiore, circa 1.5 km ad est di Lippiano, sul fronte della cava dismessa lungo il versante meridionale di Col De Mura (in sinistra del torrente Scarzola), ed è facilmen-

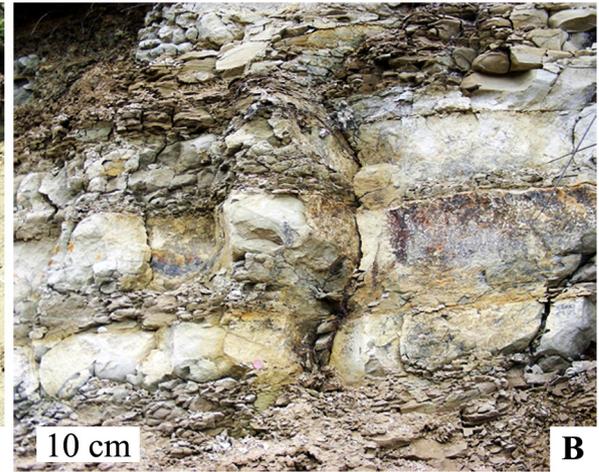
te visibile e accessibile dalla strada secondaria che si snoda parallelamente al letto del torrente Scarzola. In quest'area, affiora, secondo la più recente cartografia (Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000, Foglio 289), il Membro superiore del Macigno (Membro di Lippiano), anche se dalle osservazioni effettuate in campagna si riscontra una composizione calcarea (soprattutto per le taglie arenitiche) e una dominanza dei litotipi marnosi rispetto a quelli arenitici (o meglio calcarenitici) più marcate rispetto ad altri affioramenti tipici del Membro di Lippiano (tra cui le sezioni di Poggio Pulito e di Portole). Sulla base di queste considerazioni si è preferito indicare la successione in esame con il termine "marne di Lippiano". I 46 metri del fronte della cava sono contraddistinti dalla netta dominanza degli intervalli in facies F9a, che infatti occupano il 93% dello spessore totale, mentre molto subordinati sono quelli in facies F8 ed F9b. Gli intervalli in facies F8, in particolare, oltre ad essere poco frequenti, non costituiscono mai l'intero spessore dello strato bensì ne occupano solo la porzione basale a cui si sovrappone quella sommitale che generalmente è in facies F9a (sequenza T<sub>c-e</sub>). La monotona stratificazione di intervalli pelitico-arenacei in facies F9a (sequenze T<sub>c-e</sub> e secondariamente T<sub>d,e</sub>), spessi dai 15 ai 50 cm, viene periodicamente interrotta da potenti strati pelitico-arenacei sempre in facies F9a ma con sequenze T<sub>b-e</sub> di Bouma in cui l'intervallo T<sub>e</sub> è decisamente molto più sviluppato degli altri. Lo spessore di questi strati T<sub>b-e</sub> di Bouma aumenta progressivamente dalla base al tetto della sezione passando da circa 50 cm fino a raggiungere i 3-4 m anche se ciò che aumenta in modo più marcato è appunto l'intervallo pelitico (T<sub>e</sub>) sommitale. Nella porzione medio-inferiore della sezione è presente un potente strato



**LEGENDA**

<b>Litologie</b>	Arenarie e calcareniti	Marne	Inclusi pelitici
<b>Strutture Fisiche</b>	Lamine piane	Lamine convolute	Lamine incrociate
	Tappeti trazione	Spessore strato non costante	
<b>Strutture Biogeniche</b>	<b>Ch</b> -Chondrites	<b>Op</b> -Ophiomorpha	<b>Sc</b> -Scolicia

Fig. 13: Log ichno-stratigrafico, sezione Valle Petrina. Probabile ambiente di frangia di lobo, fan esterno a prevalenza emipelagica.



**Tavola 16**

Sezione Valle Petrina, facies di frangia di lobo a prevalenza emipelagica. A) Porzione superiore della sezione Valle Petrina; la freccia bianca indica un intervallo arenaceo con sequenza Tbc di Bouma mentre quella nera indica sottili strati marnoso-siltitici. B) Dettaglio foto precedente; ritmiti marnoso-siltitiche in cui la porzione siltitica occupa al massimo il primo cm basale. C) *Ophiomorpha rudis* di diametro variabile; notare come la traccia tende ad immergersi in basso, all'interno dell'intervallo arenaceo (epichnia/endichnia), in sinistra della foto, mentre nella parte destra della foto è orientata verso l'alto, verso la porzione marnosa dello strato (ex-ichnia/crossichnia). D) *Ophiomorpha rudis* di diametro variabile; notare la rugosità della superficie esterna. E) Camera di rigiro e/o punto d'incrocio di più piste di *Ophiomorpha rudis* aventi peraltro diverse dimensioni. F) Burrows di *Ophiomorpha rudis* (freccie nere e bianca) a sviluppo verticale ed obliquo nella porzione marnosa più bassa di un potente strato marnoso-arenaceo. G) Dettaglio foto precedente, *Ophiomorpha rudis*; notare la superficie esterna liscia ed ossidata. H) Dettaglio foto F; notare le protuberanze disposte in modo equidistante su una delle superfici laterali del burrow. I) *Ophiomorpha rudis* come epichnia al tetto di un intervallo arenaceo laminato. L) Traccia problematica con *spreiten* preservati all'interno di uno degli intervalli marnosi riportati in foto B.

costituito da un intervallo basale spesso 1.5 m in facies F8 + F9a (sequenza T<sub>c,d</sub> di Bouma), seguito da una coda marnosa di circa 5 m (T<sub>e</sub> di Bouma) e indicato da alcuni autori come orizzonte Col de Mura (Plesi et al., 2002; Brozzetti, 2007). Secondo gli stessi autori l'orizzonte Col de Mura affiora anche più a sud, nei pressi di Portole, dove tuttavia si presenta con un intervallo marnoso-calcareo meno potente e soprattutto con un maggior grado di organizzazione interna relativamente all'intervallo calcarenitico basale (Tav. 2, Fig. B); l'aspetto a "fisarmonica", tipico dei depositi contouritici, non è stato infatti riscontrato nella sezione Fontemaggiore.

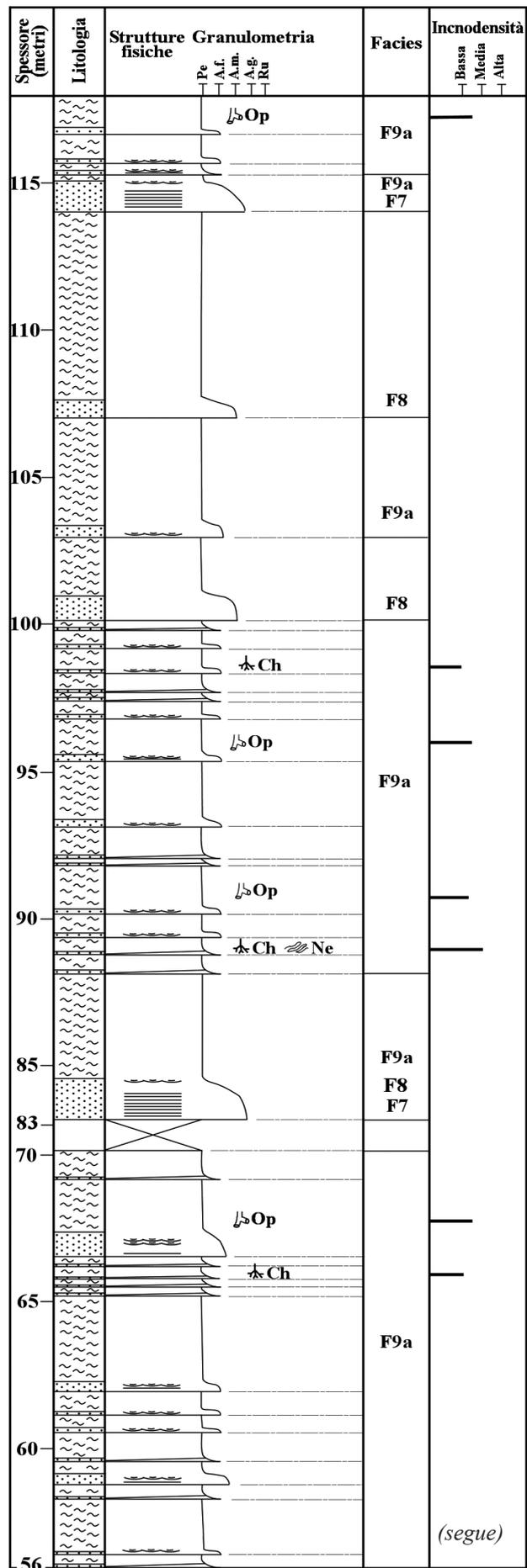
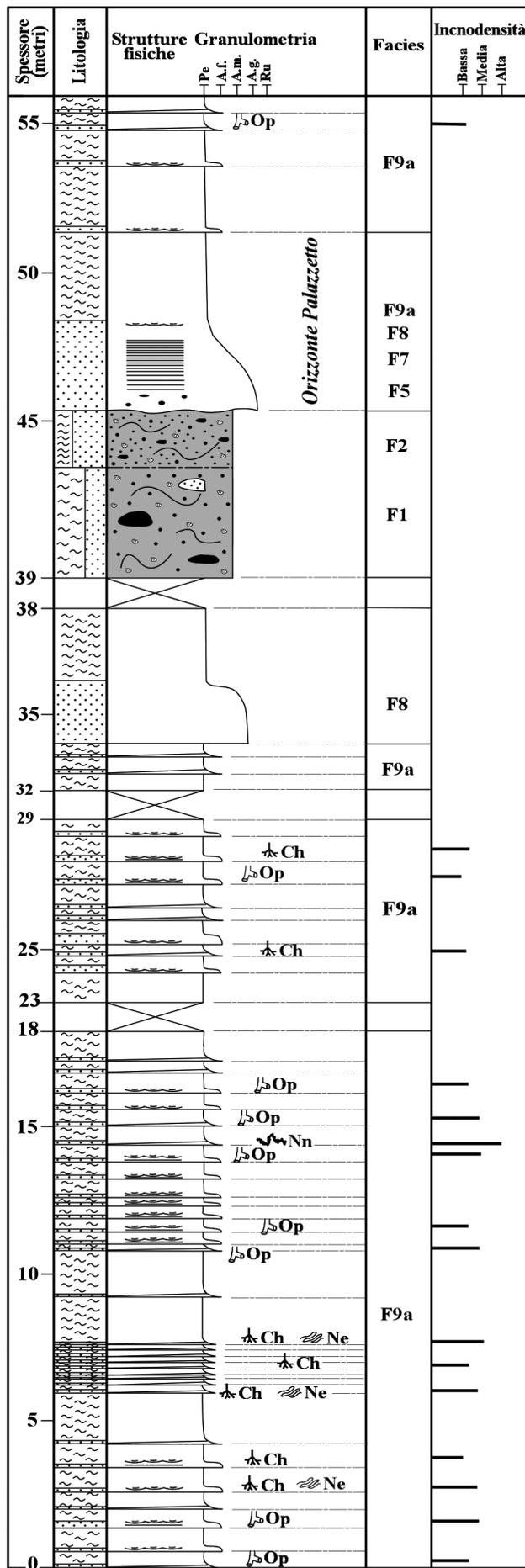
Dal punto di vista ichnologico la sezione Fontemaggiore è molto interessante sia per l'elevato numero di tracce fossili che per l'alto grado di ichnodiversità in essa riscontrati; sono stati recuperati infatti almeno dodici ichnoge-

neri diversi, dei quali cinque appartengono al gruppo dei grafogliptidi. Delle sezioni fino ad ora analizzate, solo Renali e Maestà, entrambe appartenenti alla porzione superiore del Membro di Poggio Belvedere, sono paragonabili a quella in esame per grado di bioturbazione ed ichnodiversità. Tra di esse esistono tuttavia delle sostanziali differenze ichnologiche e stratigrafiche. Fontemaggiore, infatti, si distingue per una caratteristica molto importante e prevedibile, vista l'associazione di facies, che consiste nell'abbondante presenza di grafogliptidi i quali, anche se come numero di ichnogenere uguagliano le restanti tracce, a livello di abbondanza sono decisamente superiori; un contesto deposizionale stabile e poco energetico come è quello riferibile alla sezione in esame, ossia un contesto dominato da correnti di torbida molto diluite e poco frequenti, riferibile ad un ambiente di frangia di lobo/piana di bacino (*distal fan*), è infatti l'ideale per lo sviluppo delle comunità di *background* produttrici di grafogliptidi. Il grafogliptide più comune è *Paleodictyon*, seguito, in ordine di abbondanza, da *Desmograption*, *Spirorhapse*, *Megagraption* e *Belorhapse*. *Paleodictyon* è presente quasi esclusivamente nell'ichnospecie *P. minimum* (Tav. 14, Fig. E, G, I), fatta eccezione per un campione parzialmente preservato (Tav. 14, Fig. F) riferibile, per dimensioni di celle (circa 3 mm) e stringhe (1 mm), all'ichnospecie *P. strozzii* (cfr. diagramma morfometrico in Uchman, 1995). In un caso *P. minimum* è stato rinvenuto in associazione con *Ophiomorpha*, *Protopaleodictyon* e con una traccia meandrante/sinuosa, parzialmente preservata e probabilmente riferibile a *Cosmorhapse* (Tav. 14, Fig. H) mentre in due casi con *Belorhapse zickzack* (Tav. 14, Fig. G; cfr. Uchman, 1998, fig. 90 e 91). *Belorhapse zickzack* si trova anche in associazione

con *Desmograption* ed *Halopoa* (Tav. 15, Fig. A-B) alla base di un sottile intervallo arenaceo laminato, spesso 3 cm e sormontato da circa 15 cm di peliti marnose (Facies F9b; sequenza T<sub>c-e</sub> di Bouma); al tetto di questo intervallo arenaceo sono inoltre presenti piccole gallerie ramificate riferibili a *Chondrites*. Tra le ichnoassociazioni miste (a grafogliptidi e non) sono inoltre da segnalare quella costituita da *Gordia* (Tav. 15, Fig. G; cfr. Uchman, 1998, fig. 73A), *Megagraption* (Tav. 15, Fig. G; cfr. Uchman, 1998, fig. 105) e *Spirorhapse*, e quella costituita da *Spirorhapse-Lorenzinia*. Per quanto riguarda le strutture spiralate, *Spirorhapse* (Tav. 15, Fig. C) è sicuramente l'ichnogenere rinvenuto con maggior frequenza, anche se spesso i campioni recuperati sono parziali e in uno stato di preservazione non ottimale. Oltre a *Paleodictyon-Belorhapse*, l'ichnoassociazione a grafogliptidi più comune della successione è quella costituita da *Desmograption-Megagraption*. Le porzioni centrali dei vari esemplari di *Desmograption* (Tav. 15, Fig. A, I) sono spesso mancanti o mal preservate, di conseguenza risulta complicato valutare sia la geometria e l'ampiezza dei semi-meandri che, soprattutto, l'orientazione delle barrette di raccordo tra gli stessi, caratteristiche sulle quali si basa la distinzione delle varie ichnospecie. Tra le forme epichnia/endichnia la più abbondante è *Chondrites* (Tav. 15, Fig. N-P), presente al passaggio arenaria/pelite di alcuni strati in facies F9a e presente nelle ichnospecie *C. intricatus*, *C. targionii* e *C. patulus*. A *Chondrites*, in ordine di abbondanza, segue *Ophiomorpha*, presente sia come hypichnia/endichnia (Tav. 14, Fig. H-I) che come endichnia (Tav. 14, Fig. C) nella porzione inferiore di intervalli arenacei a grana più grossolana in facies F8 o F9a (sequenza T<sub>b-e</sub> di Bouma). Molto più

rari sono invece *Spongeliomorpha*, *Bergaueria* e *Spirophycus*: il primo ichnogenere (Tav. 15, Fig. F; cfr. Uchman, 1998, fig. 29) è molto simile a *Ophiomorpha*, dalla quale si distingue per le strie sottili ed allungate, purtroppo mal preservate, che ricoprono la parete esterna.

