

Caratteristiche sedimentologico-ichnologiche delle unità silicoclastiche oligo-mioceniche nel transetto Pratomagno–Verghereto, Appennino Settentrionale

Marco Milighetti¹, Paolo Monaco² e Alessio Checconi²

¹ Via Santa Lucia 110, 52043 Castiglion Fiorentino (Arezzo)

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

Abstract

This study focuses on the sedimentological, stratigraphical and ichnological integrated analysis of Oligo-Miocene flysch and hemipelagic deposits outcropping in the central part of Northern Apennines (Tuscany and Emilia Romagna regions, Italy). The aim of this paper is to characterise poorly known aspects of siliciclastic deposits (ichnology) in the Pratomagno–Verghereto transect, in order to perform a paleoenvironmental reconstruction and to better understand and interpret the evolution of the foredeep during the Oligo-Miocene.

For our purposes, over 20 sections have been studied along a transect that goes from the Tuscany (Pratomagno) to the Romagna area (Verghereto). In this region, several turbiditic formations crop out and they belong to the Cervarola–Falterona outer Tuscany Domain (Varicolori, Arenarie di Monte Falterona and Complesso Caotico, Arenarie di Monte Cervarola and Vicchio Formations) and to the Umbrian–Romagna Domain (Marnoso-arenacea e Marne di Verghereto Formations).

A sedimentological characterisation of the Oligo-Miocene deposits outcropping in the studied area has been carried out in order to better define the stratigraphic and tectonic relationship of each stratigraphic unit. Four different groups of turbidites were distinguished on the base of grain size: a) very

coarse grained facies due to cohesive debris (CDF) flows and hyperconcentrated flows (HCF); b) coarse-medium grained facies, originated from high-density coarse-grained turbidity currents (GHDTTC); c) medium-fine grained facies, deriving from sandy high-density turbidity currents (SHDTTC); d) fine-grained and/or muddy facies, due to low density flows (LDTC).

Several physical sedimentary structures are present either at the base and within the turbiditic beds. The most frequent structures are represented by cross-bedded ripples, mega-ripples and micro-ripples (mainly within muddy facies) and plane beds (generally very rich in trace fossils). At the base of the beds have been commonly recorded casts as tool casts, flute casts, chevron casts, groove casts and load casts. Skip, prod and bounce marks are also common. Clay chips, that are partially-consolidated shreds of the original substrate tore and eroded by strong currents and re-deposited basinward.

Biologically induced structures are also very abundant within the analysed deposits. The taxonomic assessment of trace fossils represented an important tool in reconstructing the palaeoenvironmental evolution of flysch deposits. The abundance and the type of bioturbation are good indicators of the palaeoenvironment where the burrowers developed and they have been estimated through a semi-quantitative or quantitative characterisation of the

ichnodiversity and ichnodensity of pre- and post-depositional trace fossils. The attention was also focused on the stratigraphic position of each burrows, that corresponds to its three-dimensional development within the turbiditic bed. Five taphonomic classes have been described: hypichnia (at the base of the bed), endichnia/exichnia (within the bed), epichnia (at the top of the bed) and crossichnia (multilayer colonisers). Most of the traces are preserved as ipo-relief structures and they are consequently useful indicators of the bed polarity. The flysch deposits outcropping along the Pratomagno–Verghereto transect are characterised by 41 ichnogenera. The ichnogenera have been grouped in 12 classes on the base of their morphological features: 1) scattered rounded and elliptical pustules (*Bergaueria*, *Laevicyclus*, *Cardioichnus*); 2) complex and articulated (branched) vertical traces within muddy beds (*Cladichnus*, *Chondrites*, *Trichichnus*); 3) branched, horizontally-oriented tunnels within sandy beds (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*); 4) groups or lines of radial pustules (*Lorenzina*, *Parahaentzschelina*, *Saerichnites*) and regularly-aligned pustules as termination of *Paleodictyon*-related vertical holes (sub-genus *Ramodictyon*); 5) complex, vertical, helicoidal burrows (large or small *Zoophycos*, *Phycosiphon*); 6) simple and straight strings (*Helminthopsis*, *Paleophycus*, *Planolites*); 7) high-structured, generally irregular, sinuous and/or meandering burrows (*Alcyonidiopsis*, *Arthropycus*, *Halopoa*, *Nereites*, *Neonereites*, *Psammichnites*, *Protovirgularia*, *Scolicia*, *Spongeliomorpha*, *Taenidium*); 8) horizontal or vertical spiral burrows (*Helicolithus*, *Spirophycus*, *Spirorhapse*, “*Rotundusichnium*”); 9) regularly meandering burrows (e.g. uni- and bi-meandering grafoliptids) and zig-zag burrows (*Acanthorhapse*, *Belorhapse*, *Cosmorhapse*, *Desmograpton*, *Helminthorhapse*, *Gordia*, *Oscillorhapse*, *Paleomeandron*); 10) regular networks with adjacent chambers (*Paleodictyon*, *Protopaleodictyon*, *Squamodictyon*); 11) diapason-shaped regular chamber forms (*Urohelminthoida*, *Megagrapton*); 12) radially- or fan-organised burrows (hypichnia or epichnia) (*Glockeria*, *Glockerichnus*, *Phycodex bilix*).

The ichnological/taphonomical analysis has been revealed fundamental for the characterisation of each

flysch unit; turbidites outcropping in the studied area are, in fact, lithologically similar but very different by an ichnological point of view.

The comparison between lithological, stratigraphical, sedimentological and ichnological data allowed to define the complex relationships between ichnocoenoses and depositional sub-environments and to reconstruct and interpret the complex system of fans and structural highs of basins that characterised the area during the Oligo-Miocene. Each stratigraphic unit shows peculiar ichnocoenoses, with vertical and lateral variation in ichnodiversity and/or in ichnodensity due to variation in physical environmental parameters as sediment size and texture, sedimentation rate, oxygen and turbulence.

For example the structural highs (e.g. Verghereto) represent the areas with the highest ichnodensity and ichnodiversity and they were characterised by low-energy environmental conditions and a low sedimentation rate.

Oligo-Miocene foredeep evolution led to the deposition of thousand meters of turbidites; each stratigraphic unit is characterised by peculiar ichnocoenoses also where the petrographic, lithological and sedimentological aspects are very similar. Where present, lithological differences are mainly related to differences in source areas, to sedimentation rate (the highest one in correspondence of Arenarie del Monte Falterona Formation and the lowest one in correspondence of the Marne del Verghereto Formation) and to the palaeotopography.

Keywords: Sedimentology, Ichnology, Flysch deposits, ichnocoenoses, Oligo-Miocene, Apennines.

Introduzione

Metodi di studio

Localizzazione dell'area

Inquadramento geologico

Evoluzione strutturale

Fase compressiva

Unità Cervarola-Falterona (Dominio Toscano Esterno)

Unità del Dominio Umbro-Romagnolo

Fase distensiva

Descrizione delle unità

Unità del Dominio Toscano Esterno

Scisti Varicolori

Arenarie di Monte Falterona

Arenarie di Monte Cervarola

Formazione di Vicchio

Unità del Dominio Umbro-Romagnolo

Marnoso-arenacea

Marne di Verghereto

Le facies gravitativo-torbiditiche

i) Facies grossolane

ii) Facies medio-grossolane

iii) Facies a granulometria media e fine

iiii) Facies a granulometria finissima

Considerazioni sulla sequenza di Bouma.

Le strutture sedimentarie fisiche.

Strutture sedimentarie biogeniche: le tracce fossili

Classificazione per gruppi

Descrizione delle sezioni stratigrafiche nel transetto Pratomagno-Verghereto: tratto Pratomagno-Linea dei Varicolori

a) Scisti Varicolori

b) Arenarie di Monte Falterona nel comprensorio di Pratomagno

Localizzazione delle sezioni stratigrafiche in Pratomagno

Sezione Poggio La Cesta (base del membro arenaceo-contouritico)

Sezione Pian della Fonte (membro arenaceo-contouritico)

Sezione Il Termine (membro arenaceo-contouritico)

Tracce fossili nelle calcilutiti al tetto del membro arenaceo-contouritico (Poggio Masserecci)

Sezione di Calleta (membro arenaceo-pelitico)

Sezione Il Giogo (membro arenaceo-pelitico)

c) Arenarie di Monte Cervarola

Localizzazione delle sezioni stratigrafiche

Sezione Rifiglio: transizione Arenarie di Monte Falterona-Arenarie di Monte Cervarola

Sezione Frassineta (membro pelitico-arenaceo)

Sezione La Motta: tracce epichnia (membro pelitico-arenaceo)

Porzione sommitale del membro arenaceo-pelitico

nelle aree di Casalino e di Moggiona-Valle del Sova

Sezione Poggio Prato Pagliaio (membro marnoso-arenaceo)

Formazione di Vicchio nell'area di Moggiona-Valle del Sova

Membro di Lama:

Membro di Moggiona:

Membro di Montesilvestre:

Il Membro di Montesilvestre nella sezione-tipo

Descrizione delle sezioni stratigrafiche nel transetto Pratomagno-Verghereto: tratto Linea dei Varicolori-Verghereto

a) Le Unità di Monte Nero e Poggio Castellaccio: Marnoso-arenacea

Localizzazione delle sezioni stratigrafiche

Marnoso-arenacea pre-Contessa nelle Valli del

Bidente di Ridracoli e del Bidente di Pietrapazza e nei dintorni di Bagno di Romagna

Marnoso-arenacea post-Contessa: sezione de Gli Scalacci

b) Tetto dell'Unità di Poggio Castellaccio: Marne di Verghereto

Interpretazione dei dati: distribuzione delle ichnocenosi

Ichnocenosi delle Arenarie di Monte Falterona

Ichnocenosi delle Arenarie di Monte Cervarola

Ichnocenosi della Formazione di Vicchio

Ichnocenosi della Marnoso-arenacea e delle Marne di Verghereto

Modelli deposizionale

Considerazioni finali

Ringraziamenti

Bibliografia

Introduzione

Nelle torbiditi dei depositi flyschoidi, l'analisi integrata, geologico-stratigrafica e ichnologica si rivela uno strumento indispensabile per analizzare dettagliatamente le variazioni di facies sia laterali che verticali e per distinguere depositi apparentemente identici (operazione spesso problematica nelle facies torbiditiche). Lo studio sistematico delle tracce fossili nei flysch, permette inoltre di estrapolare utili informazioni paleoambientali in quanto esiste

una notevole variabilità nelle ichnocenosi nei vari sub-ambienti torbiditici; si hanno infatti forme elitarie ed indicative per ogni sub-ambiente dello stesso bacino sedimentario e che sono caratterizzate da importanti variazioni di ichnodensità e ichnodiversità (Uchman, 2007; Heard & Pickering, 2008). Le ichnoassociazioni marine, incluse quelle di mare profondo, risentono positivamente delle fluttuazioni dei parametri ecologici dell'ambiente deposizionale tra cui ossigenazione, tasso di sedimentazione e energia delle correnti oltre ad altri parametri

in genere di minore rilievo (vedi principalmente Seilacher, 1974, 1977; Bromley, 1996; Savrda, 2007, con bibliografia). In determinate porzioni di una avanfossa estremamente articolata come quella oligo-miocenica dell'Appennino Settentrionale (Centamore et al., 2002), l'analisi delle variazioni di specifici gruppi di tracce fossili (ad esempio il gruppo dei grafogliptidi) è di estrema utilità (Monaco, 2008) e permette di ricostruire le condizioni deposizionali ed i fattori ambientali alla base della proliferazione dell'infauna (Häntzschel, 1975; Frey & Pemberton, 1984; Bromley, 1996). Uno tra i metodi più efficaci per determinare l'entità della "bioturbazione" (il termine bioturbazione essendo troppo generico è di scarsa utilità e quindi conviene utilizzare il termine traccia fossile) è definire l'ichnodiversità e l'ichnodensità che rivestono le tracce pre- o post-deposizionali (sensu Książkiewicz, 1970). L'analisi avviene principalmente considerando la loro collocazione stratinomica, ovvero la posizione spaziale che le tracce fossili assumono orizzontalmente o verticalmente nello strato sabbioso torbiditico; questa metodologia è già stata ampiamente descritta in precedenti lavori dove è stato analizzato anche lo stretto legame con diversi substrati (torbiditici e non) a cui si rimanda per una dettagliata analisi (Seilacher, 1974, 1977; Monaco, 2002; Monaco & Caracuel, 2007; Monaco, 2008; Monaco & Checconi, 2008).

Questo lavoro presenta i risultati derivati da una analisi geologico-stratigrafica e ichnologico-stratinomica integrata di depositi torbiditici oligo-miocenici affioranti nell'area dell'Appennino Settentrionale in corrispondenza del transetto Pratomagno-Verghereto. Le maggiori complicazioni nell'utilizzo delle metodologie precedentemente indicate sono dovute principalmente alla problematica ricostruzione delle geometrie e degli spessori delle varie unità stratigrafiche del transetto esaminato. Alle somiglianze ricorrenti tra le associazioni di facies specifiche si aggiungono inoltre un'esposizione non ottimale degli affioramenti (copertura vegetale) e un elevato grado di tettonizzazione, specialmente nei settori di retro-catena.

In molti casi, i caratteri stratigrafico-ichnologici specifici di ogni Formazione sono verificabili e si riscontrano tali e quali, nelle medesime unità, anche al di fuori dall'area di studio (ad esempio, da Arezzo al Lago Trasimeno): ciò a dimostrazione che, nelle correlazioni a largo raggio, anche le tracce fossili possono dimostrarsi di grande utilità.

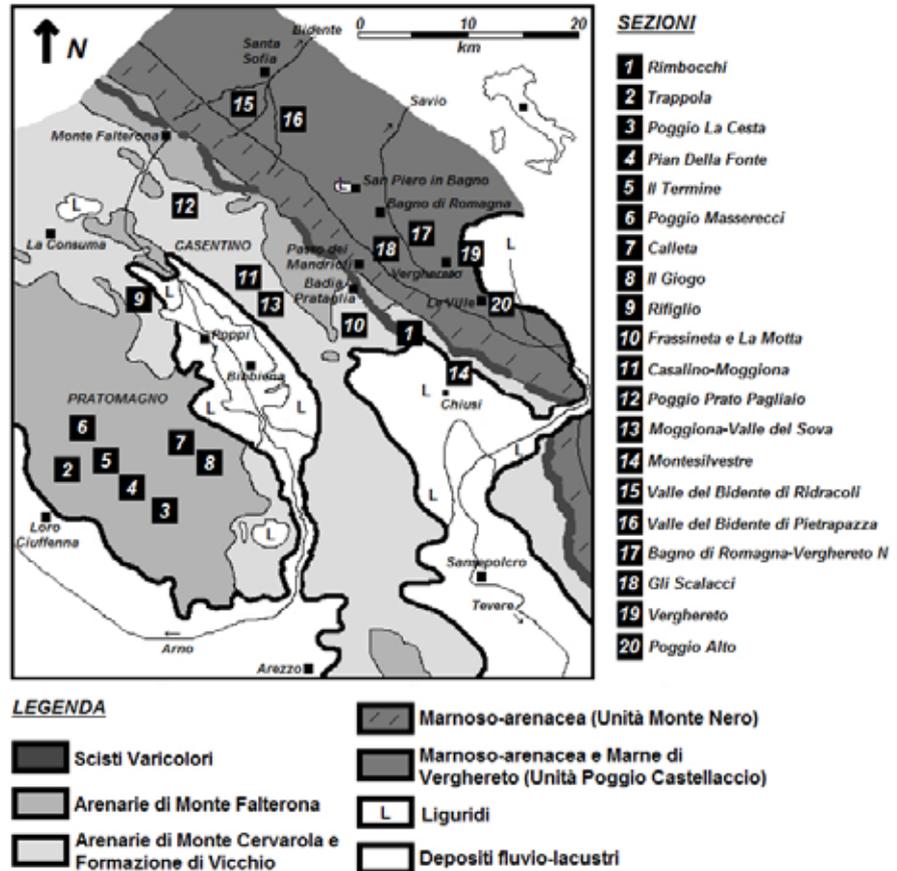
Le Unità torbiditiche oligo-mioceniche sono state analizzate lungo il transetto Pratomagno-Verghereto in ordine di età, procedendo dalla più antica (Scisti Varicolori) alla più giovane (Marne di Verghereto). La sintesi e l'interpretazione dei numerosi dati di terreno hanno permesso di estrapolare informazioni utili concernenti i rapporti stratigrafici e tettonici di Unità adiacenti ed hanno reso possibile la realizzazione di modelli deposizionali riepilogativi.

L'approccio geologico stratigrafico ed ichnologico si è dimostrato realmente utile per identificare le varie Formazioni torbiditiche che, altrimenti, mostrerebbero caratteri nel terreno a volte del tutto simili: possedere un mezzo in più per diversificarle e distinguerle è utile nel rilevamento di superficie che in quest'area risulta particolarmente complicato soprattutto per quanto attiene la ricostruzione dei contatti tettonici nelle correlazioni a largo raggio.

Metodo di studio

La descrizione delle sezioni è stata preceduta da un rilevamento speditivo necessario per l'individuazione dei principali lineamenti tettonici dell'area indagata. Ciò ha agevolato, nelle fasi successive, la ricostruzione degli spessori medi di ogni unità rinvenuta nel transetto Pratomagno-Verghereto. Questa analisi preliminare ha permesso la suddivisione delle Formazioni in membri grazie alla presenza di numerosi strati ed orizzonti guida, definiti dalla stima dei valori del rapporto arenaria/pelite (A/P) e, non di meno, supportata da dati di letteratura, specialmente per quanto concerne la biostratigrafia (Fazzini, 1964; Merla & Abbate, 1967; Merla & Bortolotti, 1969; Coccioni & Wezel, 1980; Pizziolo & Ricci Lucchi, 1991; Delle Rose et

Fig. 1: Carta geologica lungo il transetto Pratomagno-Verghereto, con l'ubicazione delle 20 sezioni studiate (da Bruni & Pandeli, 1980, con modifiche).



al., 1994; Martelli, 1994; Nini, 1996; Bucefalo-Palliani et al., 1997; Costa et al., 1997; Plesi et al., 2002). L'analisi delle paleocorrenti è stata effettuata solo nei depositi in cui sono preservate strutture di fondo (*groove casts* e *flute casts*) in quantità sufficiente per uno studio statistico, vale a dire nelle Unità Arenarie di Monte Falterona, Arenarie di Monte Cervarola e Marnoso-arenacea. Le lineazioni di fondo sono state riportate alla loro originale giacitura dopo le apposite rotazioni con gli *stereonets* (reticolo equivalente di Schmidt-Lambert). Negli schemi circolari scaturiti da quest'analisi si indicano sia la direzione delle strutture (organizzate in gruppi), sia il verso principale di scorrimento delle paleocorrenti.

Il passo successivo, ovvero lo studio dettagliato di ogni Formazione, si è basato sull'integrazione dei dati sedimentologici, stratigrafici ed ichnologici a partire dall'assetto geologico e tettonico. Lo studio ha reso necessaria la ricerca e la scelta di sezioni significative (per un tota-

le di 20) in cui fossero esposte associazioni di facies rappresentative sia da un punto di vista sedimentologico-stratigrafico che ichnologico. Per ogni sezione sono stati realizzati log stratigrafici, nei quali sono stati riportati lo spessore, la litologia, le granulometrie, le facies con le principali strutture sedimentarie, classificate seguendo il modello delle facies torbidity (Mutti, 1992); è stata messa in evidenza anche l'eventuale organizzazione degli strati in sequenze (*thinning-thickening upward*) ed è stato indicato il grado di bioturbazione (ichnodensità e ichnodiversità). Per quanto riguarda i valori di ichnodensità e ichnodiversità si è proceduto a stimare in modo quantitativo o semi-quantitativo i caratteri delle tracce fossili presenti, ad esempio alla base di uno strato, utilizzando i metodi proposti da alcuni autori (Miller & Smail, 1997; Heard & Pickering, 2008). Il metodo quantitativo puro (Heard & Pickering, 2008) utilizza una griglia quadrata di 10 cm x 10 cm di lato posizionata in modo casuale sulla

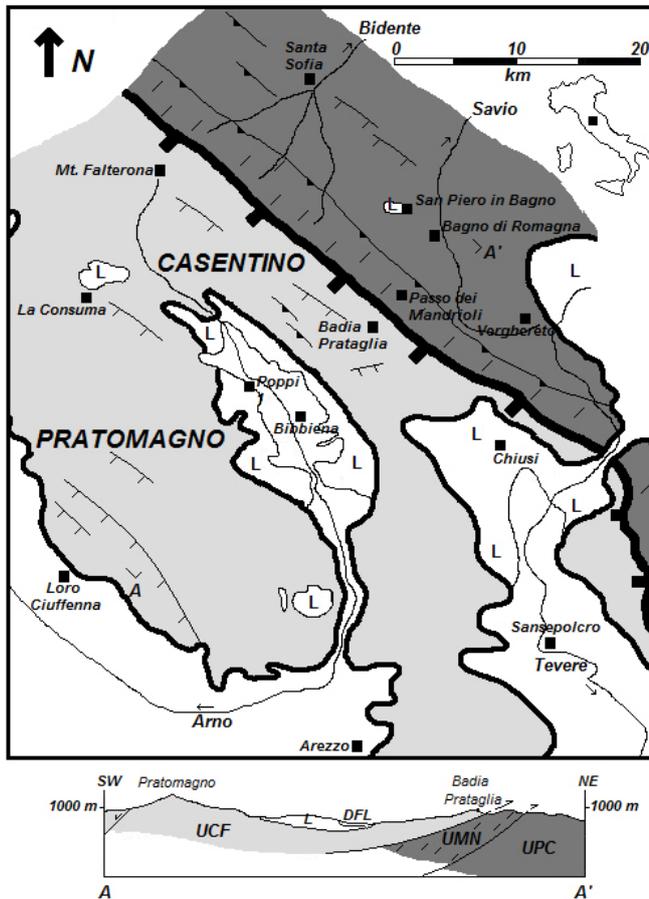


Fig. 2: Carta strutturale semplificata e sezione geologica speditiva dell'area compresa tra Pratomagno e Verghereto.

LEGENDA

- Unità Cervarola-Falterona (UCF)
- Unità di Monte Nero (UMN)
- Unità di Poggio Castellaccio (UPC)
- Liguridi (L)
- Depositi fluvio-lacustri (DFL)
- Sovrascorrimento (il trattino indica il blocco sovrascorso)
- Faglia inversa (il trattino indica il blocco sovrascorso)
- Faglia diretta (il trattino indica il blocco ribassato)

superficie di strato entro cui si determinano le tracce fossili. Nel caso semi-quantitativo si utilizzano dei valori percentuali speditivi basati su tabelle di densità precostituite da applicare sulle superfici di strato (Miller & Smail, 1997). In caso di blocchi o lastre cadute dall'affioramento si è comunque proceduto a ricostruirne, per quanto possibile, l'esatta provenienza nella successione. È stata anche determinata la posizione di ogni traccia nello strato: *hypichnia* per la base, *endichnia/exichnia* per la parte interna ed *epichnia* per il tetto, seguendo la classificazione stratinomica di Martinsson (1970); questa è stata perfezionata con l'aggiunta della categoria *crossichnia* (più strati attraversati, o *multilayer colonizers*, Uchman, 1995b) recentemente rivista e ampliata da Monaco & Caracuel (2007). Le abbondanze relative (indicate in percentuale) degli ichnogeneri rinvenuti nei singoli affioramenti sono state rappresentate in diagrammi a torta, al fine di evidenziare l'ichnodiversità e la variazione di questo parametro lungo tutte le se-

zioni del transetto analizzato.

Localizzazione dell'area

Nel settore orientale della Toscana ed in quello meridionale della Romagna affiorano sia le Formazioni torbiditiche appartenenti all'unità strutturale Cervarola-Falterona (Dominio Toscano Esterno), sia le Formazioni delle unità strutturali di Monte Nero (interna) e di Poggio Castellaccio (esterna) (Dominio Umbro-Romagnolo). I due domini, in coincidenza della Linea dei Varicolori, sono separati da uno dei lineamenti tettonici più importanti di tutto l'Appennino, vale a dire il sovrascorrimento dell'unità Cervarola-Falterona sull'unità di Monte Nero (Marnoso-arenacea interna) che è molto ben riscontrabile nel Casentino. La Linea dei Varicolori, quindi, delimita le due porzioni del transetto SW-NE (Pratomagno-Verghereto), lungo il quale sono state descritte le varie Formazioni.

Nel primo segmento del transetto (30 km

circa, da Pratomagno alla Linea dei Varicolori) affiorano le Formazioni che fanno parte dell'unità strutturale Cervarola-Falterona (Varicolori, Arenarie di Monte Falterona e Complesso Caotico, Arenarie di Monte Cervarola e Formazione di Vicchio), unità strutturata in un'ampia sinclinale con Liguridi al nucleo. I Fogli di riferimento della Carta Geologica d'Italia sono il 107 (Monte Falterona) ed il 114 (Arezzo).