Interessante dal punto di vista ichnologico è infine un sottile strato in facies F9a (sequenza T<sub>c-e</sub> di Bouma) a componente carbonatica più marcata rispetto agli intervalli sottostanti e sovrastanti, stratigraficamente posizionato poche decine di metri al di sotto della base del log. Questo strato, costituito da un intervallo basale calcarenitico laminato spesso circa 10 cm seguito da una coda calcareo-marnosa di analogo spessore (Tav. 15, Fig. L), è caratterizzato da un grado di bioturbazione veramente elevato, soprattutto nella porzione centrale, che viene evidenziato dal contrasto cromatico tra il riempimento dei *burrows* e il materiale circostante. L'ichnodiversità, al contrario dell'ichnodensità, è veramente molto bassa: la quasi totalità delle tracce è infatti riconducibile a *Chondrites* (Tav. 15, Fig. N-O), presente con esemplari di dimensioni variabili (diametro dei *tunnels* compreso tra 0.5 mm e 2 mm), a cui si aggiungono piste tubolari, rettilinee o debolmente curve, di diametro non superiore agli 0.7 mm e riferibili a *Planolites*. *Planolites* è presente esclusivamente nella porzione calcareo-marnosa massiva, mentre *Chondrites* si spinge più in profondità fino a raggiungere la porzione intermedia dell'intervallo basale laminato. Uno strato del tutto simile a quello appena descritto (per spessore, litologie, granulometrie e contenuto ichnologico) è stato rinvenuto circa 1.5 km ad W-SW di Monte Santa Maria Tiberina (nei pressi della località La Calberia). In questo strato, oltre agli endichnia *Chondrites* e *Planolites*, sono presenti, in



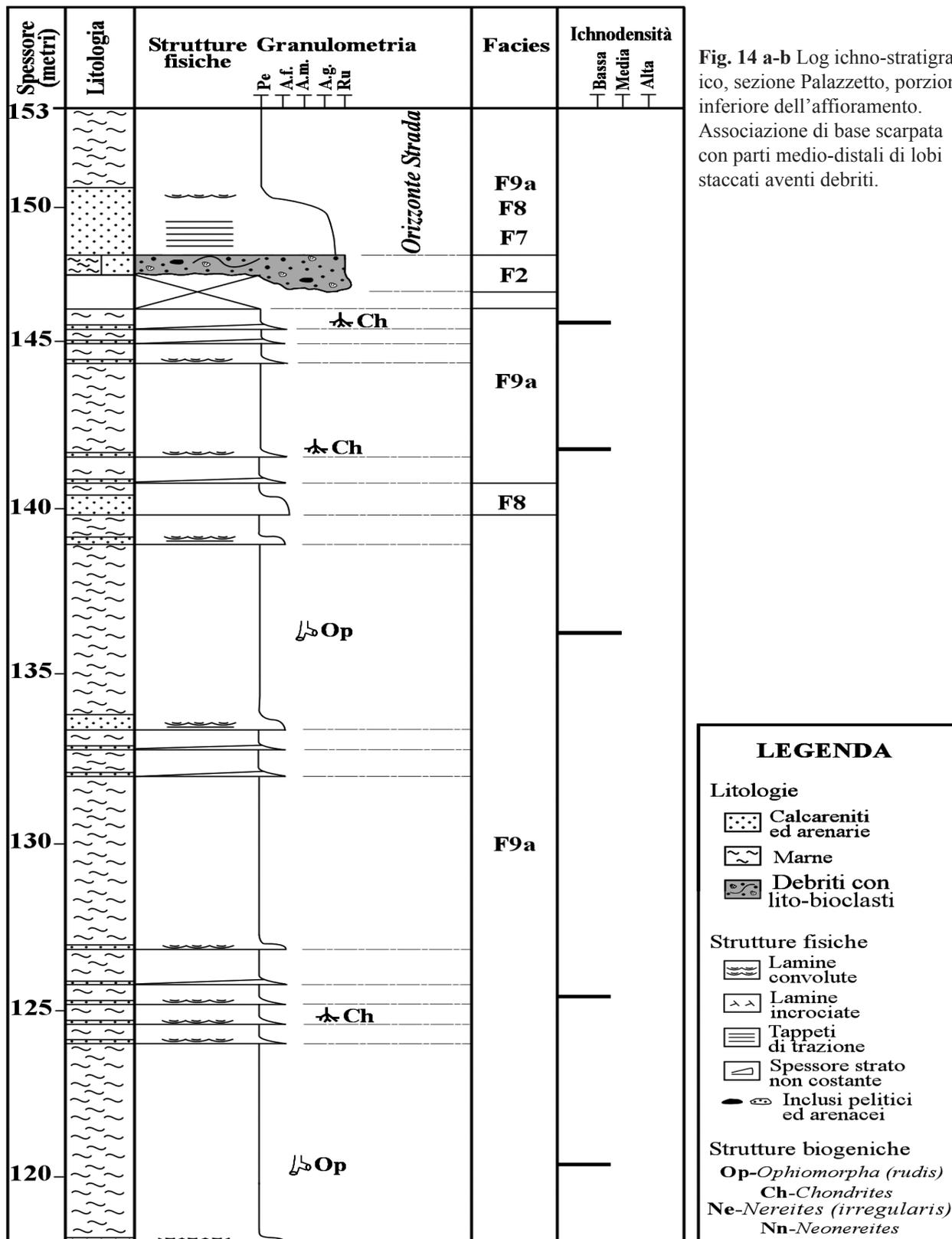
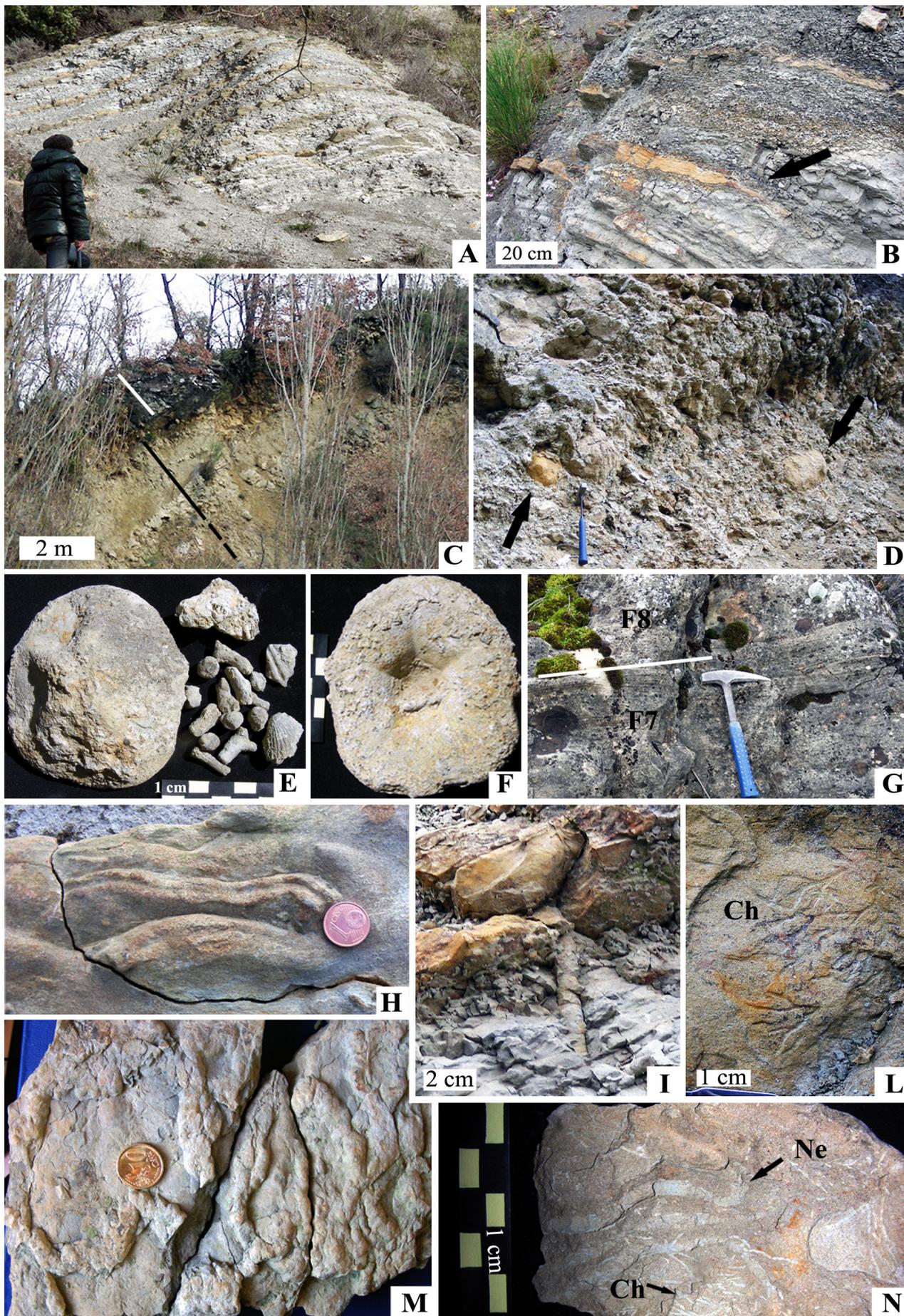


Fig. 14 a-b Log ichno-stratigrafico, sezione Palazzetto, porzione inferiore dell'affioramento. Associazione di base scarpata con parti medio-distali di lobi staccati aventi debriti.

posizione hypichnia, delle tracce tubolari (diametro compreso tra 0.5 e 0.8 cm) rettilinee o debolmente curve, il cui riempimento è lo stesso della roccia incassante (Tav. 15, Fig. M).

**Sezioni studiate nelle unità ad affinità umbra**



**Tavola 17**

Sezione Palazzetto, scarpata a ritmi e lobi distali con debriti. A) Porzione basale della sezione Palazzetto. B) Strati marnoso-arenacei in facies F9a/F9b; la freccia indica la terminazione *pinch-out* di un intervallo arenaceo. C) Orizzonte Palazzetto (barra bianca) e le debriti sottostanti (barra nera). D) Depositi in facies F1/F2 sottostanti l'orizzonte Palazzetto; notare gli inclusi arenacei e pelitici di notevoli dimensioni (freccie). E) Resti di echinodermi, tra cui un guscio completamente preservato, frammenti di briozoi e di bivalvi rinvenuti nei depositi in facies F1/F2. F) Parte inferiore del guscio di echinoderma riportato in foto E. G) Passaggio netto (linea bianca) tra la facies F7 e la facies F8 nella porzione intermedia dell'orizzonte Palazzetto. H) *Scolicia strozzii* (hypichnia) alla base di uno strato arenaceo in facies F8. I) *Ophiomorpha rudis* (exichnia) a sviluppo sub-verticale all'interno di un intervallo marnoso. L) *Chondrites* (Ch, epichnion/endichnion) al tetto di un sottile intervallo arenaceo. M) Traccia meandrate pseudoramificata *Rutichnus rutis*; notare la superficie esterna irregolare dei burrows. N) *Nereites* (Ne) e *Chondrites* (Ch) ben distinguibili grazie al contrasto litologico e cromatico tra il riempimento dei tunnels e la il materiale circostante.

Le unità ad affinità umbra affiorano esclusivamente nel settore nord-orientale dell'area indagata (settore compreso tra l'allineamento Poggio Montriolo-Trevine e i depositi quaternari della Valtiberina) e sono rappresentate dalla Formazione della Marnoso Arenacea e da quella di Monte Santa Maria Tiberina. Quest'area è alquanto complicata dal punto di vista strutturale in quanto rappresenta la zona in cui le unità ad affinità toscana (Macigno, Arenarie di Celle e Marne di Vicchio) si sono tettonicamente accavallate su quelle ad affinità umbra (Marnoso Arenacea) con la Fm. di Monte Santa Maria Tiberina che ha sepolto e sigillato tale sovrascorrenza. Le deformazioni tettoniche, sia compressive che distensive, insieme ad un'estesa copertura vegetale sono le principali cause che impediscono di osservare successioni continue su importanti spessori; questi fattori hanno quindi limitato e guidato la scelta delle sezioni di seguito descritte. La Marnoso Arenacea, che

costituisce il nucleo dell'anticlinale di Uppiano-M. Arnato, è una formazione generalmente molto ricca in tracce fossili ma che purtroppo nell'area indagata mostra pessime esposizioni, che ovviamente influiscono nello scarso contenuto ichnologico in essa rinvenuto, motivo per cui non è stato ritenuto opportuno effettuarvi log speditivi.

*Formazione Monte Santa Maria Tiberina*

Tutte le sezioni di seguito descritte appartengono alla Fm. di Monte Santa Maria Tiberina, più precisamente al membro superiore (Membro Talacchio) e a quello medio superiore (Membro Poggio Strada). Nei sottostanti Membri di S. Lorenzo e Serrone, invece, non sono state fatte sezioni di dettaglio vista la quasi completa sterilità ichnologica in essi riscontrata. Il Membro S. Lorenzo è costituito prevalentemente da potenti strati calcarenitici e calciruditici bioclastici indicativi di un ambiente caratterizzato da condizioni energetiche e tassi di sedimentazione che hanno quantomeno ostacolato (o addirittura impedito) sia lo sviluppo di comunità di organismi bentonici che la preservazione di eventuali tracce fossili. Lo stesso discorso non può essere applicato al Membro Serrone la cui successione, costituita da marne siltose con sporadici intervalli torbiditici a dominante calcarea da poco spessi a sottili, non è certamente indicativa di condizioni energetiche troppo elevate per la formazione e la preservazione delle tracce fossili, di conseguenza le principali cause della sterilità ichnologica sono probabilmente da ricercarsi in altri fattori. La distribuzione di tracce fossili più interessante, sia a livello di frequenza di intervalli bioturbati che di ichnodiversità, è sicuramente quella rinvenuta nelle successioni appartenenti al Membro Poggio Strada, motivo

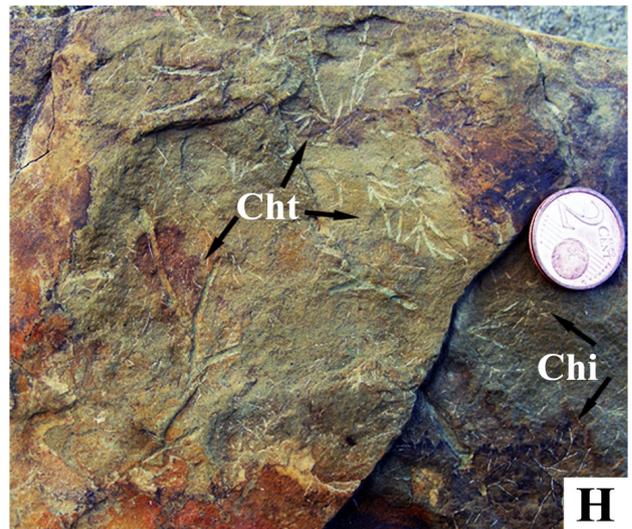
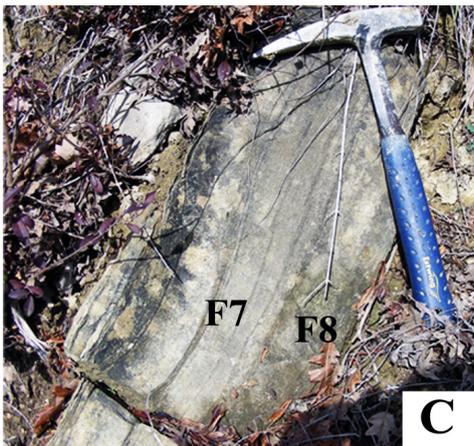
per cui la quasi totalità delle sezioni scelte è riferibile a questo membro. Il Membro Talacchio, costituito da strati pelitico-arenacei anche metrici (rapporto  $A/P < 1/10$ ), affiora limitatamente nei pressi dell'omonima località (vedi sezione Talacchio) e mostra un grado di bioturbazione e una ichnodiversità molto più basse rispetto al sottostante Membro Poggio Strada.