Le Arenarie di Monte Falterona (Macigno) sono state descritte in cinque diverse sezioni affioranti nella dorsale del Pratomagno, luogo in cui la Formazione raggiunge il massimo spessore (Fig. 1). Scendendo lungo il versante casentino della dorsale montuosa, in virtù dell'immersione nord-orientale degli strati, si sale nella serie fino al passaggio con le Arenarie di Monte Cervarola. Nel fondovalle casentino la Formazione è coperta dai depositi quaternari e liguridi, mentre nel fianco tirrenico dell'Appennino Tosco-Romagnolo riaffiora in giacitura differente (immersione a sud-ovest) rispetto a quella di Pratomagno (Losacco, 1963). In virtù di quest'assetto strutturale (sinclinale), risalendo il versante casentino dell'Appennino, si scende nella successione fino ai Varicolori.

In prossimità del sovrascorrimento della Cervarola-Falterona sull'unità di Monte Nero (Ten Haaf & Van Wamel, 1979), specialmente presso Badia Prataglia, si registrano forti diminuzioni di spessore di tutte le Formazioni rispetto all'area di Pratomagno ed al basso versante casentino dell'Appennino (anche per motivi tettonici). Per quanto concerne le Arenarie di Monte Cervarola, la riduzione di spessore è particolarmente accentuata dove la Formazione è sostituita, almeno parzialmente, dalla soprastante Formazione di Vicchio (Moggiona-Valle del Sova e di Monte Fatucchio-Montesilvestre).

Nel secondo tratto del transetto (Linea dei Varicolori-Verghereto, 10 km circa) sono esposte le Formazioni appartenenti alle unità di Monte Nero e di Poggio Castellaccio (Marnoso-arenacea e Marne di Verghereto). L'accavallamento della prima unità sulla seconda si può osservare, nel terreno, percorrendo la Regionale 71 dal Passo dei Mandrioli verso Bagno di Romagna.

Superata questa struttura - in virtù dell'assetto a reggipoggio della stratificazione - se si continua a discendere il versante romagnolo dell'Appennino, si scende anche nella successione della Marnoso-arenacea del blocco di letto (Poggio Castellaccio), in cui son state individuate le sezioni (Valli del Bidente di Ridracoli e del Bidente di Pietrapazza, Bagno di Romagna e Gli Scalacci). L'ultima parte del transetto attraversa le Marne di Verghereto della stessa unità strutturale; la transizione con la Marnoso-arenacea è sia stratigrafica (con eteropie di facies) sia tettonica (a sud di Bagno di Romagna). I Fogli di riferimento della Carta Geologica d'Italia sono il 107 (Monte Falterona) ed il 108 (Mercato Saraceno).

Inquadramento geologico

L'unità tettonica Cervarola-Falterona raggiunge, nell'area casentino, una larghezza maggiore rispetto alle aree più settentrionali dell'Appennino (30-40 km contro i 10-20 km medi) (Giannini et al., 1962; Guenther & Reuter, 1985); ciononostante, i sedimenti continentali plio-quaternari accumulati nel bacino del Valdarno Superiore hanno ricoperto estesamente i depositi torbiditici più occidentali dell'unità che affiora, perciò, con continuità solo a partire dal versante valdarnese della dorsale di Pratomagno. La descrizione dei principali aspetti strutturali e stratigrafici lungo il transetto Pratomagno-Verghereto si riferisce, di conseguenza, al settore orientale della Cervarola-Falterona ed alla parte più interna del Dominio Umbro-Romagnolo (unità strutturali di Monte Nero e di Poggio Castellaccio). Le unità (Formazione di Monte Morello, Formazione di Poggio Carnaio ecc.) non vengono considerate in questo lavoro (Ponzana, 1993).

Lungo il transetto sono esposte le porzioni stratigraficamente più alte della Serie Toscana, vale a dire i depositi torbiditici tardo oligocenici e miocenici (Arenarie di Monte Falterona e Complesso Caotico, Arenarie di Monte Cervarola e Formazione di Vicchio). Solo nei pressi del fronte di accavallamento sulla Marnoso-

arenacea è presente la base dell'unità Cervarola-Falterona, in coincidenza con la porzione sommitale del membro argillitico dei Varicolori (Marne Varicolori di Villore). La denominazione Scisti Varicolori è riservata agli affioramenti più orientali degli Scisti Policromi o Scaglia Toscana (Merla, 1952; Fazzini, 1964; Piccioni & Monaco, 1999).

Molte aree, specialmente quelle topograficamente più basse (ad esempio, il fondovalle del Casentino e la sinclinale di San Piero in Bagno), sono occupate di frequente da Liguridi fortemente tettonizzate, completamente scollate dal loro substrato originale; la loro traslazione sulle unità del Dominio Toscano ed Umbro-Romagnolo ha avuto luogo, presumibilmente, per mezzo di *thrusts* fuori sequenza. Tra le unità alloctone, solo le Subliguri del Complesso di Canetolo sono coinvolte parzialmente negli accavallamenti che hanno interessato i terreni della Cervarola-Falterona, mentre l'unità (o Supergruppo) della Calvana (Liguridi Esterne), sovrapposta - per tettonica - sia a Canetolo sia alla Cervarola-Falterona, è implicata proprio marginalmente nei sovrascorrimenti (Sani, 1992). La crosta oceanica, substrato originale del Supergruppo della Calvana, affiora nei dintorni di Pieve Santo Stefano sotto forma di deposito caotico.

Evoluzione strutturale

a) Fase compressiva

Unità Cervarola-Falterona (Dominio Toscano Esterno): L'unità Cervarola-Falterona (Abbate & Bruni, 1987), indicata anche come unità Modino-Cervarola (Nardi, 1965; Guenther & Reutter, 1985), è delimitata ad ovest dal fronte di sovrascorrimento del Macigno del Chianti (allineamento Monte Orsaro-Val di Lima-Monti del Chianti-Monte Cetona), mentre ad est il limite coincide con la linea di accavallamento sulla Marnoso-arenacea Interna (Linea dei Varicolori). Il livello di scollamento della Cervarola-Falterona (Marne Varicolori di Villore, tetto dei Varicolori) non è condiviso dalle unità struttu-

rali tra le quali è compresa (queste ultime sono scollate a partire dalle evaporiti del Triassico Superiore, Guenther & Reutter, 1985). Il salto del piano di scollamento ad un livello stratigraficamente superiore e la riduzione dell'alloctonia verso l'avampese, sono fenomeni frequenti nelle catene in Formazione (Coli, 1992).

Il ritorno ad un piano di scollamento triassico nelle unità più esterne (Marnoso-arenacea) dell'edificio orogenico è legato anche a fasi tettoniche posteriori che hanno complicato notevolmente l'assetto strutturale di questo settore appenninico (Passerini, 1973; Guenther & Reutter, 1985; Castellarin et al., 1986; Centamore et al., 2002).

Lungo il segmento del transetto che va da Pratomagno alla Linea dei Varicolori, l'assetto tettonico della Cervarola-Falterona è meno complesso rispetto ad aree più settentrionali dell'Appennino in cui affiorano gli stessi terreni. In questo tratto, l'unità è strutturata in un'ampia sinclinale, con Liguridi al nucleo: nel versante casentino di Pratomagno prevale un assetto a monoclinale, mentre nel lato tirrenico dell'Appennino Tosco-Romagnolo l'immersione diventa sud-occidentale, più ragionevole nel contesto di una catena a vergenza nord-orientale. In quest'ultimo versante, inoltre, aumenta l'inclinazione della stratificazione, specialmente in corrispondenza delle strutture compressive secondarie, interne all'unità Cervarola-Falterona (ad esempio a sud-ovest di Camaldoli). Le faglie inverse, che determinano ribaltamenti locali dei terreni (ben esposti sui fianchi inversi delle anticlinali rovesciate), condividono il piano di scollamento con il *thrust* principale da cui si diramano come *splays*. A dispetto di ciò, in Casentino i Varicolori non affiorano in prossimità delle faglie inverse secondarie.

Il *thrust*, che determina l'accavallamento dell'unità Cervarola-Falterona sull'unità di Monte Nero, attraversa l'area di studio da Monte Falterona fino a Valsavignone (allineamento Passo della Calla-Badia Prataglia-Rimbocchi).

La continuità del fronte viene meno solo localmente, a causa delle numerose faglie sussidiarie di trasferimento. Le analisi mineralogiche

e petrografiche, eseguite nei Varicolori (Cipriani et al., 1993), non hanno rivelato significative variazioni nemmeno nell'evoluzione idrodinamica della struttura principale.

In prossimità della superficie topografica si registra sempre un brusco aumento di pendenza (da 45° a 60°) del piano di sovrascorrimento che, anche quando non ben esposto, si può individuare grazie ai molteplici piegamenti che hanno interessato entrambi i blocchi in movimento: anticlinali di tetto (che arrivano fino al rovesciamento) e sinclinali di letto in genere con fianco superiore rovesciato (Sani, 1992). Sebbene le maggiori strutture plicative siano, sovente, erose nella zona di cerniera, la vergenza appenninica si evince dalla giacitura dei due fianchi - fortemente immergenti a sud-ovest - e dall'orientazione delle pieghe parassite. Oltre alle mesopiege sono frequenti altre strutture secondarie, tra le quali sistemi di *joints* ac-bc e h0l (Cipriani et al., 1993).

Unità del Dominio Umbro-Romagnolo: Il blocco inferiore del *thrust* della Cervarola è costituito interamente dai terreni della Marnoso-arenacea dell'unità strutturale di Monte Nero che formano il fianco rovescio della sinclinale di letto (Ten Haaf & Van Wamel, 1979; Van Wamel & Zwart, 1990).

Dopo la chiusura del settore interno dell'avanfossa della Marnoso-arenacea a causa dell'enucleazione del *thrust* della Cervarola-Falterona (Tortoniano superiore), si sono succeduti vari accavallamenti (Messiniano inferiore-medio) che hanno coinvolto depositi via via più esterni (Delle Rose et al., 1990; Farabegoli et al., 1990; Landuzzi, 1991; Capozzi et al., 1998). Il carattere pellicolare della deformazione e la grande uniformità litologica sono i principali responsabili dello stile deformativo angolare della "struttura romagnola", espressione principale di questa fase tettonica (Landuzzi & Capozzi, 1992).

I fronti maggiori di sovrascorrimento, lungo i quali si registra un marcato raccorciamento verso sud-est, sono (dall'interno all'esterno): anticlinale di Giogana - fronte di Monte Nero

(Ten Haaf & Van Wamel, 1979); anticlinale di Diaterna - struttura di Castelvechio - fronte di Poggio Castellaccio (Ten Haaf & Van Wamel, 1979); anticlinale di Monte Orlando - *thrust* di Santa Sofia (Landuzzi, 1991).

Le faglie inverse, regolarmente spaziate tra loro, si allungano per molti chilometri in direzione appenninica (NW-SE) ed i piani di faglia hanno un'inclinazione media di 30°. Il livello di scollamento si trova quasi alla base della Marnoso-arenacea (Bally et al., 1986; De Feyter et al., 1986). La dislocazione è assorbita da anticlinali di tetto rovesciate, strette e complesse (Landuzzi & Capozzi, 1992) e da ampie sinclinali, spesso asimmetriche. Sono comuni traiettorie *flat-ramp*, legate all'alternanza molto regolare di livelli a diversa competenza (Landuzzi, 1991).

Dopo le prime fasi compressive, dal Messiniano superiore in poi, si attivano livelli di scollamento più profondi (sia interni, sia inferiori a livello delle evaporiti del Triassico Superiore); questi eventi sono collegati all'enucleazione di rampe nelle unità Umbro-Romagnole Esterne (Landuzzi, 1991), enucleazione connessa, almeno in parte, al sovrascorrimento dell'Appennino Settentrionale sull'avampaese Padano-Adriatico (Castellarin et al., 1986; Boccaletti et al., 1990). Nel corso delle fasi tardo-messiniane e plioceniche le strutture maggiori e secondarie del Dominio Umbro-Romagnolo Interno e Toscano Esterno sono state dislocate e fortemente deformate in senso trasversale da faglie inverse ad alto angolo (Bally et al., 1986; Coli, 1992; per ulteriori dettagli si rimanda ai lavori specifici di tettonica (per lo più estensionale) di altri autori che si sono occupati anche delle aree più meridionali (Barchi et al., 1998; Boncio et al., 2000; Brozzetti et al., 2002; Brozzetti, 2007)). La riattivazione ha interessato anche numerosi lineamenti profondi (Linee del Sillaro, Linea della Val Marecchia e Linea del Rabbi), in parte già presenti in avanfossa durante la deposizione della Marnoso-arenacea (Capozzi et al., 1991; Landuzzi, 1991; Landuzzi & Capozzi, 1992; Lucente, 2004). La ripresa dell'attività delle strutture profonde ha determinato un ulteriore

sollevamento delle unità Umbro-Romagnole Interne, processo che ha raggiunto l'apice con la formazione della "culminazione romagnola", struttura, questa, delimitata lateralmente da due profonde depressioni - Linea del Sillaro, a nord, e Linea Marecchia-Savio, a sud - riempite da Liguridi erose dalla catena.

b) Fase distensiva

La tettonica distensiva nelle aree di retrocatena, intensa già dal Tortoniano superiore, è stata particolarmente accentuata dall'apertura del Tirreno (Ciarapica & Passeri, 1998). I movimenti disgiuntivi di tettonica estensionale (Barchi et al., 1998; Boncio et al., 2000; Brozzetti et al., 2002; Brozzetti, 2007) hanno determinato lo smembramento dei rilievi ed hanno guidato la formazione delle numerose depressioni tettoniche che, nelle aree più occidentali dell'Appennino, a partire dal Miocene superiore, erano luoghi preferenziali di accumulo di spessori rilevanti di sedimenti fluvio-lacustri. I lati orientali di questi bacini a semi-*graben*, delimitati da fasci di faglie dirette immergenti a sud-ovest, si raccordano ad una *master-fault* basale; l'effetto delle faglie normali - che hanno rigetti singoli anche di 1000 m (Losacco, 1963; Abbate et al., 1991) - è molto evidente nel versante valdarnese di Pratomagno, modellato a gradoni. La distensione, in questo settore del retrocatena, ha portato alla formazione del più grande bacino a sedimentazione continentale della Toscana orientale (Valdarno Superiore) che ha ospitato, dal Pliocene in poi, centinaia di metri di sedimenti, adesso incisi dall'Arno e dai suoi affluenti (borri), ai lati dei pianalti. Questi depositi hanno registrato anche un leggero basculamento, a causa dell'attività di faglie antitetiche sul margine occidentale del bacino valdarnese (Coli, 1992).