#### *Sezione Valle Petrina*

La sezione Valle Petrina (Fig. 13), sita nei pressi dell'omonima località, appartiene al Membro Poggio Strada ed è facilmente raggiungibile percorrendo la strada secondaria che da Gioiello (frazione di Monte Santa Maria Tiberina) raggiunge via Cortonese (S. P. 105) circa 2.5 km a N di S. Secondo. La quasi totalità dello spessore indagato, circa il 91%, è rappresentato da strati marnoso-arenacei in facies F9a mentre il restante 9% da intervalli in facies F8 (2.5%), F7 (2%) ed F5 (4.5%), che rappresentano la porzione medio inferiore di un potente strato guida a composizione mista (carbonatica e silicoclastica) denominato orizzonte Palazzetto (Luchetti et al., 2002). Nella sezione in esame l'orizzonte Palazzetto si presenta infatti con una porzione basale, spessa circa 20 cm, costituita da materiale grossolano (bioclasti e *clay chips* di taglie ruditiche e conglomeratiche), poco cementato ed immerso in una matrice litologicamente analoga ma con taglie da fini a medie. A questo intervallo segue una porzione prevalentemente calcarenitica, a basso *sorting*, ben cementata, gradata solo nella parte sommitale e con inclusi pelitici centimetrici. Entrambi questi intervalli, pur avendo un diverso grado di cementazione, possono essere ascritti alle facies F5 di Mutti (1992). La porzione intermedia dello strato Palazzetto, invece, ha una

composizione prevalentemente silicoclastica ed è organizzata in un intervallo più basso (sovrastante la calcarenite in facies F5) con tappeti di trazione (facies F7), uno intermedio massivo, privo di strutture interne e con *sorting* medio-alto (facies F8) e uno sommitale arenaceo fine, laminato e gradato, che verso l'alto passa a marne pelitiche spesse almeno 2 m (facies F9a). La restante successione analizzata è costituita esclusivamente da strati pelitico-arenacei (rapporto  $A/P \ll 1$ ) spessi da 20 cm a 4 m che al loro interno mostrano sequenze  $T_{c-e}$ ,  $T_{d,e}$  e subordinatamente  $T_{b,e}$  di Bouma. Litologicamente questi strati sono caratterizzati da una porzione basale a dominante silicoclastica con taglie arenitiche fini e/o siltitiche e una porzione superiore marnosa o al massimo marnoso-pelitica. La continuità laterale degli intervalli arenacei basali è buona quando questi superano i 10 cm di spessore mentre è molto bassa quando hanno spessori inferiori a 5 cm. *Ophiomorpha rudis* rappresenta la traccia più abbondante nella sezione ed è generalmente visibile nella porzione marnosa degli strati dove si presenta con dei *tunnels* sub-verticali o obliqui di diametro compreso tra 2 e 4 cm. Le dimensioni delle tracce, infatti, non sono sempre costanti (Tav. 16, Fig. C-D) e possono mostrare importanti inspessimenti che corrispondono a punti di ramificazione o camere di rigiro (Tav. 16, Fig. E). La differenza litologica tra il riempimento del *burrow*, costituito da arenaria fine, e le marne circostanti, rende queste tracce facilmente distinguibili ed estraibili dal materiale marnoso in cui sono contenute. Le superfici esterne nella maggior parte dei casi sono lisce (Tav. 16, Fig. C, G) o debolmente irregolari (l'irregolarità è dovuta alla presenza di piccole protuberanze distribuite senza un particolare ordine geometrico), anche





**Tavola 18**

Sezione Bandole, base scarpata a lobi staccati e deb-  
 riti. A) Porzione inferiore della sezione Bandole: strati  
 marnoso-arenacei in facies F9a. B) Orizzonte Le Cime.  
 C) Intervallo arenaceo laminato nella porzione inferiore  
 (facies F7), massivo in quella superiore (facies F8). D)  
 Porzione inferiore, con tappeti di trazione a gradazione  
 inversa, dello strato arenaceo contenente *Paleodicty-*  
*on* (subgenere *Ramodictyon*). E) Pozzetti verticali  
 dell'esemplare di *Paleodictyon* (*Ramodictyon*). F-G)  
*Ophiomorpha rudis* notare come la traccia si allarga e  
 si inspessisce in corrispondenza delle così dette camere  
 di rigiro (freccie nere). H) *Chondrites intricatus* (Chi) e  
*C. targionii* (Cht) al tetto di un intervallo arenaceo fine  
 laminato.

se in alcuni casi, ossia quando la geometria del  
*tunnels* in sezione passa da sub-ellissoidale a  
 sub-rettangolare, sono presenti delle particolari  
 protuberanze regolarmente spaziate e simmetri-  
 camente distribuite sulle due facce opposte di  
 questa sorta di parallelogramma (Tav. 16, Fig.  
 H). *Ophiomorpha rudis* pur essendo visibile  
 con maggior frequenza negli intervalli marnosi  
 degli strati è presente anche in quelli arenacei  
 basali dove ha uno sviluppo prevalentemente  
 orizzontale e mostra superfici esterne sempre  
 lisce. La miglior esposizione di *Ophiomorpha*  
*rudis* come epichnia/endichnia è quella riporta-  
 ta in Tav. 16, Fig. I: in questo caso i *tunnels*, ben  
 esposti al tetto del sottile intervallo arenaceo  
 laminato, creano una sorta di *mesh* orizzontale  
 costituita da molte piste che, pur intersecandosi  
 con frequenza, non formano un *pattern* a geo-  
 metria regolare. Dalla *mesh* orizzontale partono  
 poi alcuni *burrows* verticali e obliqui che attra-  
 versano l'intervallo o gli intervalli marnosi so-  
 vrastanti e sottostanti creando un *boxworks* mol-  
 to simile a quello descritto da Uchman (2009,  
 pag. 112, fig. 5). Le altre tracce fossili presenti  
 nella sezione, molto meno abbondanti rispet-  
 to ad *Ophiomorpha rudis*, sono riconducibili  
 a piccoli esemplari di *Chondrites*, rinvenuti al  
 tetto di alcuni sottili intervalli arenaceo-siltitici,

e ad una particolare forma meniscata (Tav. 16,  
 Fig. L) di difficile classificazione tassonomica  
 (?*Scolicia*, ?*Zoophycos*) dato che l'esposizione,  
 limitata e parziale, non permette di individuare  
 caratteristiche morfologiche peculiari di un uni-  
 co ichnogenere. Questa traccia, presente all'in-  
 terno di un intervallo marnoso-siltitico (Tav. 16,  
 Fig. B), è costituita da due sottili canali cilindri-  
 ci (diametro 3 mm circa), lineari, paralleli tra  
 loro (distanza tra i canali circa 2 cm) e collegati  
 da una serie di menischi posti ad una distanza  
 di circa 1.5 mm uno dall'altro. La particolarità  
 di questa forma risiede principalmente nella sua  
 orientazione rispetto al piano di strato in quanto  
 la traccia non sembra solo inclinata ma anche  
 ruotata di 90° rispetto al piano di strato. In altri  
 termini è come se il piano su cui il *burrow* si  
 è formato fosse perpendicolare alla superficie  
 basale dello strato mentre l'angolo tra quest'ul-  
 tima e la direzione di avanzamento del *trace-*  
*marker* è di circa 45°.

*Sezione Palazzetto*

La successione affiorante nei pressi di Pa-  
 lazzetto (circa 700 m ad est di Gioiello) apparti-  
 ene sempre al Membro Poggio Strada (Fm.  
 M.S.M.T) e, con i suoi 153 m di spessore, rap-  
 presenta sicuramente la sezione di riferimento  
 per questo membro sia dal punto di vista stra-  
 tigrafico-sedimentologico che ichnologico. In  
 alcuni punti la continuità verticale degli strati  
 è interrotta da copertura vegetale o da materiale  
 detritico gravitativo mentre in altri casi si nota-  
 no evidenze di deformazioni tettoniche secon-  
 darie che infatti, pur obliterando la stratificazio-  
 ne, non producono importanti cambi giaciturali  
 (giacitura costante 30/50) tra la zona sottostan-  
 te e quella sovrastante la deformazione. Circa  
 l'87% dello spessore complessivo affiorante

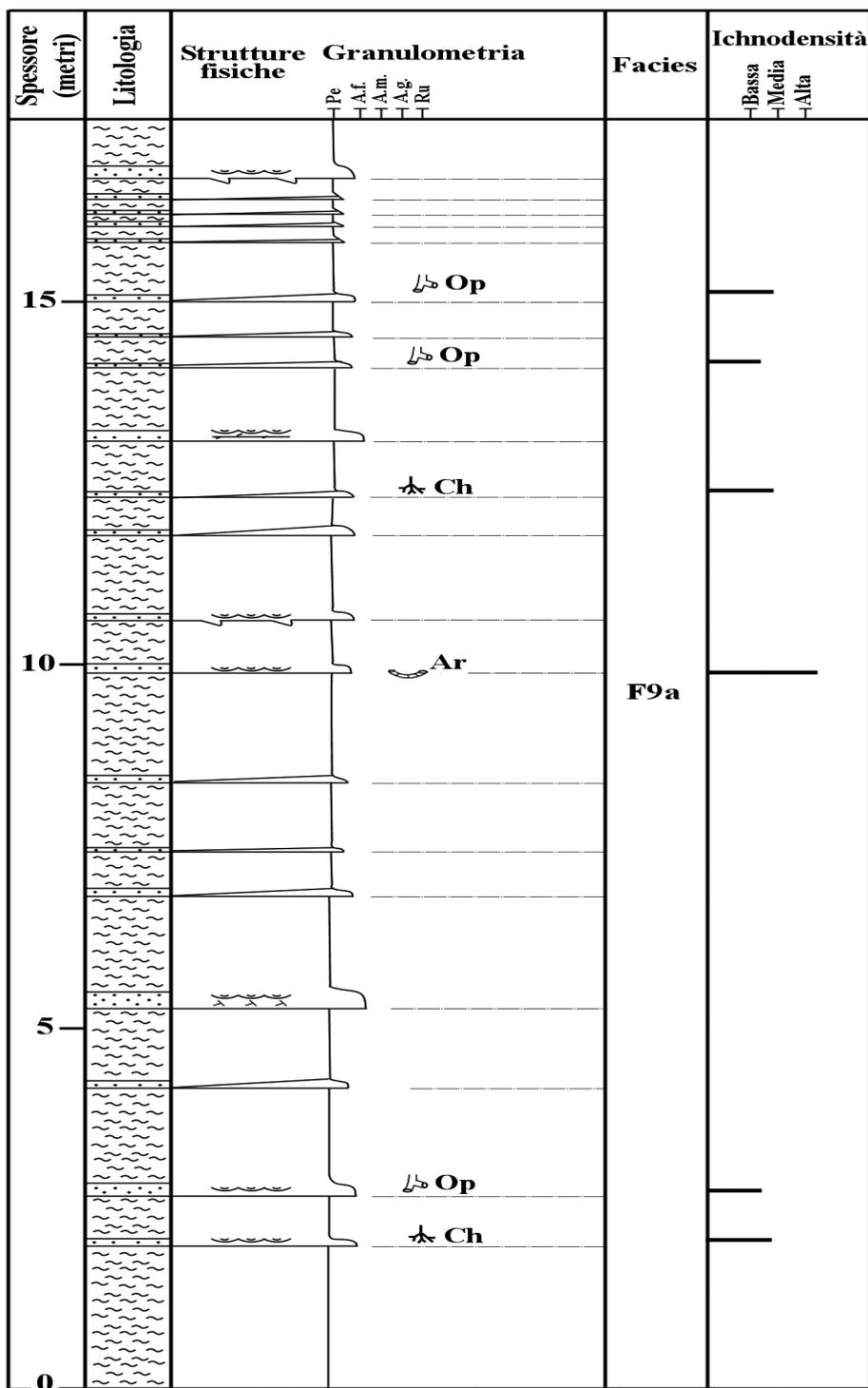


Fig. 16: Log ichnostratigrafico, sezione Talacchio. Piana di bacino.

**LEGENDA**

**Litologie**

- Calcareniti ed arenarie
- Marne

**Strutture fisiche**

- Lamine convolute
- Lamine incrociate
- Tappeti di trazione
- Resti vegetali

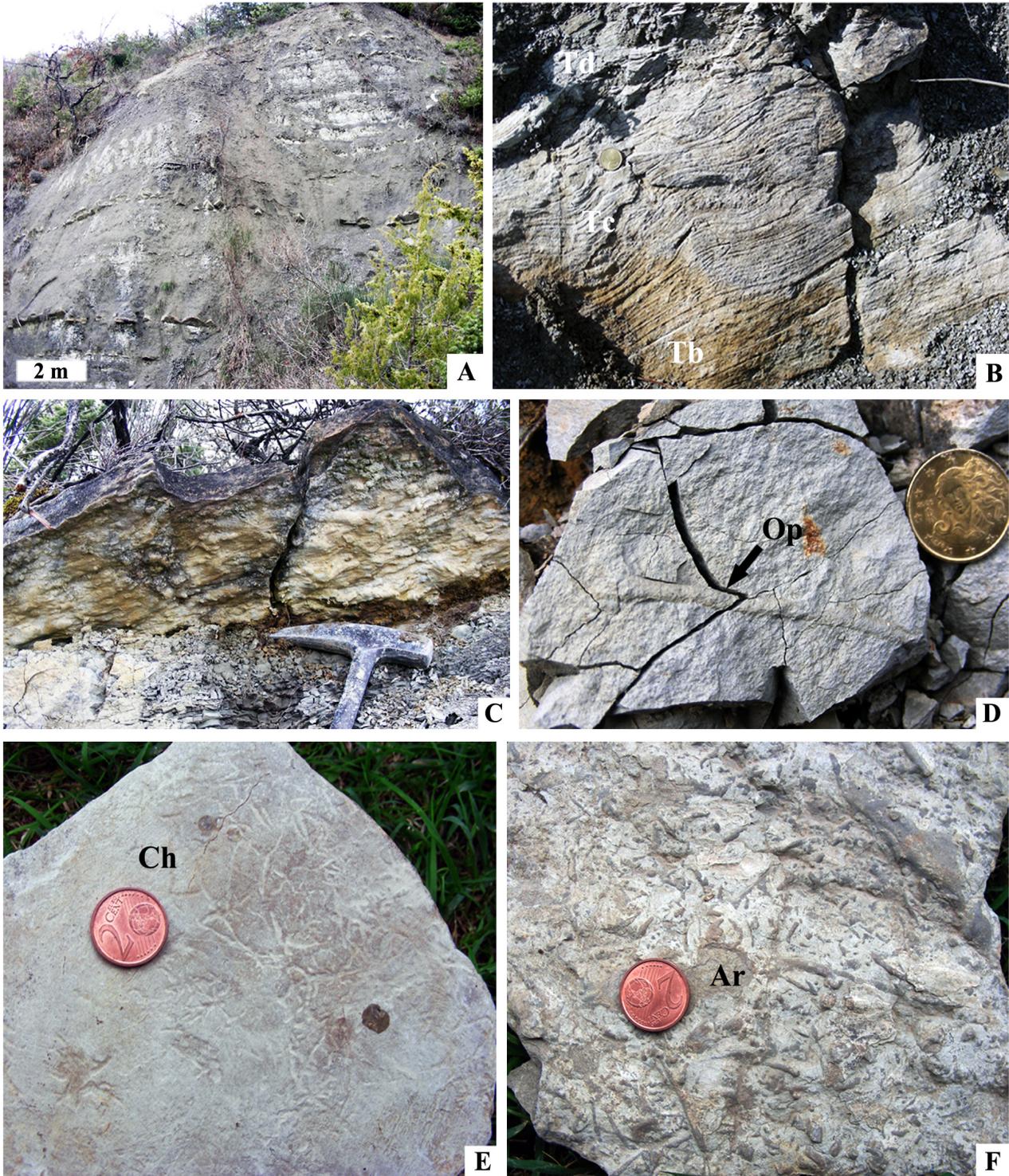
**Strutture biogeniche**

- Op-Ophiomorpha (rudis)
- Ch-Chondrites
- Ar-Arthropycus

è costituito da strati marnoso-arenacei in facies F9a aventi rapporto A/P << 1 (compreso tra 1/5 e 1/10) e subordinatamente da intervalli in facies F8 (5%) ed F7 (3%), i quali mostrano spessori importanti (fino a 2 m) e sono seguiti da pacchi di marne e marne-pelitiche ancor più potenti (fino a 6 m). Le facies F7 ed F8 sono sostanzialmente silicoclastiche, a differenza del-

**Tavola 19**

Sezione Talacchio, piana di bacino. A) Sezione a predominanza emipelagica con strati marnoso-arenacei in facies F9a. B) Intervalli laminati Tb, Tc e Td di uno strato arenaceo in facies F9a. C) Lineazioni e flutes (180/30) alla base di un sottile strato arenaceo (240/40) che indicano apporti da NE a SW. D) Ophiomorpha rudis all'interno di un intervallo marnoso. E) Chondrites (epichnia) al tetto di un intervallo arenaceo. F) Piccole tracce tubolari hypichnia/endichnia riferibili ad Arthropycus.