La distensione ha raggiunto il Casentino solo nel Pleistocene (Fazzini, 1964): nei dintorni di Poppi sono esposti, parzialmente, i vari ordini di terrazzi. Il versante tirrenico dell'Appennino Tosco-Romagnolo, al pari di quello del Pratomagno, è dislocato sia da faglie dirette ad alto angolo (allungate in direzione appenninica), sia

da numerose faglie antiappenniniche: nell'insieme formano un fitto reticolato (Fazzini, 1964).

Il collasso delle unità Umbro-Romagnole Interne è, in parte, imputabile allo stesso regime estensionale che ha indotto la formazione delle ampie depressioni ad ovest del fronte d'accavallamento dell'unità Cervarola-Falterona (Farabegoli et al., 1990; Capozzi et al., 1991; Landuzzi & Capozzi, 1992). Dal Pleistocene in poi, si sono enucleati fasci di faglie dirette o sub-verticali d'importanza regionale (ad esempio il sistema Santa Sofia-Casteldelci), responsabili dell'alto grado di sismicità di questo tratto appenninico, con picchi massimi registrati proprio nell'area santasofiese (Landuzzi, 1991). Nonostante la forte attività recente, la tettonica estensionale ha mantenuto un carattere embrionale nell'area Umbro-Romagnola, non riuscendo a controbilanciare la naturale tendenza al sollevamento e, di conseguenza, all'erosione della catena. Per queste ragioni, le depressioni tettoniche romagnole (come quella di San Piero in Bagno) hanno ospitato Liguridi erose dalla dorsale appenninica, piuttosto che bacini fluvio-lacustri (Amorosi, 1987; Landuzzi, 1991).

Descrizione delle unità

a) Unità Cervarola-Falterona (Dominio Toscano Esterno)

Per la descrizione delle sezioni dell'area oggetto di studio ci si è avvalsi della suddivisione delle Unità illustrata nella Fig. 3: Arenarie di Monte Falterona e Complesso Caotico, Arenarie di Monte Cervarola, Formazione di Vicchio. Esistono, tuttavia, altre classificazioni differenti, di uso corrente: in quella più in auge, proposta da Martelli (1994), si considera la Cervarola-Falterona come unità tettono-stratigrafica composta da cinque Membri (sigla FAL), a cui si sovrappone, localmente, la Formazione di Vicchio. Non è prevista, quindi, alcuna distinzione tra Arenarie del Falterona ed Arenarie del Cervarola. Nella parte più meridionale viene indicata una unità simile alle Arenarie del Monte Cervarola che viene citata come unità del Trasi-

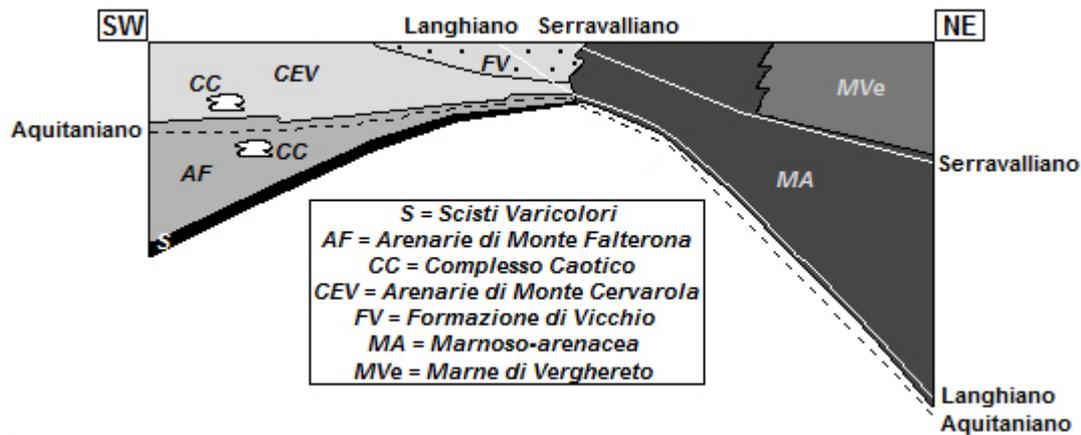


Fig. 3: Rapporti stratigrafici tra le Formazioni del Dominio Toscano Esterno e del Dominio Umbro-Romagnolo Interno (da Merla & Bortolotti, 1969 con modifiche).

meno (Aruta & Pandeli, 1995; vedi la sintesi bibliografica riportata in Centamore et al., 2002) ma che non viene considerata nel transetto studiato.

Il Membro basale (Monte Falco: FAL 1) si trova in contatto con i Varicolori e consta di strati arenaceo-conglomeratici di spessore metrico e plurimetrico.

Nel Membro soprastante (Camaldoli: FAL 2) sono interposte le prime contouriti; il rapporto A/P varia da un massimo di 10, alla base, ad un minimo di 1/3, al tetto.

Il Membro successivo (Montalto: FAL 3) è caratterizzato, rispetto al sottostante, da una notevole diminuzione del rapporto A/P. Le contouriti sono presenti dalla base al tetto. Le contouriti corrispondono alle "torbiditi calcaree" (Bruni & Pandeli, 1980) ed alle "areniti ibride" (Zuffa, 1980), così definite poiché composte da una frazione clastica prevalentemente carbonatica, di provenienza intrabacinale e da una porzione di clasti extrabacinali, non esclusivamente carbonatici. Le caratteristiche delle contouriti dell'area di studio sono descritte successivamente (Arenarie di Monte Falterona e depositi da correnti di fondo). L'utilizzo di questo termine sarà giustificato nel capitolo dedicato alla descrizione delle sezioni relative alle Arenarie di Monte Falterona (sezione Poggio La Cesta). Lo spessore del Membro di Montalto è difficile da stabilire a causa di notevoli disturbi tettonici ed

in ragione delle frequenti eteropie con il Membro soprastante (Lonnano: FAL 4); quest'ultimo ha uno spessore sempre basso (poche decine di metri) ed è costituito da un'alternanza regolare di torbiditi sottili. Le caratteristiche sedimentologico-stratigrafiche della sezione-tipo, non lontano dall'omonimo centro abitato situato in alto Casentino, sono state descritte, nel dettaglio, da vari autori (Nini, 1996; Bucefalo-Palliani et al., 1997).

Il Membro sommitale (Fosso delle Valli: FAL 5) è prevalentemente marnoso. Al tetto, in prossimità del contatto con la soprastante Formazione di Vicchio, sono diffuse liste e noduli di selce nera e livelli di derivazione vulcanica ("orizzonte a selce nera listata" Merla, 1952) o "zona silicea" (Amorosi et al., 1995).

Nell'ottica, invece, della suddivisione in Formazioni, per la descrizione dei terreni della Cervarola-Falterona lungo il transetto Pratomagno-Verghereto, le Arenarie di Monte Falterona comprendono, grossomodo, i membri FAL 1 e FAL 2. Il passaggio con le Arenarie del Cervarola può essere posto in corrispondenza della transizione tra FAL 2 e FAL 3; quest'ultimo, quindi, è rappresentativo soprattutto della Cervarola (così come il Membro FAL 4 ed il sottile FAL 5).

Scisti Varicolori: Il grado di tettonizzazione al tetto dei Varicolori (Membro di Villore) è sem-

pre molto alto poiché lo scollamento dell'Unità Cervarola-Falterona dal suo substrato originale si è verificato a partire da questo orizzonte, particolarmente indicato data la preponderanza di litotipi a bassa competenza (specialmente argilliti grigio-verdastre e rosso vinaccia) che mantengono le stesse caratteristiche in gran parte dell'area in analisi e risultano prevalenti sulle altre litologie. Le argille sono di tipo smectitico e vermiculitico, ma non mancano la clorite, l'illite, la caolinite e neppure strati misti illite-smectite e clorite-vermiculite (Cipriani et al., 1993). Le argilliti sono intervallate solamente da livelli sottili di marne e calcari marnosi, da calcilutiti verdastre e da letti manganesiferi. In alcune sezioni (ad esempio, Molino di Corezzo), sono segnalati clasti erratici centimetrici di derivazione alpina, di natura metamorfica, vulcanica e carbonatica (Fazzini, 1964; Cipriani et al., 1993; Pandeli et al., 1997).

Il passaggio stratigrafico con le Formazioni soprastanti non sempre è ben esposto ed è, frequentemente, brusco (ad esempio presso Badia Prataglia) (Pandeli et al., 1997). Sono poche le aree (Corezzo e Molino di Corezzo, a sud-est di Badia Prataglia) in cui la transizione è lenta e sfumata, caratterizzata da un progressivo incremento del numero e dello spessore di torbiditi arenacee ad elevato contenuto carbonatico (Fazzini, 1964). Al tetto, le Arenarie del Falterona non sono sovrapposte ovunque: dove quest'Unità è particolarmente ridotta in spessore (ad esempio, nei dintorni di Rimocchi), i Varicolori sono in contatto stratigrafico con le Arenarie di Monte Cervarola (Bruni & Sani, 1992).

Lo spessore massimo dei Varicolori nell'area di studio è di 100 metri (Fazzini, 1964). L'età è compresa tra Eocene Medio-Superiore (Passo della Calla) ed Oligocene Superiore (Badia Prataglia) (Fazzini, 1964).

Arenarie di Monte Falterona: I caratteri salienti di questa Formazione sono del tutto simili a quelli che contraddistinguono il Macigno del Chianti, Unità che poggia sul medesimo substrato (Varicolori). La distinzione tra le due Formazioni è esclusivamente strutturale. Nel Foglio

114 (Arezzo) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, le Arenarie di Monte Falterona sono cartografate con la sigla mg (Macigno), mentre nel Foglio 107 con la sigla mgC (Macigno del Chianti). Le Arenarie di Monte Cervarola corrispondono al Macigno di Londa (mgL) del F. 114 e al Macigno del Mugello (mgM) del F. 107. Le Arenarie di Monte Falterona corrispondono al Macigno Esterno, compreso tra l'allineamento Monte Orsaro-Monte Cetona e la linea di sovrascorrimento della Cervarola-Falterona sulla Marnoso-arenacea Interna.

Nel transetto in studio, invece, le Arenarie di Monte Falterona affiorano in tutto il loro spessore in Pratomagno (1500-2000 m) ed hanno un'età compresa tra Cattiano superiore ed Aquitaniano (Coccioni & Wezel, 1980; Costa et al., 1991; Costa et al., 1997). Sebbene siano frequenti le eteropie con le soprastanti Arenarie di Monte Cervarola, il limite può esser posto, con buona approssimazione, in corrispondenza di una contourite, spesso al massimo 12 m, estesa in tutta l'area casentinese (Bruni & Sani, 1992). In prossimità del passaggio tra le due Formazioni sono interposte anche delle facies caotiche (Complesso Caotico) che affiorano diffusamente nel basso versante casentinese di Pratomagno (dintorni di Talla e di Capolona), in una fascia allungata in direzione appenninica (nella Carta Geologica d'Italia, Fogli 107 (Monte Falterona) e 114 (Arezzo), sono indicati come Complesso Caotico o "Argille Scagliose" p.p. e cartografati con le sigle C' quando si trovano al tetto delle Arenarie del Falterona o alla base della Cervarola e c quando intercalati al passaggio tra le due Formazioni). Gli accumuli eterogenei, interpretati come olistostromi di materiale Ligure crollato all'interno dell'avanfossa (Merla & Abbate, 1967), comprendono argilliti grigio scure e verdastre, frammenti di calcari micritici, selce e breccie ofiolitiche inglobate in una matrice costituita da marne grigio-giallastre e da strati arenitici sottili. Questi ultimi, nei dintorni del Passo della Consuma, formano orizzonti relativamente indisturbati in cui si alternano regolarmente con peliti marnose biancastre (Losacco, 1963; Bruni & Pandeli, 1992).