le F9a le cui porzioni di taglia arenitica hanno composizione mista (silicoclastica e calcarea). La continuità laterale, alla scala dell'affioramento, è buona per le F7 e le F8, così come per quegli strati in facies F9a, il cui intervallo arenaceo supera i 10 cm, mentre è molto bassa quando esso è inferiore ai 7-8 cm. In quest'ul-

timo caso lo spessore arenaceo e laminato ( $T_{c,d}$  di Bouma) diminuisce rapidamente nell'arco di poche decine di cm (Tav. 17, Fig. B) fino a scomparire, lasciando il posto a marne più o meno calcaree che, "fondendosi" con quelle dell'intervallo sottostante, non rendono più visibile la stratificazione. Nella sezione sono

inoltre presenti due dei tre orizzonti guida relativi al Membro Poggio Strada (Luchetti et al., 2002; Brozzetti, 2007), nella fattispecie l'orizzonte stratigraficamente più basso, denominato Palazzetto, e l'orizzonte Strada, posto circa 95 m al di sopra di Palazzetto. Lo strato Palazzetto (Tav. 17, Fig. C, D, G) mostra uno spessore (circa 6 m) ed un'organizzazione interna (dal basso verso l'alto facies F5, F7, F8, F9a) sostanzialmente analoghi a quelli rinvenuti nella successione di Valle Petrina (sita a meno di 1 km a N di Palazzetto), anche se tra di esse si nota un'importante differenza relativa al materiale sottostante lo strato guida. Nella sezione di Palazzetto l'omonimo orizzonte è infatti preceduto da circa 4 m di depositi prodotti da *cohesive debris flows* (F1) e *hyperconcentrated flows* (F2) che in Valle Petrina affiorano solamente per uno spessore non superiore ai 20 cm. Si tratta di materiale sia silicoclastico che bioclastico: la porzione inferiore di questo potente intervallo (Tav. 17, Fig. D) è riferibile alla facies F1 di Mutti (1992) ed è costituita da inclusi pelitici, inclusi arenacei e bioclasti di dimensioni anche notevoli riconducibili a resti di bivalvi, briozoi, policheti, echinodermi *etc.* (Tav. 17, Fig. E-F) tutti immersi in una matrice prevalentemente pelitica. La porzione superiore dell'intervallo sembra essere più affine alla facies F2 in quanto la matrice, da quasi esclusivamente pelitica, diventa a composizione mista (sia pelite che lito e bioclasti mal classati e con taglie arenitiche da fini a grossolane). Lo strato Strada ha un'organizzazione interna molto simile a Palazzetto e anch'esso è preceduto da materiale grossolano in facies F2 che nella sezione in esame affiora per uno spessore di circa 50 cm mentre poche centinaia di metri più a nord, nei pressi dell'omonima località, è preceduto da materiale

bioclastico canalizzato che raggiunge uno spessore massimo di almeno 2 metri. Gli orizzonti guida (Palazzetto e Strada) non mostrano evidenti segni di bioturbazione, così come la quasi totalità degli intervalli arenacei in facies F7 ed F8 presenti nella sezione; solo un'esemplare di *Scolicia strozzii* (Tav. 17, Fig. H) è stato rinvenuto alla base di uno strato a grana media in facies F8 localizzato pochi metri di sopra del livello Strada. Tutte le altre tracce fossili sono presenti nelle porzioni arenacee e marnose di strati in facies F9a (sequenze  $T_{b-e}$ ,  $T_{c-e}$ ,  $T_{d-e}$  di Bouma): tra queste, *Ophiomorpha rudis* (Tav. 17, Fig. I), analogamente a quanto accade nella successione di Valle Petrina, costituisce l'ichnotaxon più comune. Ad *Ophiomorpha rudis* segue *Chondrites* (Tav. 17, Fig. L, N), presente prevalentemente nell'ichnospecie *C. intricatus* e secondariamente come *C. patulus*, quest'ultimo facilmente riconoscibile grazie alla particolare orientazione dei *burrows* che partendo da quello centrale, pressoché rettilineo, si propagano mantenendosi paralleli tra loro e ortogonali rispetto al *tunnel* centrale. Le piccole gallerie ramificate di *Chondrites* sono ben visibili come epichnia/endichnia al tetto dei sottili intervalli arenacei laminati delle facies F9a e, probabilmente anche a causa della migliore esposizione, sono molto più frequenti ed abbondanti nella sezione Palazzetto che in quella di Valle Petrina, sebbene le due successioni siano sostanzialmente eteropiche. *Chondrites* è una traccia ubiquitaria a livello ambientale, ma in alcuni casi è stato rinvenuto in associazione a *Nereites irregularis* (Tav. 17, Fig. N), tipico invece di ambienti di piana bacinale. Le superfici basali degli strati, invece, solo raramente mostrano segni evidenti di bioturbazione e comunque i taxa presenti non rientrano nella categoria dei

grafogliptidi. Lo strato più interessante a livello di hypichnia è quello relativo al metro 14.5 (Fig. 14), dove una particolare traccia fossile bioturba intensamente la base dello strato. La traccia in questione (Tav. 17, Fig. M) presenta una geometria debolmente meandrante contraddistinta da vari ordini di bozzi e di pustule distribuiti sulla superficie esterna esposta dei *burrows* senza un particolare ordine. Le caratteristiche morfologiche sopra descritte rendono queste tracce molto affini a *Neonereites*, considerato come una varietà preservazionale dell'ichnogenere *Nereites*, anche se per la distribuzione delle pustule e per la forma esterna è più opportuno determinare queste tracce come *Rutichnus rutis* (Monaco, 2011). La posizione stratinomica in cui vengono rinvenute è inoltre alquanto anomala per *Neonereites* (hypichnion invece di epichnion).

#### Sezione Bandole

La sezione è localizzata nei pressi della località Bandole (NE di M.S.M.Tiberina), lungo la strada che corre parallela al torrente Erchi. Si tratta di una successione appartenente alla porzione superiore del Membro Poggio Strada, costituita in prevalenza da strati marnoso-arenacei in facies F9a (circa il 75%), aventi sequenza  $T_{c-e}$  di Bouma. Nella porzione intermedia della sezione è presente un potente strato spesso almeno 3 m (Tav. 18, Fig. B) che molto probabilmente corrisponde all'orizzonte guida stratigraficamente più alto del membro Poggio Strada, denominato orizzonte Le Cime. Questo strato è costituito da un intervallo basale ricco in resti vegetali (circa 20 cm), con tappeti di trazione a gradazione inversa, riferibile alla facies F7 a cui segue un intervallo spesso circa 1 m, gradato e privo di strutture interne che può

essere attribuito alle facies F8. Al di sopra della porzione arenacea, ben gradata e con taglie granulometriche che variano da medie a fini, si sviluppa un intervallo marnoso o al massimo pelitico-marnoso spesso circa 1 metro. Le Cime si presenta quindi con spessori, grado di organizzazione interna e granulometrie inferiori rispetto agli strati guida Palazzetto e Strada, oltre a non mostrare, almeno nella sezione in esame, depositi canalizzati clastici e bioclastici a matrice pelitica che invece precedono gli altri due orizzonti. La continuità laterale di tutti gli strati, anche di quelli più sottili, è buona alla scala dell'affioramento; è tuttavia necessario precisare che l'esposizione lungo i piani degli strati non è molto estesa. Al di sotto dell'orizzonte Le Cime sono invece presenti almeno tre strati spessi circa 1 m, caratterizzati da un rapporto A/P  $\sim 1$  e, soprattutto, da un'organizzazione interna analoga al più potente strato guida sovrastante. Questi strati sono infatti caratterizzati da un intervallo arenaceo ricco in resti vegetali e con tappeti di trazione (facies F7) nella porzione basale che verso l'alto diventa privo di strutture interne (facies F8) (Tav. 18, Fig. D). Alla base di uno questi intervalli è stato rinvenuto un esemplare di *Paleodictyon*, del quale sono visibili solo i pozzetti verticali (Tav. 18, Fig. E), ragione per cui è riferibile alla varietà preservazionale denominata *Ramodictyon*. I pozzetti hanno geometrie pressoché cilindriche; la distanza tra un pozzetto e l'altro è invece compresa tra 0.5 e 0.8 cm. I pozzetti verticali (diametro tra 0.4 e 0.6 cm) sono distribuiti in modo abbastanza regolare ad una distanza tra l'uno e l'altro compresa tra 0,5 e 0.8 cm: ciascuno di essi può essere infatti considerato come un nodo di una maglia costituita da celle aventi geometria di parallelogramma. Le restanti tracce rinvenute nella

Fig. 17 – Distribuzione delle tracce fossili nelle facies.

Ichnotaxon		Sezioni di riferimento																		
		M.S.M. Tiberina					Scaglia Toscana													
		Macigno																		
		Carapagi-Pianello-Renali	Carapagi-Pianello-Renali-Maestà	Maestà-Sambuchella-Portole-F.ontemaggiore-Palazeti-Bandole	Pianello-Renali-M. Veriano	Pianello-Portole	Montanare-Pierle (cava)	Passignano-Seano-Pierle	Pierle-Seano											
epichnia/endichnia	<i>Avetoichnus</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Trichichnus</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Planolites</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
endichnia/crossichnia	<i>Phycosiphon</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Nereites</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Chondrites</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Zoophycos</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Thalassinoides</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Spongeliomorpha</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Scolicia</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Palaeophycus</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Ophiomorpha</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Alcyonidiopsis</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Hypichnia/hypichnia/endichnia	<i>Urohelminthoidea</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	
	<i>Spirorhapse</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Spirophycus</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Phycodes</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Paleodictyon</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Neonereites</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Megagraption</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Mammilichnis</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Lorenzina</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Helminthorhapse</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Helminthopsis</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Helicolithus</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Halopoa</i>	□□□	□□□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	<i>Gordia</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Desmograption</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Cosmorhapse</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Cardioichnus</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Bergaueria</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Belorhapse</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
	<i>Arthropycus</i>	□□□	□□□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□	□
		F4/F5/F6	F7/F8	F9a	F9b	Calclititiche (contouriti)	Calcarenitiche	Calclititiche	Calcareo-marnose											
<b>Facies</b>																				

■ Frequenza: 1x bassa; 2x media; 3x alta.

sezione, infatti, sono ancora una volta riferibili agli ichnogeneri *Ophiomorpha* (Tav. 18, Fig. F, G) e *Chondrites* (Tav. 18, Fig. H), analogamente alle altre sezioni appartenenti al Membro Poggio Strada.

*Sezione Talacchio*

La sezione (Tav. 19, Fig. A) è localizzata nei pressi dell'omonima località (lungo la valle del torrente Erchi) e costituisce, per esposizione e

Fig. 18: Log ichno-stratigrafico riassuntivo della Formazione Scaglia Toscana.

Formazione	Membro	Spessore (metri)	Litologia e Granulometria Pe Ag.	Affioramenti principali	Distribuzione delle facies (%)	Distribuzione delle tracce nelle facies (%)	Ichnodensità Bassa Media Alta	Tracce pre/post-deposizionali (%)	Ichnoassociazioni	
									hypi/endichnia	epi/endichnia
<b>Scaglia Toscana</b>	unità argilloso-marnosa	145		L'Ansina			—		Th	Av Tr-Ch Ne
	unità calcareo-marnosa	100		Pierle			—		Th-Al	Av Ne-Ch-Pl Tr-Ch Zo-Ch Mottled
	unità calcarea	50		Il Palazzo			—		Th	Av Ne-Ch-Pl Zo Mottled
	unità calcarea	50		Passignano (cava) Montanare (cava dismessa)			—		Th Al-Ta	Av Ne-Ch-Pl Tr Mottled
	unità calcarea	50		Pierle (cava)			—		Th-Pp Op-Hl-Zo	Av Ch-Pl

Legenda		
<b>Litologia</b>	Argille	Argillose
Marne	Calcareo-marnose	Calcilutitiche
Calcari-marnosi	Calcilutitiche	Calcarenitiche
Calcilutiti		
Calcareniti		
	<b>T.F. pre/post deposizionali</b>	Pre-deposizionali
		Post-deposizionali
	<b>Tracce fossili</b>	Av - <i>Avetoichnus</i>
		Al - <i>Alcyonidiopsis</i>
		Ch - <i>Chondrites</i>
		Ne - <i>Nereites</i>
		Op - <i>Ophiomorpha</i>
		Pl - <i>Planolites</i>
		Pp - <i>Palaeophycus</i>
		Th - <i>Thalassinoides</i>
		Tr - <i>Trichichnus</i>
		Zo - <i>Zoophycos</i>

contenuto ichnologico, la sezione di riferimento per il Membro sommitale della Fm. di M.S.M. Tiberina (Membro Talacchio). La successione è interamente costituita da sottili intervalli arenacei laminati a composizione prevalentemente silicoclastica (facies F9a), seguiti da potenti intervalli marnosi e marnoso-pelitici. Rispetto al sottostante Membro Poggio Strada si nota una sensibile diminuzione del rapporto A/P relativo agli strati in facies F9a, che diventa quasi sempre  $< 1/10$ , e la scomparsa degli intervalli arenacei a granulometria da media a grossolana in facies F7 ed F8. Le sequenze di Bouma che caratterizzano le porzioni arenacee degli strati sono ancora una volta  $T_{c-e}$ , secondariamente  $T_{d-e}$ , e solo in un caso  $T_{b-c}$  (Tav. 19, Fig. B). Le strutture di fondo, presenti solo in due casi, sono riconducibili a lineazioni e *flutes* (Tav. 19, Fig. C) che indicano apporti orientati da NW a SE. Analogamente a quanto accade per le successioni relative al Membro Poggio Strada, anche nella sezione Talacchio la continuità laterale degli strati alla scala dell'affioramento è buona quando questi hanno intervalli arenacei superiori ai 10 cm, mentre è molto bassa per intervalli arenacei inferiori ai 7-8 cm. Il contenuto ichnologico della sezione si mantiene praticamente identico a quello delle successioni precedentemente descritte: *Ophiomorpha rudis* (Tav. 19, Fig. D) e *Chondrites* (Tav. 19, Fig. E) sono le tracce dominanti. Solo alla base di un sottile strato arenaceo sono state rinvenute delle piccole tracce tubolari, talvolta ramificate, che si immergono più volte nello strato e che mostrano una forte affinità con l'ichnogenere *Arthropycus* (Tav. 19, Fig. F; cfr. Uchman, 1998); tuttavia in molti casi le sottili barrette trasversali al tunnel tipiche di questo ichnotaxon sono parzialmente o non sono preservate

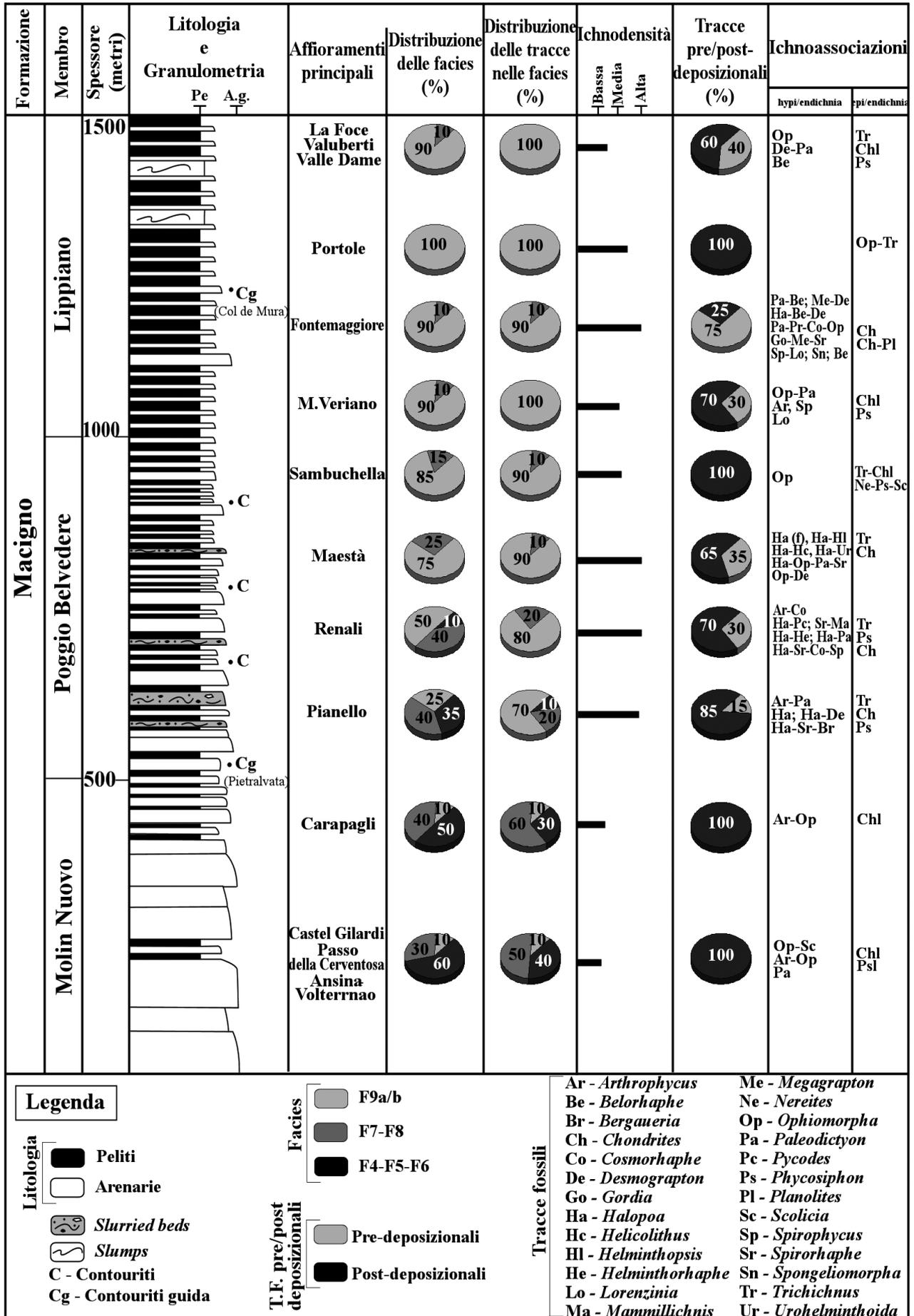
così come la ramificazione.