Il carattere litostratigrafico saliente delle Arenarie di Monte Falterona è la graduale ma continua diminuzione verso il tetto del rapporto A/P (da 20:1 a 3:1). La base è costituita da potenti strati arenaceo-microconglomeratici amalgamati (in facies da F1 a F7 secondo la modellistica di Mutti, 1992), organizzati in sequenze *thinning upward* e stazionarie, mentre al tetto sono comuni le sequenze *thickening upward* (Bruni & Pandeli, 1980). Le arenarie si presentano marrone-ocra all'esterno e grigie (in varie sfumature) al taglio fresco, mentre le peliti sono sempre molto scure (grigie o nere).

Dal punto di vista petrografico, la frazione litica, che forma l'ossatura delle arenarie, è caratterizzata - per lo più - da frammenti di rocce metamorfiche (perfino l'86% in Pratomagno e presso Badia Prataglia). La percentuale di detrito di origine vulcanica è bassa (8-15%) e diminuisce progressivamente verso est (Gandolfi & Paganelli, 1993; Bruni et al., 1994; Costa et al., 1997).

Tra i minerali che compongono le arenarie il principale è il quarzo (40-50%), ma abbondano anche i feldspati (circa 25 %) ed i fillosilicati (10-15%); i granuli sono flottanti in una matrice argillosa: per questo motivo le arenarie possono essere classificate come wackes quarzoso-feldspatiche. L'abbondanza di frammenti di rocce metamorfiche e di muscovite ed il verso di scorrimento delle correnti, indicato dalle strutture di fondo (da WNW ad ESE), sono dati che comprovano l'alimentazione da aree alpine.

La successione delle Arenarie di Monte Falterona comprende pure alcune facies particolari (contouritiche), facilmente identificabili nel terreno per il loro colore caratteristico (giallastro-avana) e per l'aspetto esterno "a fisarmonica". In questi depositi si registra un forte incremento della componente carbonatica rispetto alla concentrazione media che si annovera nelle arenarie, nelle quali, in genere, la calcite è presente nel cemento ed in quantità inferiori al 7% (Merla & Abbate, 1967; Merla & Bortolotti, 1969; Bertacchini et al., 1987). La percentuale di CaCO₃ nelle contouriti varia da 55-80% alla base (composta da sabbie fini) a 40-60% nella

coda pelitica sommitale che, negli strati plurimetri, può occupare fino al 65% dello spessore totale (variabile da 50 cm a 12 m) (Bruni & Pandeli, 1980). Tra i granuli componenti non carbonatici spiccano il quarzo, la muscovite ed i feldspati, oltre a basse concentrazioni di frammenti di rocce metamorfiche e vulcaniche ed a bioclasti usurati (Bertacchini et al., 1987; Bruni & Pandeli, 1980). La frazione interstiziale è rappresentata essenzialmente da matrice micritica.

Le strutture fisiche di fondo sono sporadiche e, se presenti, sono spesso deformate per carico: l'orientazione, allorquando si rende decifrabile, indica alimentazione da est (nell'area di Badia Prataglia), mentre, in Pratomagno, è evidente un allineamento con gli apporti caratteristici delle Arenarie del Falterona, provenienti da nord-ovest (Bruni & Pandeli, 1980). La continuità laterale delle contouriti è ottima, tanto che, in diversi casi, possono essere utilizzate come livelli guida (ad esempio, nel passaggio Falterona-Cervarola).

Arenarie di Monte Cervarola: Le Arenarie di Monte Cervarola rappresentano l'Unità di transizione tra i depositi grossolani ed esclusivamente silicoclastici del Dominio Toscano Esterno (Arenarie del Monte Falterona) e quelli fini, ad elevato contenuto carbonatico del Dominio Umbro-Romagnolo Interno (Marnoso-arenacea). La progressiva variazione litologica è legata alla differente alimentazione: già nelle Arenarie di Monte Cervarola si rilevano apporti da sud-ovest che nella Marnoso-arenacea diventano a mano a mano più consistenti verso il tetto. Il forte incremento della frazione carbonatica è connesso sia alla reimpostazione della Piattaforma Appenninica, che torna produttiva nel Miocene medio dopo un lungo periodo di emersione, sia alla produzione di carbonati nei bacini di *piggy-back* (Centamore et al., 2002).

Le Arenarie di Monte Cervarola, nell'area di studio, hanno uno spessore compreso, in media, tra 500 e 1000 m (massimo 1500 m). La base della Formazione è attribuita, su base biostratigrafica, all'Aquitano, mentre nella porzione medio-superiore (sezione di Lonnano) si segna-

lano tre associazioni differenti di Foraminiferi dell'Aquitano terminale, distinte in base all'abbondanza di *Astrorhizacea* e "*Nodosaria*" *longiscata* (Nini, 1996; Bucefalo-Palliani et al., 1997).

Dove alla Cervarola si sovrappone la Formazione di Vicchio (ad esempio presso Moggiona e Monte Fatucchio-Montesilvestre), il passaggio tra le due Formazioni coincide con il limite Aquitano-Burdigaliano (Pizziolo & Ricci Lucchi, 1991; Delle Rose et al., 1994).

Dal punto di vista della litostratigrafia la base delle Arenarie di Monte Cervarola è caratterizzata da alternanze di arenarie di spessore metrico e peliti marnose (A/P 3:1 circa), intervallate regolarmente da contouriti che si riducono progressivamente in spessore fino a scomparire nella porzione intermedia della Formazione (Bruni & Pandeli, 1980), in cui il rapporto A/P è pari o inferiore ad uno. Alla base dei livelli arenacei sono sempre preservate molte tracce fisiche: le impronte da corrente indicano provenienze da nord-ovest; questo dato è confermato anche dalla composizione delle rocce (Bruni & Pandeli, 1980), costituite in prevalenza da granuli di quarzo (soprattutto metamorfico), feldspati, fillosilicati e frammenti litici di rocce metamorfiche di basso grado, vulcaniche e, secondariamente, sedimentarie (anche carbonatiche). È presente, in basse percentuali, anche la dolomite clastica: questo minerale manca nelle Arenarie del Monte Falterona, mentre è molto comune (fino al 15%) nelle torbiditi della Marnoso-arenacea (Cipriani et al., 1985). Nel complesso la frazione carbonatica, nelle arenarie della Cervarola, raggiunge o supera il 20% di abbondanza, poiché anche il cemento (calcite microcristallina e spatica) ha questa natura (Bertacchini et al., 1987). Tutti i caratteri descritti permettono di classificare le arenarie come areniti e wackes litiche (matrice 10-20%).

La parte alta delle Arenarie di Monte Cervarola è contraddistinta da una progressiva diminuzione dello spessore e della frequenza dei livelli arenitici rispetto ai pelitici (Pizziolo & Ricci Lucchi, 1991): il rapporto A/P diventa molto inferiore ad uno. Le peliti marnose sono

organizzate in pacchi di spessore superiore al metro ed il loro colore, da grigio scuro, si fa grigio-biancastro, in corrispondenza di intervalli particolarmente ricchi di carbonato di calcio. In questa porzione della Formazione sono intercalati numerosi orizzonti vulcanoclastici laminati e gradati, sia sabbiosi (in prevalenza silicatici), sia pelitici (spalmature ocracee), nei quali abbondano vetro, analcime ed argille, derivati dall'alterazione di vulcaniti acide (Papini & Vannucci, 1993; Andreozzi et al., 1995). I livelli vulcanoderivati e le peliti a silicizzazione diffusa in cui sono compresi, formano l'"orizzonte a selce nera listata" di Merla (1952), che è potente, in media, 10 m ed è ben esposto, nell'area di studio, nella Valle del Sova. L'orizzonte marca la fase di chiusura dell'avanfossa, durante la quale si registrano una brusca diminuzione dell'apporto torbiditico (testimoniata anche dalla presenza di facies condensate) ed un'intensa attività vulcanica (Andreozzi et al., 1995). L'evento si verifica non solo nei depositi di avanfossa, ma anche in quelli coevi di *piggyback* (Ori & Friend, 1984) tra cui la Formazione di Antognola e quelli di avampaese (Bisciario) (Montanari et al., 1994). I parametri geochimici relativi alla selce nera, tuttavia, rivelano che, essa, ha un'origine almeno in parte biogenica (Amorosi et al., 1995).

I meccanismi di trasporto dei detriti che formano i livelli vulcanoderivati sono soprattutto quelli tipici da corrente di torbida: prevale la risedimentazione gravitativa di materiale piroclastico, poco consolidato, proveniente dai margini di un sistema vulcanico non molto distante dall'avanfossa. Questa ipotesi trova supporto nell'interpretazione di alcune linee sismiche relative alla Pianura Padana, analisi che ha messo in luce la presenza di un apparato vulcanico proprio all'interno dell'avanfossa, distrutto, probabilmente, dall'avanzata della catena appenninica (Castellarin et al., 1986; Delle Rose et al., 1994). Tuttavia sono state indicate altre aree di origine con provenienza extra-appenninica (Montanari et al., 1994).

Formazione di Vicchio: La Formazione di Vic-

chio è cartografata nei Fogli 107 e 108 della Carta Geologica d'Italia con la sigla mV (Marne di Vicchio) (Merla & Bortolotti, 1969), termine abbastanza diffuso al pari di altri sinonimi, tra i quali Marne di Suviana, Marne di San Michele (Appennino Modenese) e Marne di Caprese Michelangelo (Valtiberina). Indipendentemente dalla denominazione prescelta, i caratteri che la Formazione di Vicchio esibisce nel terreno sono, ovunque, gli stessi. Benché in entrambi i versanti dell'Appennino Tosco-Romagnolo gli affioramenti siano concentrati in aree ristrette, lo spessore dell'Unità è sempre notevole, addirittura superiore a 1800 m nella sezione di Monte Fatucchio-Montesilvestre.

La Formazione di Vicchio è vista, in linea di massima, come un insieme di depositi tipici di bacini confinati (*wedge-top*), morfologicamente e strutturalmente complessi, prossimi al fronte o alla porzione sommitale della catena in sollevamento (i cosiddetti "*clay plugs*", tra cui oltre la Formazione di Vicchio vi sono incluse le più esterne Marne di Verghereto, Centamore et al., 2002). È stata ipotizzata una connessione tra i settori interni ed esterni dell'avanfossa nel Serravalliano, un corridoio tra Dominio Toscano Esterno (Formazione di Vicchio), in chiusura, e Dominio precoce Umbro-Romagnolo (Marnoso-arenacea), coincidente con la linea tettonica della Val Marecchia (De Donatis, 1994).

Dal punto di vista litostratigrafico la Formazione di Vicchio è suddivisa in tre Membri: il Membro di Lama (basale) corrispondente al Membro 2 di Pizziolo & Ricci Lucchi (1991) ed all'Intervallo II di Delle Rose et al. (1994), il Membro di Moggiona (intermedio) corrispondente al Membro 3 di Pizziolo & Ricci Lucchi (1991) ed all'Intervallo III di Delle Rose et al. (1994) ed il Membro di Montesilvestre (sommitale) corrispondente al Membro 4 di Pizziolo & Ricci Lucchi (1991) e dell'Intervallo IV di Delle Rose et al. (1994) che hanno proposto di elevare il Membro al rango di Unità. Delle Rose et al. (1994) hanno compiuto uno studio biostratigrafico dettagliato nella sezione di Monte Fatucchio-Montesilvestre: per questo motivo l'attribuzione cronologica, almeno in quest'area, si

riferisce ai dati forniti da questi autori, in quanto i Foraminiferi planctonici sono molto abbondanti, soprattutto nella porzione medio-superiore della Formazione. Solo i dati concernenti la base del Membro di Lama (Burdigaliano inferiore) sono scarsi. Il soprastante Membro di Moggiona ha un'età che va dal Burdigaliano inferiore al Burdigaliano superiore (segnalato per la presenza di morfotipi assimilabili al gruppo dei *Globigerinoides trilobus* e dei *Globigerinoides bisphaericus*). Dopo una lacuna di 1,5 MA (Burdigaliano terminale-Langhiano inferiore), si è depositato il Membro di Montesilvestre fino al Serravalliano medio.