## Considerazioni paleoambientali

Lo studio effettuato per il presente lavoro necessita ovviamente di prerequisiti di terreno dai quali sviluppare ipotesi e considerazioni, motivo per cui si è preferito trascurare alcune Formazioni (Arenarie di Celle, Marne di Vicchio e Marnoso Arenacea) le quali, pur essendo cartografate (Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000, Foglio 289 "Città di Castello"), affiorano in modo puntiforme, con spessori limitati e non mostrano alcun carattere ichnologico di rilievo. L'insufficiente contenuto ichnologico riscontrato nella Marnoso Arenacea e nelle Marne di Vicchio è probabilmente dovuto alla ridotta esposizione, visto che in aree più settentrionali (Casentino, Alta Val Tiberina), dove affiorano in modo esteso e continuo (Pizziolo & Ricci-Lucchi, 1991; Delle-Rose et al., 1994; Milighetti et al., 2009; Monaco & Checconi, 2010a), costituiscono dei laboratori naturali per lo studio delle tracce fossili. Per le Marne di Vicchio il discorso è in realtà più complesso in quanto gli affioramenti dell'area di M.S.M. Tiberina sono tutti stratigraficamente collocabili in posizioni prossime o abbastanza prossime all'orizzonte a selce nera listata (Merla, 1952; Delle-Rose et al., 1994), denominato orizzonte Palaie (Luchetti et al., 2002; Plesi et al., 2002; Brozzetti, 2007), il quale, come precedentemente detto, si è depositato in condizioni estremamente sfavorevoli allo sviluppo delle comunità bentoniche. A scala maggiore le condizioni ambientali in cui si sono sedimentate le Marne di Vicchio sono

---

**Fig. 19:** Log ichno-stratigrafico riassuntivo della Formazione Macigno.



strettamente legate alla complessità morfologico-strutturale dell'area di deposizione (deposizione di *wedge-top*) che potrebbe aver prodotto importanti variazioni laterali nello spessore della Formazione, nelle associazioni di facies e nel contenuto ichtnologico in esse rinvenuto, anche su distanze relativamente modeste.

#### a) Scaglia Toscana

Nelle successioni stratigrafiche riferibili alla Scaglia Toscana il modello di Mutti (1992) può essere applicato solo parzialmente in quanto la presenza delle strutture sedimentarie (pre/sin/post-deposizionali) non è così comune come nelle soprastanti unità terrigene. Questo è probabilmente imputabile alla granulometria molto fine degli strati torbiditici (prevalentemente micritici o comunque arenacei fini), non molto idonea per la formazione e preservazione di strutture sedimentarie, come ad esempio lamine piane e incrociate, ai bassi tenori energetici dei flussi che, insieme al tipo di substrato, possono aver fortemente limitato la formazione di *bed forms*, ed infine a processi diagenetici non favorevoli per la preservazione delle fisico-strutture (Colacicchi & Monaco, 1994). A questo si deve poi aggiungere che parte del materiale costituente la Formazione della Scaglia Toscana non è di origine torbiditica e su di esso il modello di Mutti è a priori inapplicabile. La Scaglia Toscana può essere infatti considerata come un'unità di transizione tra le unità pelagiche non torbidiche sottostanti (Maiolica) e quelle torbidiche soprastanti (Macigno), in quanto la sua deposizione ha preceduto la definitiva impostazione di un complesso sistema deposizionale torbiditico di avanfossa e dei relativi ambienti e sub-ambienti.

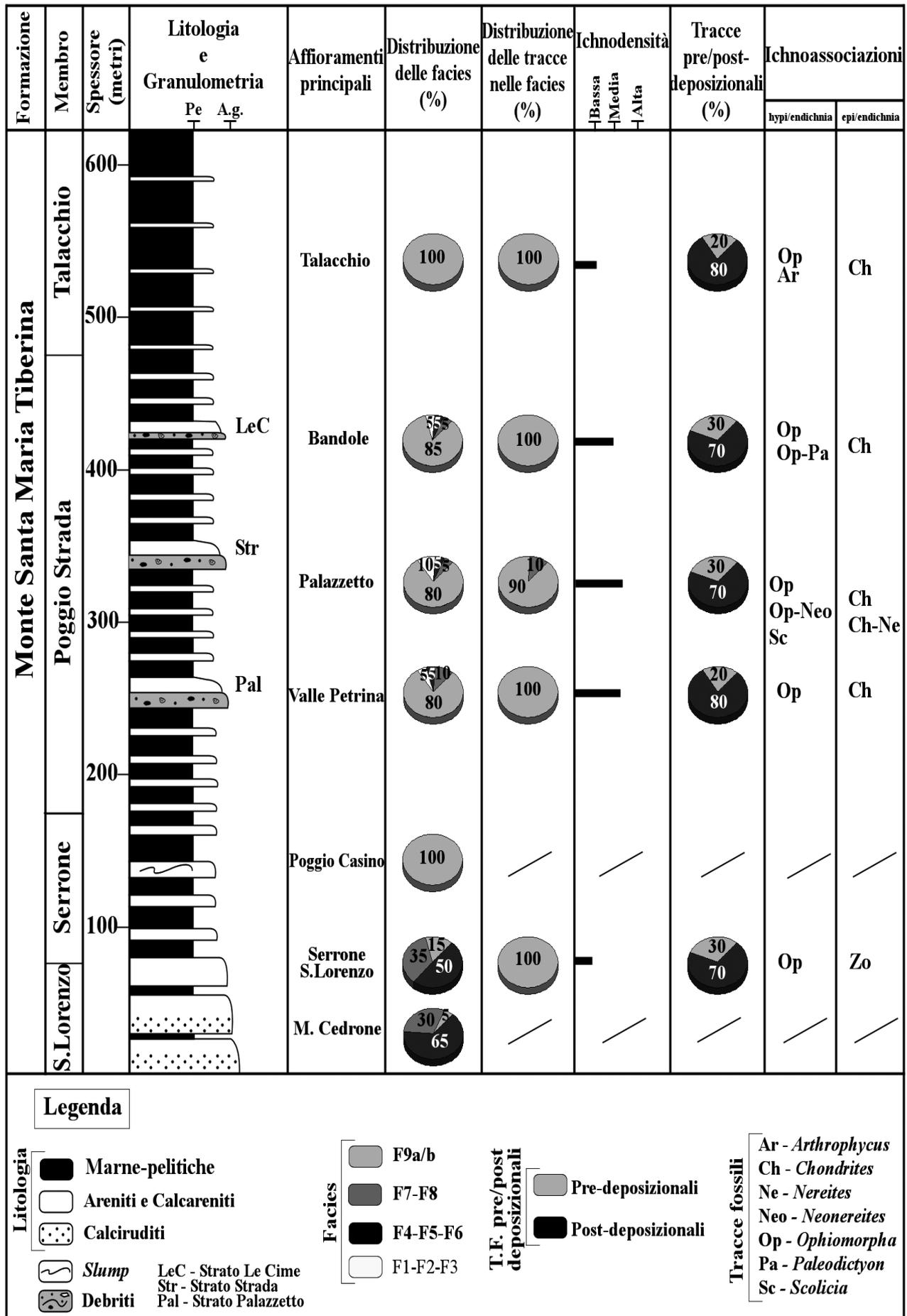
La suddivisione della Scaglia Toscana (Sci-

sti Varicolori *sensu* Principi, 1924) in tre unità litostratigrafiche informali (unità calcarea, calcareo-marnosa e unità argilloso-marnosa; Piccioni & Monaco, 1999) corrisponde a quella adoperata da Damiani et al. (1987) per l'area a nord del Trasimeno (che dal basso distingue invece unità di Seano, unità di Pierle e unità de l'Ansina). Anche i risultati biostratigrafici e micro-paleontologici ottenuti dagli stessi autori a sud e a nord del Trasimeno fittano abbastanza bene tra loro, sebbene con alcune differenze. L'unità di Seano o unità calcarea si estende fino all'Eocene medio sia nella successione in Val di Pierle (Zona P9-P10) che in quella di M. Solare (base della Zona P10), con una sedimentazione che, come testimonia il grado di preservazione delle associazioni a foraminiferi, è avvenuta al di sopra della superficie di compensazione dei carbonati ma con frequenti oscillazioni al di sotto del lisocline e in probabili condizioni di scarsa ossigenazione. Le datazioni relative all'unità di Pierle o unità calcareo-marnosa, invece, non risultano omogenee, in quanto nella successione di Val di Pierle l'unità in oggetto rientra nella parte superiore dell'Eocene medio (Zona P12), in aree più occidentali (M. Ruffiano) ricade a cavallo del passaggio Eocene inferiore-Eocene medio (Zona P9-P10), mentre nella sezione di M. Solare si estende dalla Zona P10 alla base della Zona P12. Secondo Damiani et al. (1987) la sedimentazione dell'unità di Pierle si mantiene al di sopra della CCD ma al di sotto del lisocline, mentre nella sezione di M. Solare (Piccioni & Monaco, 1999) hanno riscontrato un grado di preservazione delle microfaune tale da far supporre una sedimentazione in prevalenza al di sopra del lisocline e un miglioramento dell'ossigenazione del fondale e del substrato nella porzione superiore dell'unità, testimoniato

dalle associazioni a foraminiferi bentonici. La sedimentazione prevalentemente argillosa che caratterizza l'unità de l'Ansina o unità argilloso-marnosa è avvenuta, con ogni probabilità, al di sotto della CCD con rare escursioni al di sopra di essa, motivo per cui sono assenti forme a guscio calcareo ialino e progressivamente anche tutti i litotipi calcarei (Monaco & Uchman, 1999). I dati micro-paleontologici suggeriscono inoltre una nuova progressiva diminuzione dell'ossigenazione del fondale (Piccioni & Monaco, 1999). Le difficoltà di acquisizione di dati certi relativi all'età del tetto dell'unità argilloso-marnosa sono dovuti sia alle limitate esposizioni del passaggio con le sovrastanti unità terrigene che, soprattutto, alla presenza di faune rimaneggiate in sedimenti contenenti microfossili "indigeni" non indicativi per una precisa datazione dell'Oligocene. I dati più recenti (Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000, Foglio 289) indicano che l'età della porzione superiore della Scaglia Toscana è compresa tra il Rupeliano e il Cattiano (biozone a nannofossili MNP22-MNP25b) anche se, come riportato nel lavoro di Plesi et al. (2002), l'associazione a nannofossili rinvenuta nella sezione lungo la valle del T. Afra indica la base della biozona MNN1 (Cattiano-Aquitano inferiore?).

La distalità dell'ambiente in cui si è sedimentata la Scaglia Toscana e le variazioni paleoambientali relative soprattutto al grado di ossigenazione del fondale e del substrato trovano riscontro nelle associazioni di tracce fossili rinvenute nelle successioni indagate per il presente lavoro, che infatti appartengono all'ichnofacies *Nereites*, tipica di ambienti distali e profondi (Uchman, 2007). Le ichnoassociazioni rinvenute nelle successioni a nord del Trasimeno sono molto simili a quelle descritte

per la sezione di M. Solare (Monaco & Uchman, 1999; Piccioni & Monaco, 1999), anche se in quest'ultimo caso il grado di bioturbazione sembra essere decisamente più elevato, a testimonianza di variazioni ambientali a scala locale e non necessariamente di grande entità. Le sezioni utilizzate come riferimento ichnologico per la distribuzione delle tracce nell'unità calcarea o unità di Seano (*sensu* Damiani et al., 1987) sono rappresentate dalle cave dismesse di Passignano, di Montanare e di Pierle, nelle quali i litotipi calcarenitici sono dominanti ed il grado di bioturbazione complessivo non è molto elevato. Le tracce più comuni in questa unità sono costituite da *Chondrites*, *Planolites*, *Thalassinoides* e *Palaeophycus*, mentre sono meno comuni *Ophiomorpha* ed *Helminthopsis* e rari *Avetoichnus luisae* e *Zoophycos*. Il tiering degli strati è spesso organizzato con *Planolites* e i rari *Avetoichnus luisae* al tetto (epichnia), *Thalassinoides* e *Palaeophycus* in posizione endichnia, *Helminthopsis* e *Ophiomorpha* come hypichnia/endichnia. La miglior preservazione delle ichnoassociazioni è stata riscontrata nell'unità calcarea marnosa (unità di Pierle *sensu* Damiani et al., 1987), dove si registrano anche i valori di ichnodensità e ichnodiversità più elevati. Nelle sezioni di Pierle, Il Palazzo, nella porzione superiore della cava dismessa di Montanare e in quella di Passignano sono stati recuperati vari ichnotaxa tra cui *Planolites*, *Chondrites*, *Avetoichnus luisae*, *Thalassinoides*, *Alcyonidiopsis* e *Trichichnus*, meno comuni *Zoophycos* e *Taenidium*. Al tetto di alcuni strati calcilutitici sono inoltre presenti livelli a componente più marnosa in cui l'ichnodensità è talmente elevata (*mottled beds*) da rendere difficile il riconoscimento delle singole forme. Questi casi testimoniano un tasso netto di accumulo molto basso, in con-



dizioni di nutrimento e ossigenazione favorevoli, che permetteva un intenso sviluppo della bioturbazione (con rielaborazione delle tracce preesistenti) impedendo lo sviluppo di *tiers* organizzati (Piccioni & Monaco, 1999). Il grado di bioturbazione più elevato, inteso sia come numero di strati bioturbati rispetto a quelli non bioturbati che come intensità di bioturbazione interna ad ogni strato, e la maggior diversificazione delle forme testimoniano, se confrontati con i dati relativi all'unità calcarea, un miglioramento delle condizioni ambientali. Questo miglioramento, in accordo con i dati sopraccitati forniti dalle associazioni micro-faunistiche, è probabilmente dovuto al maggior apporto di materiale detritico fine, e quindi di nutrienti, e alla buona ossigenazione del substrato e delle acque sul fondo marino. Al contrario, nell'unità argilloso-marnosa (unità de l'Ansina *sensu* Damiani et al., 1987) l'ichnodensità e l'ichnodiversità tornano ad essere decisamente più basse e diminuiscono progressivamente dalla base al tetto dell'unità. Le condizioni peggiorano di nuovo sia dal punto di vista dei nutrienti, in quanto gli apporti torbiditici sono meno frequenti (dominano infatti i litotipi argillosi e marnosi), che a livello di ossigenazione, come testimonia l'associazione di tracce fossili caratterizzata da forme come *Trichichnus* e *Chondrites* in grado di tollerare condizioni di scarsa ossigenazione; meno comuni sono invece *Thalassinoides*, *Planolites* e *Avetoichnus luisae*.