Membro di Lama: La base è posta sopra "l'orizzonte a selce nera listata", in corrispondenza dei primi livelli con glauconite che, tra i componenti secondari delle rocce, non è segnalata nella sottostante Cervarola. Il Membro è costituito da marne biancastre, areniti molto fini e calcari marnosi; l'organizzazione è in strati centimetrici e, sporadicamente, in pacchi plurimetrici potenti fino a 5 metri, intervallati da numerosi livelli vulcanoderivati sottili a silicizzazione diffusa, analoghi a quelli presenti al tetto della Cervarola. Lo spessore del Membro di Lama è molto discontinuo e varia da 100 a 270 m. I disturbi tettonici, sempre molto intensi, sono legati in parte all'evento tettonico intra-Burdigaliano, registrato un po' ovunque nei bacini del Mediterraneo (De Donatis, 1994).

Membro di Moggiona: Ha uno spessore che va da 250 m (Moggiona-Valle del Sova) a 520 metri (Monte Fatucchio-Montesilvestre) (Pizziolo & Ricci Lucchi, 1991; Delle Rose et al., 1994). È costituito in prevalenza da marne grigio-azzurre molto bioturbate, con glauconite finissima e patine ocracee di origine vulcanica; l'organizzazione dei corpi sedimentari è in strati massivi di spessore solitamente superiore al metro. Le strutture sedimentarie sono pressoché assenti: s'intuiscono solo lamine piano-parallele spesse nelle marne massive. Sono numerosi, invece, gli *shumps* che, nella zona di Moggiona, hanno coinvolto anche livelli vulcanoderivati, compresi soprattutto nelle porzioni basale e me-

dia del Membro (Delle Rose et al., 1994). Al tetto del Membro è presente un orizzonte con noduli di barite di diametro variabile da 1 a 10 cm: nel terreno indica il passaggio col Membro soprastante sia nella sezione tipo di Moggiona (Pizziolo & Ricci Lucchi, 1991), sia a Monte Fatucchio-Montesilvestre, dove l'orizzonte ha uno spessore di circa 20 m (Delle Rose et al., 1994).

Membro di Montesilvestre: Mentre i Membri sottostanti mantengono gli stessi attributi nei vari affioramenti del transetto, il Membro sommitale della Formazione di Vicchio mostra caratteri diversi nelle due sezioni principali (Moggiona e Monte Fatucchio-Montesilvestre); nella prima ha uno spessore di circa 250 metri, nella seconda raggiunge 1180 m (Delle Rose et al., 1994). Le tipicità rilevate nelle due aree potrebbero essere legate alla differente conformazione dei bacini di *wedge-top*, seppure in settori molto vicini della medesima avanfossa.

Nel Membro di Montesilvestre di Moggiona-Valle del Sova si registra, rispetto al Membro sottostante, un forte aumento della componente detritica: abbondano torbiditi marnoso-arenacee, pacchi decimetrici di peliti, sottili livelli di calcari grigi con geometria lenticolare ed arenarie con glauconite che, verso il tetto del Membro, sono rimpiazzate da marne biancastre scagliose, organizzate in pacchi plurimetrici.

Nella sezione tipo di Monte Fatucchio-Montesilvestre la base del Membro sommitale si compone di areniti micacee decimetriche, di marne con glauconite e di calcareniti (tra le quali spicca lo strato-guida "Dante", spesso circa 2 metri); nella porzione basale-intermedia del Membro sono presenti anche potenti *slumps* (il maggiore è spesso 90 m); il tetto è dominato da alternanze regolari di torbiditi fini arenaceo-marnose ed emipelagiti. Alcuni autori (Delle Rose et al., 1994), considerate le associazioni di facies e le microfaune rinvenute, hanno ipotizzato che la deposizione sia avvenuta in condizioni d'approfondimento dell'ambiente di sedimentazione (da scarpata a piana di bacino).

b) Unità del Dominio Umbro-Romagnolo

Le Formazioni torbiditiche del Dominio Umbro-Romagnolo Interno della zona d'indagine (Marnoso-arenacea e Marne di Verghereto) fanno parte di due unità tettono-stratigrafiche: l'Unità di Monte Nero (interna) e l'Unità di Poggio Castellaccio (esterna). L'Unità di Monte Nero ha uno spessore di 1.730 m, occupato interamente dalla Marnoso-arenacea, mentre l'Unità di Poggio Castellaccio è potente 2.850 m ed include anche le Marne di Verghereto e le Argille di San Paolo (Delle Rose et al., 1990).

Marnoso-arenacea: La Formazione presenta un'impressionante regolarità latero-verticale nella stratificazione ed affiora in parte del versante tirrenico dell'Appennino Tosco-Romagnolo e, soprattutto, nel lato adriatico. Ciononostante, la base della Marnoso-arenacea non è esposta in Romagna, poiché una parte considerevole della successione è sepolta dai *thrusts* (a sud-ovest), sotto le Liguridi (a nord-est) ed i depositi messiniani e plio-quadernari (a nord e ad est); lo spessore complessivo della Formazione (3.000–4.000 m) è stimato in base a quello massimo delle varie unità tettono-stratigrafiche.

Le torbiditi costituiscono l'60-80% delle associazioni di facies, mentre le emipelagiti formano la parte rimanente. Circa il 40% delle torbiditi spesse più di 1 metro si rinvencono con continuità nell'intero versante Romagnolo dell'Appennino, lungo la direttrice NW-SE; il 90% degli strati di oltre 40 cm possono essere seguiti per 50 km ed il 70% per oltre 60 km (Ricci Lucchi & Valmori, 1980).

I depositi di piana bacinale prevalgono sugli altri: la piana era ristretta, localmente, a causa della progradazione di conoidi (alimentati sia dalle aree sorgenti maggiori nord-occidentali, sia da zone secondarie occidentali e meridionali), ma anche per via del sollevamento di alti strutturali, del basculamento di alcuni segmenti del bacino e per la deposizione di enormi masse caotiche.

Le stime della lunghezza originale, dell'am-

piezza e del volume dei singoli strati, dedotte dall'analisi sedimentologica di dettaglio, indicano che i flussi, indipendentemente dalla loro provenienza, erano spesso confinati e deflessi in prossimità delle scarpate degli alti strutturali del Serravalliano superiore (Verghereto, Biserno e Castelvechio) (Ricci Lucchi & Valmori, 1980); questi aspetti risultano particolarmente evidenti nelle aree dei Mandrioli e di Santa Sofia (Landuzzi, 1991; Lucente & Pini, 2003; Lucente, 2004).

La successione della Marnoso-arenacea comprende depositi organizzati in sequenze tipiche di *fan* interno che vanno da associazioni di lobi attaccati e canalizzati (con depositi di *levee* e *overbank*), fino a lobi staccati ed isolati tipici di una piana di bacino più distale (Mutti & Ricci Lucchi, 1972; Ricci Lucchi, 1981; Einsele, 1991). Tuttavia gli accumuli principali, specie quelli appartenenti al primo gruppo, sembrano essere concentrati nel settore bolognese-forlivese dell'Appennino; a sud-est di queste aree, la potenza ed il numero delle facies grossolane tendono a ridursi con gradualità e ciò comprova la provenienza per lo più alpina delle torbide. Le informazioni disponibili sull'organizzazione dei depositi di *fan* e di lobo sono state desunte dalle correlazioni strato-strato in direzione quasi ortogonale rispetto alle paleocorrenti: gran parte delle geometrie sono compatibili con un sistema ad alta efficienza, in cui conoidi, con basso gradiente di pendenza, andavano a disporsi in una piana bacinale con lobi staccati e sottili depositi di *overbank*, alimentata secondariamente dalla catena in sollevamento e da sud (Ricci Lucchi, 1981).

La suddivisione in Membri della Marnoso-arenacea è basata, soprattutto, sulla posizione dei numerosi strati-guida (deposti in seguito ad eventi di rimobilizzazione episodici ma molto voluminosi) che hanno permesso di compiere correlazioni a largo raggio in gran parte dell'Appennino Settentrionale.

Gli apporti da sud sono essenzialmente di due tipi: il primo (da sud-est) è interamente carbonatico ed è specifico delle Colombine; l'altro (da sud-ovest), carbonatico-terrigeno, è quello

dello Strato Contessa (Ricci Lucchi & Piali, 1973; Lucente & Pini, 1999) e delle Contessine (per altri livelli marker vedi citazioni in Brozzetti, 2007). La natura dei clasti denota la provenienza dei carbonati da luoghi di produzione ristretti come, ad esempio, i *piggy-back* (Capozzi et al., 1992).

Le arenarie (in prevalenza areniti e wackes litiche) sono composte da quarzo (32%), calcite (21%) e fillosilicati (20%), oltre che da dolomite clastica e frammenti litici di altra natura.

La base della Marnoso-arenacea (Membro 1: Langhiano-Serravalliano, pre-Contessa) è costituita da potenti torbiditi bacinali e consta di due strati-guida langhiani (Contessina I e II). Il soprastante Contessa è spesso, in media, 12 m e separa il Membro 1 dal Membro 2; quest'ultimo (Serravalliano inferiore, post-Contessa) è contraddistinto da alternanze regolari di arenarie e peliti di piana di bacino. Nella porzione media e superiore del Membro 2 sono compresi tre strati-guida (Colombine I, II e III). In realtà, alcuni livelli analoghi sono presenti anche nel Membro 1, ma solo nell'intervallo post-Contessa raggiungono spessori significativi.

Verso il tetto della Marnoso-arenacea aumenta lo spessore degli strati arenacei rispetto a quello medio delle peliti (Membri 3 e 4: Serravalliano superiore-Tortoniano). Nel Membro 4 sono frequenti le eteropie con le Marne di Verghereto.

Nella Marnoso-arenacea sono molto comuni degli spettacolari livelli di frana intraformazionale con estensione bacinale (olistostromi e *megaslumps*, Fig. 4) che si ritrovano sia poco sotto al Contessa, sia molto più in alto delle ultime Colombine: questi orizzonti, al pari dei *megabeds*, sono ottimi livelli guida.

Nell'area di studio (Mandrioli e valle del Savio, Fig. 4) sono presenti due *megaslumps* del Serravalliano post-Contessa (Membro 2): Susanello e Nassetto; nei Fogli 107 e 108 della Carta Geologica d'Italia, gli *slumps* e gli olistostromi sono cartografati con la sigla mac (Merla & Bertolotti, 1969). Recentemente Lucente (2004) ha segnalato, in posizione stratigrafica intermedia tra questi (150 m sopra a Susanello), un terzo

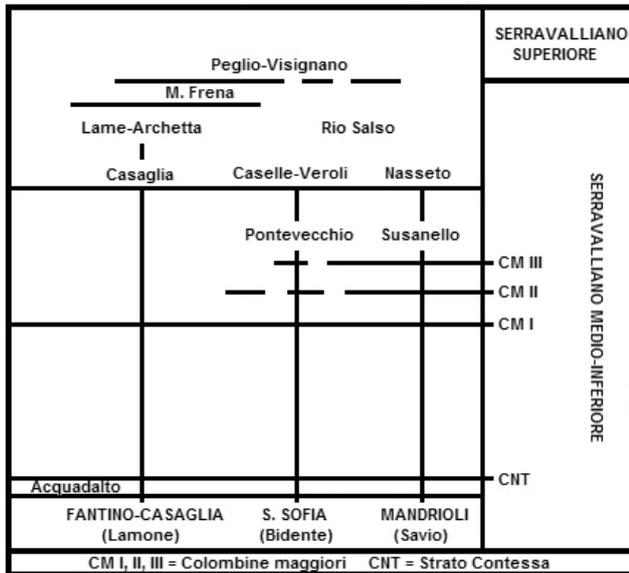


Fig. 4: Correlazione temporale degli olistostromi, dei principali strati guida (Contessa e Colombine) e degli *slumps* della Marnoso-arenacea (da Capozzi et al., 1992, con modifiche).

orizzonte caotico (Romiceto) di circa 30 metri. Lo *slump* di Susanello ha uno spessore massimo di 24 metri ed ha coinvolto solo depositi di piana di bacino; lo *slump* di Nasseto è il maggiore dei tre (140 metri) ed è coevo all'orizzonte Caselle-Veroli (Valle del Bidente) ed all'Olistostroma I (Casaglia) dell'Appennino Forlivese-Bolognese. Quest'ultimo orizzonte-guida, così come gli altri olistostromi della Marnoso-arenacea, è composto da materiali marnoso-arenacei ed argilloso-calcarei derivati dalle Unità Toscane e Liguri ed è chiuso al tetto da marne e sabbie (Marne di Casaglia) molto simili alle Marne di Verghereto.

Marne di Verghereto: Le Marne di Verghereto (Merla & Bortolotti, 1969) si sono deposte in continuità stratigrafica con la sottostante Marnoso-arenacea (Amorosi, 1987). In prossimità del limite tra le due Formazioni si registra una progressiva sostituzione delle torbiditi fini di piana di bacino e di frangia di lobo con torbiditi fangose alternate ad emipelagiti spesse (Amorosi, 1987; Delle Rose et al., 1990; Lucente, 2004). Nella zona del Passo dei Mandrioli, gli

strati-guida della Marnoso-arenacea si assottigliano verso la scarpata passiva, non incisa da *canyons*, che delimitava il luogo di accumulo delle Marne di Verghereto, ovvero l'alto strutturale omonimo (Lucente, 2004). Le datazioni col nanoplanton calcareo, hanno messo in evidenza un'età sempre più antica del limite tra le due Formazioni verso nord-est, a dimostrazione che l'alto ha cominciato a sollevarsi prima in questo settore dell'avanfossa (Serravalliano superiore) e, più tardi, verso sud-ovest (Lucente, 2004). L'alto si è innalzato lentamente nel mezzo della piana di bacino (vedi la distribuzione degli alti intra-bacinali nell'avanfossa in Centamore et al., 2002), non ostruendo del tutto il passaggio delle correnti di torbida che si depositavano con sottili calcareniti di *overbank* (Monaco et al., in stampa); la crescita progressiva di questa struttura è testimoniata dall'assenza di lacune stratigrafiche nei depositi che vi si sono accumulati.

La deposizione delle Marne di Verghereto, iniziata nel Serravalliano medio-superiore, termina nel Messiniano. Al tetto della Formazione, in *unconformity*, sono sovrapposte le Liguridi affioranti in Val Marecchia ed al nucleo della sinclinale di San Piero in Bagno (Amorosi, 1987; Lucente, 2004).

Le Marne di Verghereto sono costituite da emipelagiti grigie, grigio-giallastre e azzurrognole, torbiditi fangose formate dai soli livelli Td-e e Te di Bouma e sporadiche torbiditi arenaceo-marnose (Facies F9a e F9b, Mutti, 1992). La presenza di *slumps*, intercalati soprattutto base della Formazione, denota una certa instabilità dei pendii che delimitavano l'alto strutturale (Delle Rose et al., 1990; Amorosi & Conti, 1992; Lucente, 2004). Nei depositi di frana sottomarina sono inclusi numerosi blocchi eterometrici, probabilmente di derivazione Ligure (calcarei micritici ed organogeni, con Lucine).

Lo spessore medio della Formazione oscilla tra 100 e 300 metri (Dondi et al., 1982; Amorosi, 1987); nella zona compresa tra il Passo dei Mandrioli e la Valle del Bidente, le Marne di Verghereto raggiungono i 500 m (Merla & Bortolotti, 1969; Delle Rose et al., 1990).

Le facies gravitativo-torbiditiche

Si è considerata la facies gravitativo-torbiditica come l'unità di sedimentazione fondamentale, considerando l'aspetto fisico ed i meccanismi deposizionali che caratterizzano ogni sub-ambiente del bacino (sub-facies) ad elevato potenziale di conservazione (Einsele, 1991). L'approccio all'analisi di facies nel transetto Pratomagno–Verghereto è stato di due tipi: descrittivo (più generale) e genetico (dettagliato). Nel primo caso si è utilizzata la classificazione descrittiva sintetica (Einsele, 1991) che riporta semplicemente una o più sigle (es. sl = sabbie laminate, cg = conglomerati classati, eccetera), ed è stata utilizzata per lo più quando non era possibile effettuare una indagine di dettaglio (es. in pareti scoscese, per affioramenti in cattivo stato di preservazione). Nel secondo caso si è ricorsi alla modellistica genetica delle facies torbiditiche di Mutti (1992), partendo dalle più grossolane (F1) e concludendo con le più fini (F9a-b). Per le facies finissime o fangose si sono utilizzate le classificazioni genetiche delle facies fangose (Stow & Piper, 1984a, b; Walker, 1984).

Mentre per mezzo dell'analisi descrittiva (speditiva) di Einsele si sono classificati litologicamente i depositi gravitativi senza tenere in considerazione le interazioni reciproche dei flussi, con l'analisi genetica si è focalizzata l'attenzione sulle singole facies nelle successioni stratigrafiche, indagandone i meccanismi deposizionali, ricavati dall'interpretazione delle strutture fisiche riconducibili ad un determinato tipo di flusso, al fine di ricavare i *trend* latero-verticali delle singole facies. Tuttavia, considerato il tipo di lavoro geologico-stratigrafico ed ichnologico si è cercato di non soffermarsi troppo a lungo sulle differenze e sul ruolo interpretato dai fluidi e dai minerali argillosi, in depositi silicoclastici o carbonatici, temi affrontati ampiamente da altri lavori specialistici ma non oggetto specifico di questo lavoro (Mutti & Ricci Lucchi, 1972; Ricci Lucchi, 1981; Lowe, 1982; Colacicchi et al., 1985; Shanmugam & Moiola, 1985; Pickering et al., 1989; Einsele, 1991;

Mutti, 1992; Colacicchi & Monaco, 1994).

Nello studio delle sezioni stratigrafiche il modello di Mutti è stato realmente utile poiché si concentra sulle relazioni tra le facies torbiditiche, i tipi di flusso ed i meccanismi di trasporto-deposizione in base all'indice prossimalità-distalità. Le indagini nel terreno eseguite, nell'area in oggetto, hanno comprovato l'ampio riscontro pratico del modello, benchè, come ha sottolineato più volte lo stesso autore, non esista una torbidite identica ad un'altra, anche nella stessa facies.

Il primo passo fondamentale per la classificazione di facies è consistito nell'analisi delle tessiture e delle strutture sedimentarie in quanto il flusso si trasformava muovendosi verso il largo, cosicché le differenti popolazioni granulometriche segregate andavano a costituire dei depositi con caratteri ben precisi. Nel modello è illustrato un ipotetico spettro completo di facies geneticamente correlate, poiché deposte da uno stesso flusso iniziale (*parental flow*). Quanto è più lunga la distanza percorsa dalla corrente, tanto migliore è l'organizzazione interna di ogni strato. Quest'aspetto si lega anche all'efficienza, vale a dire alla capacità che ha il flusso di trasportare il sedimento verso il largo, in direzione del bacino. Il volume e la tessitura del materiale in carico sono i due parametri basilari quando si intende determinare l'efficienza che, nel caso di due flussi con stesso volume, cresce all'aumentare del sedimento fine sospeso.

I flussi ad alta efficienza dissipavano solo parte dell'energia iniziale in ogni fase della loro evoluzione, mantenendo, così, un momento sufficiente per trasportare il sedimento fine a grande distanza dall'area sorgente. I flussi a bassa efficienza, al contrario, perdevano vigore subito dopo le loro prime trasformazioni, cosicché il carico che trasportavano congelava senza che si sviluppasse uno spettro completo di facies.

Le facies da frane di crollo e scivolamento sono particolarmente importanti nel transetto investigato; esse si accumulavano lungo le zone di scarpata-*rise* o zone prossimali di bacino, dove è frequente incontrare detriti e *pebbly mudstones* caotici a elementi disarticolati e in

genere assai disorganizzati (Lowe, 1982; Monaco, 1989; Einsele, 1991; Colacicchi & Monaco, 1994). I depositi da *cohesive debris flow* (analoghi alle Facies F1 di Mutti, 1992) sono costituiti da blocchi (nel caso di olistostromi, Tav. 1, fig. 1) e/o clasti di dimensioni rilevanti, in genere dispersi in una matrice fangosa (Tav. 1, fig. 2). Le debriti sono molto comuni nei depositi di scarpata della Formazione di Vicchio (base del Membro di Montesilvestre); il Membro di Moggiona della stessa Unità è costituito, quasi interamente, da pacchi di marne accumulate, probabilmente, su pendii a bassa inclinazione (vedi Tav. 17, figs. 4 e 6). I clasti potevano essere stati iniettati nello strato dalla base ed, in genere, si disponevano nella porzione intermedia e sommitale dello stesso. Il meccanismo deposizionale potrebbe essere ricollegato al congelamento coesivo (Lowe, 1982). Alla base del corpo franato, composto da singoli o da molteplici blocchi (olistoliti), si osserva spesso un livello viscoso o visco-plastico - una sorta di cuscinetto lubrificante che ne facilita il movimento - costituito da materiale poco consolidato già adagiato nella scarpata (Ricci Lucchi, 1981). Gli accumuli che si formano per crollo, in genere, hanno scarsa continuità laterale e basso grado di arrotondamento e assenza o quasi di *sorting*.

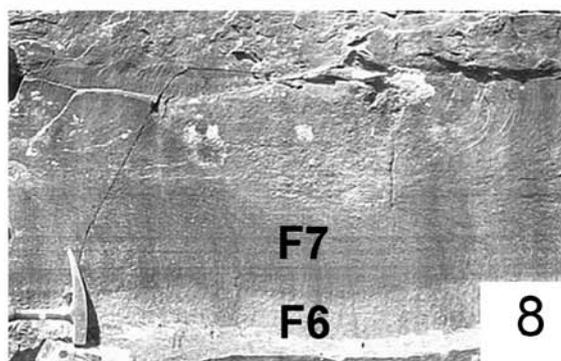
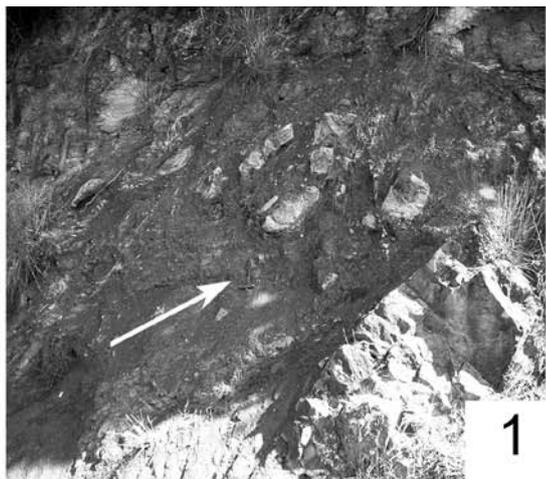
Nel caso dei mega-collassi in avanfossa, cioè di materiale proveniente dalla catena in sollevamento (olistostromi), il volume del materiale franato può essere talmente elevato alla scala del bacino da rendere possibile l'utilizzo di tali depositi come livelli guida (è il caso, ad esempio, degli olistostromi dell'intervallo post-Contessa della Marnoso-arenacea). Gli orizzonti (a volte di decine di metri di spessore) di questo tipo sono comuni anche nel versante casentino di Pratomagno, in corrispondenza del passaggio tra Arenarie del Falterona e Arenarie di Monte Cervarola (Complesso Caotico, Tav. 1, fig. 1).

Negli *slumps* la deformazione è accompagnata da piccole faglie e, soprattutto, da pieghe disposte anche in modo complesso nei sedimenti eterogenei, per cui è spesso difficile ricavare informazioni precise sull'orientazione del paleopendio (Einsele, 1991; Colacicchi & Mona-

co, 1994). Questi depositi sono molto comuni negli ambienti di scarpata, nelle aree di conoide prossimale e intorno agli alti strutturali. Alla base delle Marne di Verghereto (Tav. 23, fig. 1) e nella Formazione di Vicchio (Membro di Moggiona, Tav. 17, fig. 5 e Membro di Montesilvestre, Tav. 1, fig. 3; Tav. 18, fig. 4) sono intercalati nei depositi di scarpata e di base scarpata. Nella Marnoso-arenacea gli *slumps* hanno un'estensione tale da poter essere utilizzati come livelli guida nell'area prescelta: Susanello (Tav. 20, fig. 1) Nasseto (Tav. 20, fig. 2) e Romiceto. Alcuni depositi di questo genere sono presenti anche nelle Arenarie del Falterona (Tav. 1, fig. 4) ed alla base della Cervarola (ad esempio, nei dintorni di Frassineta). Alcuni livelli slumpizzati sono stati rinvenuti in posizione distale nella piana del bacino e sono probabilmente il prodotto della rimobilizzazione del materiale distale avvenuta per shocks localizzati (passo

Tavola 1

1. Parte dell'olistostroma al passaggio tra Arenarie di Monte Falterona ed Arenarie di Monte Cervarola (Complesso Caotico). Basso versante casentino di Pratomagno (Strada Talla-Bicciano). La freccia indica la scala di riferimento (martello).
2. Deposito da *cohesive debris flows*. Marnoso-arenacea, versante adriatico dell'Appennino Tosco-Romagnolo (dintorni di Nasseto).
3. Panoramica di uno degli *slumps* alla base del Membro di Montesilvestre della Formazione di Vicchio. Versante casentino dell'Appennino Tosco-Romagnolo (sezione di Montesilvestre). Scala grafica = 3 m.
4. *Slump* nelle Arenarie di Monte Falterona. Versante casentino dell'Appennino Tosco-Romagnolo (dintorni di Pian del Ponte). Scala grafica = 3 m.
5. Debrite (Facies F1) compresa tra banconi arenacei spessi al passaggio tra Arenarie di Monte Falterona e Cervarola. Versante casentino di Pratomagno (Poggio Latello).
6. Facies F1 nelle Arenarie di Monte Cervarola (versante casentino dell'Appennino Tosco-Romagnolo, Frassineta).
7. Blocco arenaceo F4 con tappeti di trazione spessi (sabbia medio-grossolana). Arenarie di Monte Falterona, versante valdarnese di Pratomagno (dintorni di Pian della Fonte). Scala grafica = 20 cm.
8. Associazione di Facies F6-F7. Arenarie di Monte Falterona, versante valdarnese di Pratomagno (dintorni di Pian della Fonte).



dei Mandrioli).