#### b) Macigno

Gli affioramenti riferibili al membro basale del Macigno (Membro di Molin Nuovo) sono

spesso interessati da un'intensa deformazione tettonica che ne limita la continuità laterale e verticale, come accade nei pressi di Castel Giliardi e del Passo della Cerventosa (S.P.34), nel tratto L'Ansina-Volterrano (S.P. 39) e nei pressi di Molin Nuovo (S.P. 73). Le successioni che caratterizzano questo Membro sono prevalentemente costituite da facies grossolane e medio grossolane (Facies F4, F5 ed F6, subordinate le F7 ed F8, poco presenti le F9), che costituiscono depositi canalizzati, oppure, più raramente, si organizzano in sequenze *thickening upward* e possono essere riferite ad ambienti di lobo prossimale più o meno canalizzato. Gli intervalli pelitici sono subordinati, a conferma di un contesto deposizionale da energetico a molto energetico, e sono contraddistinti da una colorazione scura che a sua volta potrebbe essere indice di una scarsa ossigenazione. Questi due parametri ambientali (velocità di sedimentazione elevate e carenza di ossigeno) costituiscono con ogni probabilità le cause principali della bassa ichnodensità e ichnodiversità che caratterizzano le successioni relative al Membro di Molin Nuovo per quanto riguarda i grafogliptidi che, fatta eccezione per qualche raro esemplare di *Paleodictyon*, sono praticamente assenti. A livello dei hypichnia/endichnia le ichnoassociazioni relativamente più comuni sono costituite da *Arthropycus-Ophiomorpha*, rinvenuta nella sezione Carapagli e nei pressi del Passo della Cerventosa, e da *Ophiomorpha-Scolicia* rinvenuta nei pressi di Poggio di Bivignano (Molin Nuovo). Anche se l'ichnodensità complessiva del Membro è bassa questo parametro può raggiungere valori anche molto elevati nel singolo strato, specialmente quando è presente l'ichnogenere *Arthropycus*. *Ophiomorpha*, invece, rappresenta l'ichnotaxon che meglio è riuscito

---

**Fig. 20:** Log ichno-stratigrafico della Formazione Monte Santa Maria Tiberina.

ad adattarsi al contesto in cui si è deposta la successione del Membro di Molin Nuovo essendo la forma più comune e spesso l'unica presente. A livello di epichnia/endichnia sono abbastanza comuni stringhe mal preservate *Chondrites-like* e *Phycosiphon-like*. Nella porzione superiore del Membro di Molin Nuovo si nota un progressivo incremento delle facies F9a/b e degli intervalli pelitici compresi tra eventi torbiditici medio-grossolani; le associazioni di facies relative a questa parte del Membro presentano caratteri leggermente più distali rispetto alla porzione sottostante e la stratificazione comincia ad organizzarsi in sequenze stazionarie (scariche *random* di volumi più o meno importanti di sedimento) tipiche del sovrastante Membro di Poggio Belvedere.

Nelle successioni relative alla porzione medio-inferiore del Membro di Poggio Belvedere le sequenze stazionarie, costituite da intervalli più o meno potenti di facies F4, F5, F6, F7 ed F8 separati tra loro da intervalli di facies F9a/b, sono infatti estremamente comuni e riflettono rispettivamente una deposizione di canale (canali generalmente ampi e poco incisi) e di intercanale, con un carattere che diventa sempre più distale salendo verso la parte alta del Membro. Si passa infatti da ambienti di lobo interno canalizzato (sezione Pianello) a frangia di lobo distale (sezione Maestà), attraversando situazioni intermedie (sezione Renali). Negli affioramenti di Pianello, Renali e Maestà sono stati riscontrati i valori di ichnodensità e ichnodiversità più alti di tutta l'area indagata, paragonabili solo a quelli della sezione Fontemaggiore (Membro di Lippiano), sebbene con alcune differenze. Nelle tre sezioni in oggetto *Halopoa* costituisce l'ichnogenere più comune e può essere associata a grafogliptidi (*Desmo-*

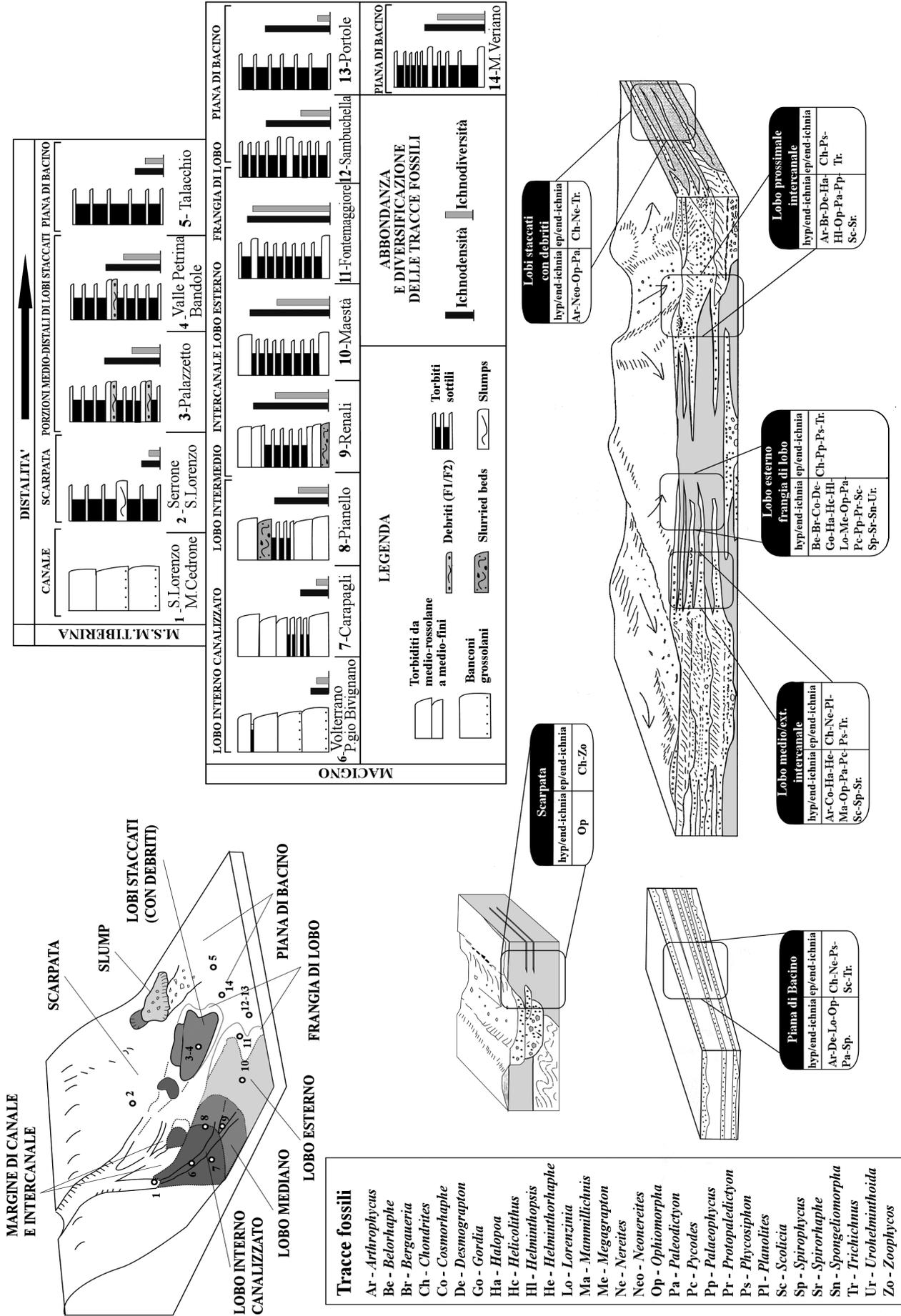
*grapton*, *Paleodictyon*, *Urohelminthoida*, *Helminthorhapha* ed *Helicolitus*) a non grafogliptidi (*Helminthopsis*, *Bergaueria*, *Phycodes*) o a tracce miste (grafogliptidi e non grafogliptidi) come ad esempio nelle ichnoassociazioni *Halopoa-Spirophycus-Spirorhapha-Cosmorhapha* oppure *Halopoa-Ophiomorpha-Paleodictyon-Spirorhapha* rinvenute rispettivamente nelle sezioni Renali e Maestà. In quest'ultima sezione, *Halopoa*, nella fattispecie *H. imbricata*, mostra tutti i caratteri preservazionali compresi tra la canonica presenza di microfratture longitudinali, prodotte durante le fasi di spinta trasversale, fino ad arrivare ai casi in cui la porzione centrale dei *burrows* è occupata da un solco avente bordi irregolari e parallelo all'asse di allungamento della traccia (*Fucusopsis preservation*, Seilacher, 2007). Le tracce pre-deposizionali (con particolare riferimento al gruppo dei grafogliptidi) sono tuttavia subordinate rispetto alle forme sin/post-deposizionali, in particolar modo nella sezione Pianello dove i grafogliptidi sono limitati a qualche raro esemplare di *Paleodictyon minimum*, un *Desmograption* e una forma spiralata probabilmente riferibile a *Spirorhapha*, tutti, per giunta, in pessime condizioni di preservazione. Le frequenti scariche di materiale grossolano o addirittura di materiale debrítico (*slurried beds*), tipici soprattutto della sezione Pianello, rendono l'ambiente inospitale per la formazione e preservazione delle delicate bio-strutture che contraddistinguono i grafogliptidi. L'incremento di queste forme è apprezzabile nelle sezioni Renali e Maestà, dove infatti cominciano a dominare le facies medio-fini (F7, F8 ed in particolare le F9a/b). La bioturbazione al tetto degli strati è abbastanza elevata e rappresentata da *Phycosiphon*, *Chondrites* e *Trichichnus*, con quest'ultimo che

frequentemente occupa i *tiers* sommitali di strati contenenti *Halopoa* in posizione di hypichnia/endichnia.

Le restanti sezioni relative al Membro Poggio Belvedere (Sambuchella e M. Veriano) sono genericamente riferibili ad un contesto deposizionale distale, anche se l'associazione di facies ed il contenuto ichnologico di ognuna mette in evidenza alcune differenze paleoambientali. Nelle sottili torbiditi di *fan* distale (frangia esterna/piana di bacino) della sezione Sambuchella (porzione superiore del Membro di Poggio Belvedere) *Trichichnus* rappresenta l'ichnogenere più abbondante e spesso si trova associato, sempre in posizione di epichnia/endichnia, a stringhe arcuate *Chondrites-like*. Entrambe le forme (soprattutto *Trichichnus*) sono tipiche di ambienti molto poveri di ossigeno, condizione che molto probabilmente si è avuta nella successione considerata, vista la carenza di altre tracce fossili e la colorazione scura delle peliti; non è comunque da escludere una posizione marginale rispetto ai flussi principali che ne limitava l'apporto di nutrienti e quindi di organismi bioturbanti. L'ichnodensità e l'ichnodiversità elevate che caratterizzano solo uno degli strati in facies F9a della sezione Sambuchella, dove sono presenti *Scolicia*, *Phycosiphon*, *Nereites* ed *Ophiomorpha*, potrebbero essere la testimonianza di temporanei miglioramenti delle condizioni ambientali che sporadicamente diventavano favorevoli allo sviluppo e alla diversificazione delle comunità bentoniche. La successione relativa alla sezione M. Veriano, assimilabile a depositi di piana bacinale, presenta un contenuto di tracce fossili più diversificato rispetto a Sambuchella e costituito da *Spirophyucus*, *Ophiomorpha*, *Lorenzina*, *Paleodictyon* e secondariamente da *Ar-*

*throphyucus* (hypichnia/endichnia) *Chondrites* e *Phycosiphon* (epichnia/endichnia).

Nelle successioni stratigrafiche del Membro di Lippiano, in cui sono state focalizzate in dettaglio le sezioni Portole e Fontemaggiore, dominano nettamente le facies F9a/b con intervalli pelitici ben sviluppati, mentre molto subordinate sono le facies arenacee (F8). Ad un ambiente di frangia di lobo/piana bacinale possono essere invece ascritte le successioni affioranti, da sud a nord, nei pressi di Valle Dame (S.P. 34; versante meridionale di M. della Croce), di Portole (S.P. 34; tratto Castel Gilardi-Portole), di Valuberti (S.P. 39; versante meridionale di Poggio Montanina) e della Foce (S.P. 40; tratto Il Ceriolo- S.Chimento). In tutti questi affioramenti il riscontro ichnologico è tuttavia molto deludente, soprattutto se paragonato, ad esempio, con quello dei depositi di frangia di lobo più a sud della sezione Maestà o a quelli più a nord della sezione Fontemaggiore. I grafogliptidi sono praticamente assenti; fatta eccezione per due esemplari di *Desmograpton* recuperati nei pressi della Foce e di Valuberti, mentre *Ophiomorpha* è leggermente più comune. Nelle successioni di Valle Dame, Portole e Valuberti è stata riscontrata una forte abbondanza di *Trichichnus*, presente in alcuni tratti, come nel caso della sezione Portole, nel 100% degli strati; meno comuni sono invece le stringhe arcuate tipo *Chondrites*. La presenza così importante di *Trichichnus* rimanda ancora una volta a condizioni di scarsa ossigenazione, anche se molto probabilmente non è l'unico fattore che ha influito su così larga scala nella bassa diversificazione delle tracce fossili e nella sostanziale assenza di grafogliptidi. Nella sezione Fontemaggiore, anch'essa riferibile ad un ambiente di frangia di lobo distale, la presenza



di grafogliptidi è invece dominante. Tra queste forme più comuni sono rappresentate da *Pa-leodictyon*, *Desmograptus*, *Megagraptus*, *Spirorhapha* e *Belorhapha*, mentre è meno comune *Cosmorhapha*. A livello di tracce hypichnia/endichnia si segnalano *Ophiomorpha*, *Sponge-liomorpha*, *Gordia*, *Spirophycus*, *Bergaueria*, *Lorenzinia* ed *Halopoa*, con quest'ultima che, a differenza della sezione Maestà, non costituisce più l'ichnogenere più abbondante, mentre a livello di epichnia/endichnia molto comune è *Chondrites*.

### c) Monte Santa Maria Tiberina

I recenti dati micropaleontologici (Luchetti et al., 2002) indicano che la sedimentazione della porzione basale della Formazione di Monte Santa Maria Tiberina (Membro S. Lorenzo) è avvenuta in ambienti poco profondi e ben ossigenati, dove tuttavia l'assenza di tracce fossili trova giustificazione nelle condizioni estremamente energetiche del contesto deposizionale, che infatti hanno prodotto depositi calciruditi-ci e calcarenitici grossolani (prevalentemente bioclastici) organizzati in potenti banconi riferibili alle facies F5 ed F6. Dalla base al tetto del Membro S. Lorenzo si registra una diminuzione della potenza degli strati (*trend thinning upward*) e un aumento degli intervalli marnoso-pelitici che diventano dominanti nel sovrastante Membro Serrone. Il Membro di Serrone, come sopra accennato, è prevalentemente costituito da litotipi marnoso-pelitici che in alcuni casi mostrano intervalli slumpizzati e che solo spo-

radicamente vengono interrotti da sottili strati arenacei in facies F9a/b. L'associazione di facies di questo Membro rimanda ad un ambiente di scarpata in accordo con le paleobatimetrie indicate dal contenuto microfaunistico in esso rinvenuto (Luchetti et al., 2002). Le tracce fossili sono purtroppo molto carenti e limitate ad alcuni esemplari di *Zoophycos* e *Ophiomorpha rudis* recuperati nei pressi di S. Lorenzo e di Serrone; *Zoophycos* è un ichnogenere considerato tipico di *inter-fan* prossimali (scarpata e base scarpata; Milighetti et al., 2009) mentre *Ophiomorpha rudis* in genere caratterizza la subichnofacies di base scarpata con canali e lobi sabbiosi da cui prende il nome (Uchman, 2009).

Nelle successioni relative al Membro Poggio Strada (sezioni Valle Petrina, Palazzetto, Strada e Bandole) le marne pelitiche, pur rimanendo il litotipo dominante, vengono regolarmente interrotte da intervalli arenitici e calcarenitici (facies F9a) prodotti da flussi laminari, nei quali la laminazione piano parallela ( $T_b$  di Bouma) è infatti molto comune. La scarsa continuità laterale che contraddistingue gran parte degli strati sottili in facies F9a unitamente alla presenza dei tre orizzonti guida (Palazzetto, Strada e Le Cime) potenti, grossolani (facies F5, F7, ed F8) e preceduti da scariche di materiale misto (bioclastico e pelitico) prodotto da *debris flow* (facies F1/F2 ed F3), ci proiettano in un probabile ambiente di base scarpata con parti medio-distali di lobi staccati (*detached lobe*, Einsele, 1991) che sporadicamente veniva raggiunto, magari in seguito a sollecitazioni tettoniche, dal materiale grossolano o addirittura debritico proveniente da aree limitrofe e rialzate. Secondo la più recente ipotesi la provenienza di questo materiale è da ricercarsi in bacini satelliti

---

**Fig. 21:** Schema riassuntivo per le Formazioni silico-clastiche (Macigno, Monte S.M. Tiberina). Nella parte superiore viene riportato l'ipotetico ambiente di formazione delle sezioni studiate, mentre in quella inferiore si evidenzia la distribuzione delle tracce fossili nei vari contesti deposizionali.

interni all'alloctono toscano riempiti di materiale bioclastico di piattaforma carbonatica, di materiale silicoclastico di provenienza alpina e, probabilmente, di materiale proveniente dalla successione epiligure che, successivamente a processi di rimobilizzazione, potrebbe aver raggiunto (tramite flussi gravitativi tipo *high density turbidity currents* e *cohesive debris flows*) la parte esterna della zona di sovrapposizione delle successioni toscane su quelle umbre (dove appunto si stava sedimentando la Fm. M.S.M. Tiberina) e, in alcuni casi, l'avanfossa della Marnoso Arenacea (Brozzetti, 2007). Questa ipotesi è supportata da correlazioni tra alcuni depositi della M.S.M. Tiberina con quelli della Marnoso Arenacea, come ad esempio tra l'orizzonte Palazzetto (M.S.M. Tiberina) e lo strato guida Poggio la Rocca (Marnoso Arenacea) affiorante lungo la Valle del T. Afra (Brozzetti et al., 2002; Luchetti et al., 2002; Brozzetti, 2007). Il contenuto ichnologico del Membro Poggio Strada è contraddistinto dall'abbondanza di *Ophiomorpha* ed in particolare di *O. rudis*, mentre subordinata è la presenza di *O. annulata*. Ad *Ophiomorpha* segue in abbondanza *Chondrites* (nelle ichnospecie *C. intricatus* e *C. patulus*) il quale, in alcuni casi, si trova in associazione a *Nereites irregularis* (sezione Palazzetto); molto più rari sono invece *Scolicia* e *Rutichnus* (sezione Palazzetto). L'unico grafogliptide rinvenuto in questo Membro, e più in generale in tutta la Fm. M.S.M. Tiberina, è rappresentato da un esemplare di *Paleodictyon*, nella varietà preservazionale *Ramodictyon*, presente nella sezione Bandole.

Si torna probabilmente ad un ambiente più distale durante la sedimentazione del Membro Talacchio, il quale mostra, dalla base al tetto, un importante incremento degli intervalli marnoso-

pelitici e una diminuzione di quelli arenacei che tendono a scomparire nella porzione superiore del Membro. Dal punto di vista ichnologico le successioni riferibili a questo Membro sono caratterizzate da una bassa densità di bioturbazione e da un basso grado di diversificazione delle forme con *Ophiomorpha*, *Chondrites* e *Arthropycus* (sezione Talacchio) come unici ichnogeni da segnalare.

### Considerazioni deposizionali dalle ichnocenosi

La sedimentazione della Scaglia Toscana, precedendo la definitiva impostazione di un sistema torbiditico di anvanfossa, è tuttavia avvenuta in un contesto geodinamico e strutturale che andava via via complicandosi. Il progressivo avvicinamento da ovest del sistema catenavavafossa, oltre ad aver indotto una subsidenza responsabile dell'approfondimento del bacino di sedimentazione, potrebbe aver complicato l'organizzazione del fondale con la formazione di aree isolate e poco ossigenate, ma soprattutto potrebbe aver influito sulla provenienza degli apporti. Le cause della diminuzione degli eventi torbiditici nell'unità argilloso-marnosa possono risiedere nella diminuzione della produttività dell'area sorgente oppure nell'impossibilità della maggior parte dei granuli carbonatici di raggiungere profondità elevate. Quest'ultima ipotesi è comprovata dalle associazioni a foraminiferi che testimoniano un sedimentazione avvenuta sotto la CCD, ma a questo deve essersi aggiunto un cambio degli apporti e delle relative aree sorgenti indotto da processi tettonici legati all'orogenesi e che sul terreno si traduce nel progressiva variazione litologica e composizionale tra il materiale in prevalenza

carbonatico della Scaglia Toscana, di ipotetica provenienza sud-orientale, e il materiale terrigeno delle unità torbiditiche sovrastanti, la cui provenienza è invece prevalentemente alpina.

Nel Macigno l'indagine sedimentologico-ichnologica ha prodotto dei risultati più interessanti dal punto di vista del rapporto tra subambiente ed ichnocenosi grazie soprattutto al maggior numero di informazioni ichnologiche ottenute sul terreno. Nell'avanfossa oligo-miocenica del Macigno si sono accumulate centinaia di metri di depositi torbiditici che, per associazione di facies e di tracce fossili, riflettono il complicato sistema di ambienti e subambienti in cui essa era articolata. Una prima distinzione a grande scala può essere fatta tra le torbiditi di lobo prossimale più o meno canalizzato (Membro basale del Macigno: Membro di Molin Nuovo), in cui le tracce fossili sono scarse e poco diversificate (ichnocenosi ad *Ophiomorpha-Arthropycus* e *Ophiomorpha-Scolicia* dei banconi più spessi), e i sovrastanti depositi di lobo mediano e lobo distale /frangia di lobo (Membro di Poggio Belvedere e Membro di Lippiano), in cui si riscontra una maggior densità e diversificazione delle forme. All'interno dei lobi, muovendosi da zone mediane a zone distali, la presenza di *Halopoa* tende a diminuire e viene compensata dall'incremento di altre tracce preferenzialmente appartenenti al gruppo dei grafogliptidi. Questi *trends*, per altro già segnalati nelle successioni più settentrionali del Pratomagno e del Casentino (Milighetti et al., 2009; Monaco et al., 2009b), sono abbastanza comuni anche nei depositi torbiditici del nord della Spagna (Uchman, 2001; Heard & Pickering, 2008). L'ichnodiversità e, in alcuni casi, l'ichnodensità sono invece basse nelle torbiditi ancor più distali (frangia di lobo/piana di baci-

no) della maggior parte delle successioni appartenenti al Membro di Lippiano in cui dominano ichnocenosi *Trichichnus-Chondrites*, ossia tracce prodotte da organismi specializzati che ben tolleravano condizioni fisico-chimiche inopportune per la maggior parte degli organismi bentonici. La presenza di ichnogenere ed ichnospecie molto più abbondanti e diversificate (soprattutto grazie alla presenza di grafogliptidi) nei depositi di lobo (da lobo mediano a frangia di lobo), anziché in quelli di piana bacinale, potrebbe essere legata sia alla composizione del substrato (Uchman, 2001), niente affatto monotona nei Membri di Poggio Belvedere e di Lippiano, che alle maggiori quantità di sedimenti e quindi di nutrienti deposti nei lobi rispetto agli ambienti di piana bacinale. La composizione del substrato influisce anche sulla preservazione delle tracce fossili, in particolar modo delle forme hypichnia, motivo per cui generalmente la maggior presenza di grafogliptidi e delle altre tracce hypichnia coincide con i livelli in cui si riscontra un consistente contenuto di carbonati, i quali potrebbero aver sollecitato processi di diagenesi precoce che avrebbero facilitato il consolidamento dei *burrows* (Monaco et al., in press).

La complessa fase tettonico-strutturale che ha coinvolto il bacino di sedimentazione della Fm. M.S.M.Tiberina ha probabilmente guidato le variazioni di profondità e di contesto deposizionale, indicate dal contenuto micro faunistico (Luchetti et al., 2002) e dall'associazione di facies, che contraddistinguono i quattro Membri della Formazione. La bioturbazione interessa soprattutto il Membro Poggio Strada, nel quale l'ichnocenosi dominata da *Ophiomorpha rudis* e *Chondrites*, con esemplari di *Nereites irregularis* e *Paleodictyon* molto meno frequenti,

è assimilabile alla sub-ichnofacies ad *Ophiomorpha rudis* descritta da Uchman (2009). La sub-ichnofacies ad *Ophiomorpha rudis* è tuttavia riferita ad ambienti prossimali (canali e lobi prossimali) mentre la sedimentazione del Membro Poggio Strada sembra essere avvenuta, almeno in parte (sezione Bandole e Ciciliano), in un ambiente distale frangia di lobo/piana di bacino, anche se soggetto ad improvvise e voluminose scariche di materiale grossolano e/o debrítico. La causa della discordanza tra il modello e i dati di campagna risiedono, con ogni probabilità, nella complessità morfologico-strutturale del bacino di sedimentazione, il quale, pur avendo raggiunto i valori massimi di profondità durante la deposizione del Membro Poggio Strada, doveva avere un'estensione limitata e poteva essere facilmente raggiunto da flussi energetici e voluminosi provenienti da adiacenti zone rialzate.

### Considerazioni conclusive

Nello schema riassuntivo riportato in Fig. 21 si è cercato di sintetizzare i risultati ottenuti dall'integrazione dei dati sedimentologici con quelli ichnologici cercando di individuare e distinguere, con l'aiuto delle informazioni fornite dalle associazioni di tracce fossili, la varietà dei sub-ambienti che rendevano così diversificati, articolati ed imprevedibili i bacini di sedimentazione del Macigno e della Monte Santa Maria Tiberina. Un aspetto interessante, riscontrato anche in settori più settentrionali rispetto a quello indagato (Monaco et al., 2009b), riguarda la variazione dell'ichnofauna di *background* di sub-ambienti confinati in aree marginali di sistemi fortemente influenzati da tettonica. In queste aree possono crearsi zone strette e poco

ventilate caratterizzate da condizioni di ossigenazione estremamente variabili e da importanti cambi nelle caratteristiche del substrato (consistenza, disponibilità di nutrienti, etc.). È assai probabile che le proprietà del substrato giocassero un ruolo fondamentale nella distribuzione delle tracce fossili in quanto potevano rappresentare le condizioni vincolanti per determinate tecniche di *burrowing* e questo può far sì che una ichnocenosi venisse influenzata dal numero di *trace-makers* specializzati. Un esempio è rappresentato dagli asterosomidi e la testimonianza è fornita dall'elevata densità di *Halopoa* riscontrata in alcune successioni del Macigno (Membro Poggio Belvedere: sezioni Pianello, Renali e Maestà).

Molti studi ichnologici devono essere ancora fatti sulla natura del substrato ed in particolare sulla disponibilità di nutrienti in ambienti profondi di avanfossa e questo è sicuramente un argomento molto interessante da approfondire, in quanto da un lato andrebbe ad integrare le conoscenze relative ai flussi gravitativi che guidano la sedimentazione in questi bacini, dall'altro potrebbe portare nuove informazioni riguardo la ridistribuzione del materiale e dei nutrienti ad opera delle ancora non molto conosciute correnti di fondo. Poco ancora si conosce, ad esempio, sulla provenienza dei carbonati che si concentrano nelle contouriti, mentre ben distinguibile è il rimodellamento dei corpi sedimentari prodotto da queste correnti da cui deriva il tipico aspetto "a fisarmonica" riscontrato anche nell'area del Casentino (Milighetti et al., 2009). La presenza dei depositi contouritici è stata riscontrata principalmente nelle successioni del Macigno riferibili ad ambienti di lobo mediano ed esterno, mentre tendono a scomparire in aree ancor più distali, dove vengono sostituiti da fan-

tasmi di strutture prodotti dall'azione di correnti di fondo pre-torbiditiche. Dai dati recuperati nell'area in oggetto la bioturbazione interessa solo le porzioni marnose degli intervalli contouritici di potenza limitata, mentre completamente sterili sono risultati quelli più potenti, tra cui gli strati guida Pietralavata e Col de Mura. Le tracce fossili recuperate in questi intervalli sono generalmente rappresentate da forme che, più che altro, sono indicative di substrati marnosi. Ciò che salta all'occhio però è il fatto che nelle contouriti medie e fini l'ichnodensità è sempre mediamente elevata anche se nelle torbiditi sottostanti e sovrastanti le tracce fossili sono molto scarse; l'ichnogenere *Avetoichnus luisae*, nella varietà preservazionale in cui sono visibili file doppie o addirittura triple di pustule, è esclusivo di questi depositi. Oltre che nelle contouriti, facendo riferimento alle successioni torbidiche del Macigno, *Nereites* è presente esclusivamente nella sezione Sambuchella, dove tuttavia è riferibile all'ichnospecie *N. irregularis*. Questi dati indicherebbero quindi che la rielaborazione operata dalle correnti di fondo ripristinava temporaneamente, anche in ambienti quasi sterili, le condizioni favorevoli allo sviluppo di comunità bentoniche che comprendevano sia ichnotaxa tipici dei depositi torbiditici circostanti che ichnospecie esclusive dei depositi contouritici. Lo studio sulle correnti di fondo rappresenta quindi un'interessante opportunità per integrare e completare le conoscenze sia dei meccanismi deposizionali che regolano la sedimentazione in ambiente torbiditico che dei fattori da cui dipende lo sviluppo di determinate ichnofaune di *background*.

## Ringraziamenti

Si ringrazia D. Bassi dell'Università di Ferrara per i costruttivi suggerimenti e per la revisione critica del manoscritto. Un ringraziamento particolare va rivolto a M. Milighetti per il supporto durante l'analisi di campagna, e a A. Uchman per il controllo degli ichnotaxa, principalmente ma non solo, della Scaglia Toscana (scisti varicolori) del Trasimeno.

## Bibliografia

- Amorosi, A., Coccioni, R., & Tateo, F., 1994, The volcanoclastic bodies in the lower Miocene Bisciaro Formation (Umbria-Marche Apennines, central Italy): *Giornale di Geologia*, ser. 3a, 56 33-46.
- Amy, L.A., & Talling, P.J., 2006, Anatomy of turbidites and linked debrites based on long distance (120 X 30 Km) bed correlation, Marnoso Arenacea Formation, Northern Apennines, Italy: *Sedimentology*, 53 161-212.
- Amy, L.A., Talling, P.J., Peakall, J., Wynn, R.B., & Arzola Thynne, R.G., 2005, Bed geometry used to test recognition criteria of turbidites and (sandy) debrites: *Sedimentary geology*, 179 163-174.
- Aruta, G., 1994, Stratigraphy of the Falterona and Cervarola sandstones in the Cortona area (Arezzo, Northern Apennines): *Mem. Soc. Geol. It.*, 48 361-369.
- Aruta, G., Bruni, P., Cipriani, N., & Pandeli, E., 1998, The siliciclastic turbidite sequences of the Tuscan Domain in the Val di Chiana-Val Tiberina area (eastern Tuscany and north-western Umbria): *Mem. Soc. Geol. It.*, 52 579-593.
- Aruta, G., & Pandeli, E., 1995, Lithostratigraphy of the M. Cervarola - M. Falterona Fm. between Arezzo and Trasimeno Lake (Tuscan-Umbria, Northern

- Apennines, Italy): *Giorn. Geol. serie 3a*, 57 (1-2), 131-157.
- Barchi, M.R., Feyter, A.D., Magnani, M.B., Minelli, G., Pialli, G., & Sotera, B.M., 1998, The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt: *Mem. Soc. Geol. It.*, 52 557-578.
- Bernardi, M., Boschele, S., Ferretti, P., & Avanzini, M., 2010, Echinoid burrow *Bichordites monastiriensis* from the Oligocene of NE Italy: *Acta Palaeontol. Polonica*, 55 (3), 479-486.
- 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: *Giorn. Geol. Ser. 3*, 48 (1-2): 227-233.
- Botti, F., Palandri, S., & Plesi, G., 2002, The Mt. Cervarola Sandstones in the T. Fellicarolo and T. Dardagna Valleys (Northern Apennines): petrographic and biostratigraphic features, regional correlations: *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. Spec. 1, 305-317.
- Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation: Elsevier Pub. Co. 168 pp..
- Bromley, R., & Hanken, N.M., 2003, Structure and function of large, lobed *Zoophycos*, Pliocene of Rhodes, Greece: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 192, 79-100.
- Brozzetti, F., 2007, The Umbria preapennines in the Monte Santa Maria Tiberina area: new geological map and structural notes: *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 126 (3), 511-529.
- Brozzetti, F., Boncio, P., & Pialli, G., 2002, Early-middle Miocene evolution of the Tuscan Nappe-western Umbria fore-deep system: insights from stratigraphy and structural analysis: *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 121, 329-331.
- Bruni, P., & Pandeli, E., 1980, Torbiditi calcaree nel Macigno e nelle Arenarie del Cervarola nell'area del Pratomagno e del Falterona (Appennino Sett.): *Mem. Soc. Geol. It.*, 21, 217-230.
- Canuti, P., Focardi, P., & Sestini, G., 1965, Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti Policromi dei monti del Chianti (Toscana): *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. spec., 84, 93-166.
- Centamore, E., & Chiocchini, U., 1985, Le unità torbiditiche della Marnoso-Arenacea nell'Alta Valle Tiberina: *Studi Geol. Camerti*, 10, 37-59.
- Centamore, E., Fumanti, F., & Nisio, S., 2002, The Central-Northern Apennines geological evolution from Triassic to Neogene time: *Boll. Soc. Geol. It.*, Spec. Vol. N°1. 181-197.
- Chicchi, S., & Plesi, G., 1992, Il Complesso di M. Modino-M. Cervarola nell'alto Appennino emiliano (tra il passo del Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda Toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi: *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, 46. 139-163.
- Ciarapica, G., & Passeri, L., 1994, The Tuscan Nappe in the Northern Apennines: data, doubts, hypothesis: *Mem. Soc. Geol. It.*, 48. 7-22.
- Colacicchi, R., & Monaco, P., 1994, Pure carbonate gravity flow deposits of the Scaglia basin compared with Central Apennine siliciclastics (Marnoso-Arenacea and Laga): analogies and differences: *Mem. Geol. e Paleont. Univ. di Padova*, 46. 23-41.
- Collettini, C., De Paola, N., Holdsworth, R.E., & Barchi, M.R., 2006, The development and behaviour of low-angle normal faults during Cenozoic asymmetric extension in the Northern Apennines, Italy: *Journal of Structural Geology*, 28. 333-352.
- Costa, E., Di-Giulio, A., Plesi, G., Villa, G., & Baldini, C., 1997, I flysch oligo-miocenici della trasversale toscana meridionale-Casentino: dati biostratigrafici e petrografici: *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, 39. 281-302.
- Costa, E., Giulio, A.D., Negri, A., & Plesi, G., 1991, CROP 03. Settore compreso tra Castiglion Fiorentino e Bocca Trabaria:

- nuovi dati stratigrafici, petrografici e strutturali: Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1. 217-234.
- Damiani, A.V., Feramondi, S., Nocchi-Lucarelli, M., & Pannuzi, L., 1987, Bio-cronostratigrafia delle unità litologiche costituenti "l'insieme varicolore" affiorante tra la Val di Chiana ed il fiume Tevere (Italia centrale): Boll. Serv. Geol. d'It., Roma, CVI. 109-160.
- Damiani, A.V., Minelli, G., & Pialli, G., 1991, L'unità Falterona-Trasimeno nell'area compresa tra la Val di Chiana e la Val Tiberina: sezione Terontola, Abbazia di Cassiano: Studi Geol. Camerti, Vol Spec. 1. 235-241.
- Damiani, A.V., & Pannuzi, L., 1982, Unità litologiche nell'ambito degli Argilloscisti varicolori fra il Cortonese e l'eugubino e preliminari considerazioni paleogeografiche e stratigrafiche: Boll. Serv. Geol. It., 103 241-276.
- De Feyter, A.J., 1982, The structure of the Northern Umbria Apennines, Italy: Geologie en Mijnbouw, 16 183-189.
- Delle-Rose, M., Guerrera, F., Renzulli, A., Ravasz-Baranyai, L., & Serrano, F., 1994, Stratigrafia e petrografia delle Marne di Vicchio (Unità tettonica Cervarola) dell'alta Val Tiberina (Appennino Tosco-Romagnolo): Boll. Soc. Geol. It., 113 (3): 675-708.
- Einsele, G., 1991, Submarine mass flow deposits and turbidites, In Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A., eds., Cycles and Events in Stratigraphy: Springer-Verlag, Berlin, p. 313-339.
- Hampton, M.A., 1975, Competence of fine-grained debris flows: Journal of Sedimentary Petrology, 45 834-844.
- Haughton, P.D.W., Barker, S.P., & McCaffrey, W.D., 2003, 'Linked' debrites in sand-rich turbidite systems - origin and significance: Sedimentology, 50 459-482.
- Heard, T.G., & Pickering, K.T., 2008, Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees: Sedimentology, 55 809-844.
- Jacobacci, A., Bergomi, C., Centamore, E., Malatesta, A., Malferrari, N., Martelli, G., & Zattini, N., 1971, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Scala 1:100000, Fogli 115 "Città di Castello", 122 "Perugia", 130 "Orvieto": Serv. Geol. It. 151 pp.
- Książkiewicz, M., 1977, Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians: Paleontologica Polonica, 36 1-208.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.: Journ. Sedim. Petrol., 52 279-297.
- Luchetti, L., Brozzetti, F., Nini, C., Nocchi, M., & Rettori, R., 2002, Lithostratigraphy, integrated biostratigraphy and paleoenvironmental analysis of the Miocene Monte Santa Maria Tiberina succession (Umbria-central Italy): Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec 1 589-602.
- MacBride, E.F., & Picard, P., 1991, Facies implications of *Trichichnus* and *Chondrites* in turbidites and hemipelagites, Marnoso Arenacea Formation (Miocene), Northern Apennines, Italy: Palaios, 6 281-290.
- Martinsson, A., 1970, Toponymy of trace fossils, In Crimes, T.P., & Harper, J.C., eds., Trace Fossils: Geological Journal, Special Issue, London, p. 323-330.
- Merla, G., 1952, Geologia dell'Appennino settentrionale: Boll. Soc. Geol. It., 70 (1): 95-382.
- Merla, G., & Abbate, E., 1967, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 114 (Arezzo): Serv. Geol. d'It., Roma 1-49.
- Mezzetti, R., Morandi, N., Tateo, F., & Dondi, M., 1991, Il contributo vulcanoderivato in successioni pelitiche oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale: Giorn. Geol. serie 3a, 53 167-185.
- Milighetti, M., Monaco, P., & Checconi, A., 2009, Caratteristiche sedimentologico-icnologiche delle unità silicoclastiche oligo-mioceniche nel transetto Pratomagno-Verghereto, Appennino Settentrionale

- nale: Annali dell'Università degli Studi di Ferrara, Museologia Scientifica e Naturalistica, 5 23-129.
- Miller, M.F., & Smail, S.E., 1997, A semiquantitative field method for evaluating bioturbation on bedding planes.: *Palaios*, 12 391-396.
- Molenaar, N., & De Feyter, A.J., 1983, Early diagenetic bedded cherts of Tuscan sequence (Miocene) near Città di Castello, Italy: *Geol. Mag.*, 120 (4): 363-373.
- Monaco, P., 2008, Taphonomic features of *Paleodictyon* and other graphoglyptid trace fossils in Oligo-Miocene thin-bedded turbidites of Northern Apennines flysch deposits (Italy): *Palaios*, 23 (10): 667-682.
- Monaco, P., 2010a, Taphonomic aspects of the Miocene ichnofossil-lagerstätte from calcarenite turbiditic beds in the Verghereto Marls Formation (Northern Apennines, Italy): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 116 (2): 237-252.
- Monaco, P., 2010b, Taphonomy of the graphoglyptid trace fossil *Desmograption* Fuchs 1895 at the sole of Miocene thin-bedded turbidites, Northern Apennines: *Boll Soc. Paleont. Ital.*, 49 (2): 163-172.
- Monaco, P., 2011, Morphologic variations of the trace fossil *Rutichnus* in cm-thick turbidites from the Verghereto Formation (Northern Apennines, Italy): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 117 (1): 1-12.
- Monaco, P., & Uchman, A., 1999, Deep-sea ichnoassemblages and ichnofabrics of the Eocene Scisti varicolori beds in the Trasimeno area, western Umbria, Italy., In Farinacci, A., & Lord, A.R., eds., *Depositional Episodes and Bioevents: Paleopelagos*, Univ. La Sapienza, Spec. Publ., Roma, p. 39-52.
- Monaco, P., & Caracuel, J.E., 2007, Il valore stratigrafico delle tracce fossili negli strato evento (event bed) del registro geologico: esempi significativi di ictologia comportamentale dall'Italia e dalla Spagna: *Studi e Ricerche*, Museo "G. Zannato" Montecchio Maggiore (VI), 14 43-60.
- Monaco, P., & Checconi, A., 2008, Stratigraphic indications by trace fossils in Eocene to Miocene turbidites and hemipelagites of the Northern Apennines (Italy), In Avanzini, M., & Petti, F.M. eds., *Italian Ichnology - Proceedings of the Ichnology session of Geitalia 2007*, VI Forum italiano di Scienze della Terra, Rimini - September 12-14, 2007: *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica*, 83 (2008), Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento, 2008, p. 133-163.
- Monaco, P., Checconi, A., & Giannetti, A., 2009a, Il database BSED-IDTB, uno strumento digitale per la catalogazione ed il confronto delle tracce fossili nelle successioni torbiditiche: *Studi e Ricerche*, Museo "G. Zannato" Montecchio Maggiore (VI), 16 35-46.
- Monaco, P., Giannetti, A., Caracuel, J.E., & Yébenes, A., 2005, Lower Cretaceous (Albian) shell-armoured and associated echinoid trace fossils from the Sácaras Formation, Serra Gelada area, southeast Spain: *Lethaia*, 38 1-13.
- Monaco, P., Milighetti, M., & Checconi, A., 2009b, Ichnocoenoses in the Oligocene to Miocene foredeep basins (Northern Apennines, central Italy) and their relation to turbidite deposition: *Acta Geologica Polonica*, 60 (1): 53-70.
- Monaco, P., Rodriguez-Tovar, F., & Uchman, A., in press, Ichnological evidences of environmental heterogeneity within the Bonarelli level (latest Cenomanian) in the classical localities near Gubbio, central Apennines, Italy: *Palaios*, 2011. Mutti, E., 1992, *Turbidite sandstone*: AGIP S.p.a., San Donato Milanese, 275 p.
- Olivero, D., & Gaillard, C., 2007, A constructional model for *Zoophycos*, In Miller III., W., ed., *Trace Fossils, Concepts, Problems, Prospects*: Elsevier B.V., p. 466-477.
- Piccioni, R., & Monaco, P., 1999, Caratteri sedimentologici, ictologici e micropaleontologici delle unità eoceniche degli scisti varicolori nella sezione di M. Solare (Trasimeno, Umbria occidentale): *Boll. Serv. Geol. It.*, 115 (1996) 43-188.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N., & Hein, F.J., 1989, *Deep Marine environments: clastic sedimentation and tectonics*: Unwin Hyman Ltd, 416 p.
- Piper, D.J.W., & Stow, D.A.V., 1991, Fine-grained turbidites. In Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 360-376.
- Pizzuolo, M., & Ricci-Lucchi, F., 1991, Le Marne di Vicchio nel quadro evolutivo dei bacini oligomiocenici dell'Appennino Settentrionale

- nale (Zona del Casentino): Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 46 287-300.
- Plesi, G., Luchetti, L., Boscherini, A., Botti, F., Brozzetti, F., Bucefalo-Palliani, R., Daniele, G., Motti, A., Nocchi, M., & Rettori, R., 2002, The Tuscan successions of the high Tiber Valley (Foglio 289 - Città di Castello): biostratigraphic, petrographic and structural features, regional correlations.: Boll. Soc. Geol. It., vol. spec., 1 425-436.
- Prave, A.R., & Duke, W.L., 1990, Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification?: Sedimentology, 37 531-539.
- Principi, P., 1924, I terreni Terziari dell'Alta Valle del Tevere.: Boll. Soc. Geol. It., 43 64-80.
- Ricci Lucchi, F., 1981, The Miocene Marnoso-arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines, In Ricci Lucchi, F., ed., Excursion Guide-book, with Contribution on Sedimentology of Some Italian Basin, 2nd IAS European Regional Meeting 1981: CNR, Roma, Escursion Guidebook n°7, Tecnoprint Bologna, Bologna, p. 231-303.
- Ricci Lucchi, F., & Valmori, E., 1980, Basin-wide turbidites in a Miocene, oversupplied deep-sea plain: a geometrical analysis: Sedimentology, 27 241-270.
- Romero-Wetzel, M.B., 1987, Sipunculans as inhabitants of very deep, narrow burrows in deep-sea sediments: Marine Biology (Historical Archive), 96 87-91.
- Seilacher, A., 1974, Flysch trace fossils: evolution of behavioural diversity in the deep-sea: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, 4 233-245.
- Seilacher, A., 2007, Trace Fossil Analysis: Springer Verlag, Berlin, 226 p.
- Shanmugam, G., 2001, Ten turbidite myths: Earth Science Review, 58 311-341.
- Shanmugam, G., 2006, Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs: Elsevier, 476 p.
- Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugerés, J.C., & Viana, A.R., 2002, Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics: Geol. Soc. Mem., 465 p.
- Stow, D.A.V., & Piper, D.J. W., 1984a, Deep-water fine-grained sediments: facies models, In Stow, D.A.V., & Piper, D.J.W., eds., Fine-grained sediments: deep-water processes and facies: Blackwell, Geol. soc. London Spec. Publ., Oxford, p. 611-646.
- Stow, D.A.V., & Piper, D.J. W. 1984b (eds), Fine-grained sediments: deep-water processes and facies: Blackwell, Geol. soc. Spec. Publ., Oxford, 659 p.
- Talling, P.J., 2001, On the frequency distribution of turbidite thickness: Sedimentology, 48 1297-1329.
- Talling, P.J., Amy, L.A., Wynn, R.B., Peakall, J., & Robinson, M., 2004, Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments: Sedimentology, 54 163-194.
- Ten Haaf, E., & Van Wamel, W.A., 1979, Nappes of the Alta Romagna: Geologie en Mijnbouw, 58 145-152.
- Trincardi, F., Verdicchio, G., & Asioli, A., 2005, Comparing Adriatic contourite deposits and other Mediterranean examples, in Fist ed., GeolItalia 2005: FIST, Spoleto 21-23 Settembre 2005, p. 321.
- Uchman, A., 1991, Diverse tiering patterns in Paleogene flysch trace fossils, Magura Nappe, Carpathian Mountains, Poland: Ichnos, 1 287-292.
- Uchman, A., 1995, Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy): Beringeria, Heft, 15 116 pp.
- Uchman, A., 1998, Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material: Annales Societatis Geologorum Poloniae, 68 105-218.
- Uchman, A., 1999, Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany: Beringeria, 25 67-173.
- Uchman, A., 2001, Eocene flysch trace fossils from the Hecho Group of the Pyrenees, northern Spain: Beringeria, 28 3-41.
- Uchman, A., 2007, Deep-sea Ichnology: development of major concepts, In Miller-III, W., ed., Trace Fossils, Concepts, Problems, Prospects: Elsevier, Arcata (CA), p. 248-263.
- Uchman, A., 2009, The *Ophiomorpha rudis* ichnosubfacies of the *Nereites* ichnofacies: characteristics and constraints: Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 276 107-119.
- Uchman, A., & Rattazzi, B., in stampa, The new

- complex helical trace fossil *Avetoichnus luisae* igen. n. et isp. n. from the Cainozoic deep-sea sediments of the Alpine realm: a non-graphoglyptid mid-tier agrichnion: N. Jb. Geol. Palaont. Abh., (2011).
- Werner, F., & Wetzel, A., 1982, Interpretation of biogenic structures in oceanic sediments: Bull. de L'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, 31 275-288.
- Wetzel, A., 2008, Recent bioturbation in the deep South China sea: a uniformitarian ichnologic approach: Palaios, 23: 601-615.
- Wetzel, A., & Bromley, R.G., 1994, *Phycosiphon incertum* revisited: *Anconichnus horizontalis* is its junior subjective synonym: Journal of Paleontology, 68 (6): 1396-1402.
- Wetzel, A., & Uchman, A., 1998, Deep-Sea Benthic Food Content Recorded by Ichnofabrics: A Conceptual Model Based on Observations from Paleogene Flysch, Carpathians, Poland: Palaios, 13 533-546.
- Wetzel, A., & Werner, F., 1981, Morphology and ecological significance of *Zoophycos* in deep-sea sediments of NW Africa: Palaeogeog, Palaeoclimat. Palaeoecol., 32 185-212.
- Wetzel, A., Werner, F., & Stow, D.A.V., 2008, Bioturbation and biogenic sedimentary structures in contourites, In Rebesco, M., & Camerlenghi, A., eds., Contourites. Developments in Sedimentology, p. 183-202.
- Wetzel, A., & Wijayananda, N.P., 1990, Biogenic sedimentary structures in outer Bengal fan deposits drilled during LEG116, In Cochran, J.R., Stow, D.A.V., & et al. eds.: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, p. 15-24.
- Zuffa, G.G., 1980, Hybrid arenites: their composition and classification: Journal of Sedimentary Petrology, 50 21-29.

*Accettato per la pubblicazione: Giugno 2011.*



Direttore Responsabile: Prof. Pasquale Nappi

Aut. Trib. Ferrara n. 36/21.5.53

Comitato di Redazione della Sezione Museologia Scientifica e Naturalistica: D. Bassi, S. Capitani, C. Peretto, G. Zini.

Gli Annali dell'Università di Ferrara, Sezione Museologia Scientifica e Naturalistica (<http://eprints.unife.it/annali/museologia/>), vengono inviati in cambio di riviste scientifiche italiane e straniere; tali riviste sono cedute alla Biblioteca del Sistema Museale ed Archivistico d'Ateneo (S.M.A.) dell'Università di Ferrara. Ogni comunicazione relativa alla stampa deve essere inviata a:

Redazione degli Annali, Sezione Museologia Scientifica e Naturalistica, c/o Biblioteca del Sistema Museale ed Archivistico d'Ateneo, C.so Ercole I d'Este 32, I-44121 Ferrara, Italia.