Le facies gravitativo-torbiditiche del transetto Pratomagno–Verghereto possono essere suddivise in quattro gruppi e vengono qui di seguito brevemente descritte: i) facies grossolane (F1, F2, F3, CgRF), deposte da *cohesive debris flows* (CDF) e da flussi iperconcentrati (HCF, considerati una via di mezzo tra *cohesive debris flows* e *fluidal flows*); ii) facies medio-grossolane (F4, F5, F6, WF), deposte per lo più da correnti di torbida ciottolose di alta densità (GHDTC); iii) facies medio-fini (F7, F8, F9a, F9b), deposte ad opera di correnti di torbida sabbiose ad alta densità (SHDTC) e di correnti di torbida a bassa densità (LDTC); alcune di queste sono molto rare (F3, CgRF, WF); iiiii) facies finissime o fangose (con sequenze T0–T8–P e E1–E3–F) deposte da flussi in genere a bassa densità che trasportavano sedimenti siltoso-fangosi depositatesi in livelli centimetrici spesso bioturbati.

i) Facies grossolane

F1: si tratta di depositi prodotti da *cohesive debris flow* costituiti da accumuli caotici di blocchi (nel caso di olistostromi) e/o clasti di dimensioni rilevanti, dispersi in una matrice fangosa. I clasti possono essere iniettati nello strato dalla base ed, in genere, si dispongono nella porzione intermedia e sommitale dello stesso. Il meccanismo deposizionale è il congelamento coesivo.

F2: sono depositi legati prevalentemente a flussi iperconcentrati; le F2 (paraconglomerati ed arenarie grossolane) sono molto simili alle F1, ma la differenza consiste nel fatto che possono avere strutture basali profonde. I clasti fangosi, presi in carico dal substrato plastico sottostante (*rip-up mudstone clasts*), inoltre, si concentrano soprattutto alla base delle F2, circondati da una matrice grossolanamente gradata composta da fango, sabbia e ciottoli.

Le facies grossolane, oltre agli olistostromi, già descritti in precedenza (Tav. 1, fig. 1), sono comuni nelle Arenarie del Falterona e nelle Arenarie di Monte Cervarola, sia nel comprensorio

di Pratomagno (ad esempio, al passaggio tra le due Formazioni presso Poggio Latello, Tav. 1, fig. 5), sia nell'Appennino Tosco-Romagnolo (dintorni di Frassineta, Tav. 1, fig. 6). Le F2 sono le facies caratteristiche della base del Membro sommitale della Formazione di Vicchio (Montesilvestre) affiorante nella sezione-tipo (Monte Fatucchio-Montesilvestre).

ii) Facies medio-grossolane

F4: essa è caratterizzata da tappeti di trazione spessi ed è una tra le facies più diffuse delle porzioni basale ed intermedia delle Arenarie di Monte Falterona di Pratomagno (Tav. 1, fig. 7). Le facies di questo tipo, tuttavia di spessore inferiore, sono comuni anche nelle soprastanti Arenarie di Monte Cervarola (strada Rifiglio-Passo della Consuma) ed alla base della Marnoso-arenacea (Valle del Bidente di Ridracoli).

F5: si origina per deposizione in massa ed è priva di stratificazione interna. Al tetto possono essere presenti strutture da espulsione d'acqua. Le F5 si distinguono dalle F8 (molto simili) in ragione della maggiore granulometria e del *sorting* più basso.

Gli affioramenti migliori dell'area di studio sono gli stessi segnalati per le F4, con la F5 che si rinviene spesso in associazione (ad esempio, nella Cervarola del versante casentino di Pratomagno ed alla base della Marnoso-arenacea, nella Valle del Bidente di Ridracoli). In queste Formazioni come nelle Arenarie di Monte Falterona di Pratomagno, si osservano anche le associazioni F5-F6 (con passaggi graduali), quelle F5-F7 (con bruschi salti di granulometria) e, soprattutto, le F5-F9a (con transizioni nette).

F6: la facies F6 è una delle facies più diffuse nelle Arenarie di Monte Falterona ed è costituita, prevalentemente, da sedimenti grossolani ben classati (ma non gradati). La successione verticale dei livelli deposizionali di cui è composta (stratificazione orizzontale - stratificazione incrociata a scala medio-piccola - *megaripples*), indica chiaramente che la F6 si forma grazie a processi di trazione associati ad un flusso unidirezionale di energia calante. Questa facies può

coincidere con un singolo strato, delimitato al tetto da una superficie netta con *ripples* e *mega-ripples*, può occupare i pochi centimetri basali di uno strato chiuso al tetto da una F9a, oppure può essere compresa “a sandwich” tra una F5 ed una F9a. Le F9a, in questo caso, hanno spessore più elevato in corrispondenza delle depressioni dei *megaripples* al tetto delle F6, a cui sono sovrapposte con contatto netto.

Le associazioni F6-F7 (Tav. 1, fig. 8) e, ancor più, le F6-F9a (Tav. 2, fig. 1), sono molto frequenti nelle Arenarie di Monte Falterona di Pratomagno, mentre le F6-F9b sono, invece, più rare (Tav. 2, fig. 5).

iii) Facies a granulometria media e fine

Il gruppo comprende i depositi considerati prodotto di correnti di torbida subcritiche di alta densità (SHDTC) e di correnti di bassa densità (LDTC). Le F7 e le F8 si formano per arresto dei tappeti di trazione spessi (F7) e per deposizione in massa (F8) (processi che seguono un brusco salto idraulico). Le F7 e le F8 sono simili, rispettivamente, alle F4 ed alle F5: la differenza preponderante risiede nel fatto che queste ultime si formano in un regime supercritico ed hanno una granulometria sensibilmente più grossolana rispetto alle prime. Il termine della deposizione è raggiunto nel momento in cui il carico fine, in sospensione, può depositarsi per mezzo di un flusso quasi-statico (F9).

F7: le strutture caratteristiche di questa facies sono le lamine piane con granulometria medio-grossolana, spesso gradate inversamente. La laminazione piano-parallela è simile a quella che caratterizza il Tb di Bouma (la diversa granulometria e la ciclicità della laminazione ne permettono la distinzione). Le F7 sono facies diffuse in tutte le Formazioni del transetto, specialmente al tetto delle Arenarie di Monte Cervarola, nella Marnoso-arenacea (Bagno di Romagna), al tetto dei Varicolori (Tav. 4, fig. 4) e nelle Arenarie di Monte Falterona di Pratomagno (Tav. 2, fig. 2). Sono comuni le associazioni con le F8, le F9a e le F9b.

F8: è composta da sabbie medie-fini ben

classate, ma non sempre gradate; le strutture sedimentarie, ad eccezione di lamine convolute al tetto, sono per lo più assenti. Nel modello di Mutti, le F8 coincidono con il livello Ta della sequenza di Bouma.

F9: le facies F9 costituiscono la parte volumetricamente più consistente delle successioni torbiditiche. Mutti le ha distinte nelle due subfacies F9a e F9b: i flussi poco voluminosi che trasportano in sospensione sedimenti medio-grossolani danno luogo alle F9b, mentre le F9a hanno origine da flussi ad alta efficienza e di grande volume. I meccanismi di trasporto e di deposizione, analoghi in entrambe, sono la trazione e la decantazione. In genere, le F9 si possono formare sia durante le fasi finali della trasformazione gravitativa del flusso originale, sia da code diluite della corrente. Nel secondo frangente hanno carattere prossimale e sono associate, con contatti molto netti, alle facies grossolane (da F2 a F7). Le F9 distali, invece, si rinvengono con maggior frequenza al tetto delle F8.

Le F9 prossimali sono composte da granuli meno classati, hanno una minore organizzazione interna e sono meno spesse rispetto a facies analoghe distali (frangia di lobo e piana di bacino). Altre differenze consistono nel rapporto A/P (maggiore nelle prossimali), nella geometria e nelle strutture sedimentarie caratteristiche.

F9a: corrisponde alle sequenze di Bouma troncate Tb-e, Tc-e, Td-e, Te (*base-missing Bouma sequences*). In alcuni casi, gli strati più sottili possono essere rimaneggiati da tranquille correnti di fondo (soprattutto se le F9a sono composte da alternanze di sedimenti fangosi, plastici e facilmente modellabili). Le F9a sono rilevabili in tutte le Formazioni analizzate. Tuttavia la Marnoso-arenacea ed il Membro di Montesilvestre della Formazione di Vicchio offrono i migliori esempi di sequenze di frangia di lobo e di piana di bacino costituite da ripetute alternanze di F9a. Nelle Arenarie di Monte Falterona sono più rare: alla base della Formazione hanno carattere prossimale (Tav. 2, fig. 3), mentre, solo verso il tetto, aumentano progressivamente di numero e di spessore; lo stesso *trend* continua

nella Cervarola che, nella porzione sommitale, è contraddistinta da F9a molto simili a quelle delle Unità soprastanti.

F9b: uno dei caratteri distintivi della facies F9b rispetto alla F9a è il rapporto A/P superiore. Esiste, poi, una minore organizzazione interna (livelli sottili senza strutture, con *ripples* direttamente sovrapposti). I granuli della F9b sono, in genere, più grossolani della sabbia fine ed hanno basso *sorting*. Si ritiene che queste facies siano il prodotto finale di flussi che trasportano piccole quantità di sedimenti fini in sospensione, espressione immatura di deposizione da parte di correnti di torbida a bassa densità. In genere sono più frequenti in ambienti prossimali dove si hanno sottili intercalazioni di intercanale o come depositi di *overbank*, sebbene questo non rappresenti la regola in quanto si ritrovano comunemente anche nelle frange di lobi staccati (*detached lobes*, Einsele, 1991) e come frangia dei margini degli alti strutturali (Verghereto). Lo scarso sviluppo delle strutture deposizionali interne può essere attribuito, infatti, alla brusca decelerazione del flusso e, quindi, alla mancanza del tempo necessario per la loro formazione.

Le subfacies F9b sono comuni nella Marnoso-arenacea (Tav. 2, fig. 4), nelle Arenarie di Monte Falterona (Formazione in cui sono spesso associate alle F6, Tav. 2, fig. 5) e, soprattutto, nella porzione basale ed intermedia della Cervarola. Alcuni livelli centimetrici, ricchissimi di tracce fossili, sono stati analizzati nelle Marne di Verghereto (Poggio Alto, Monaco, 2008).

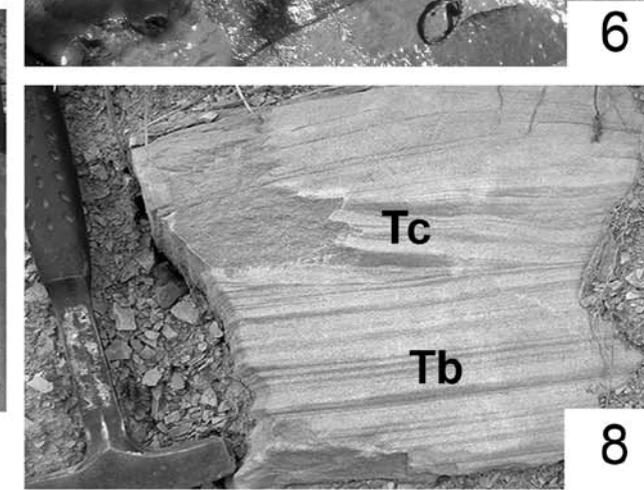
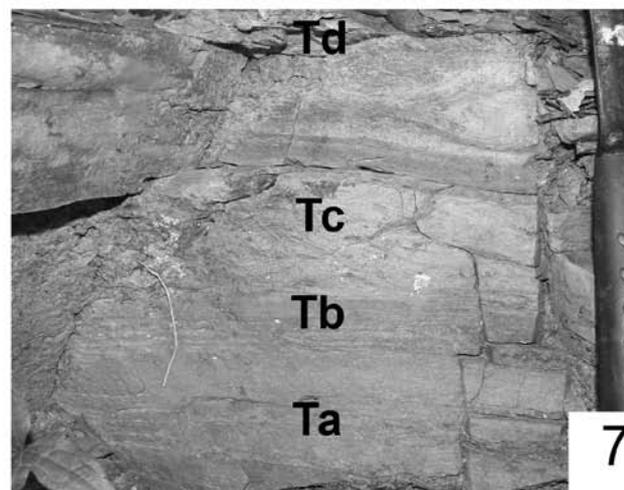
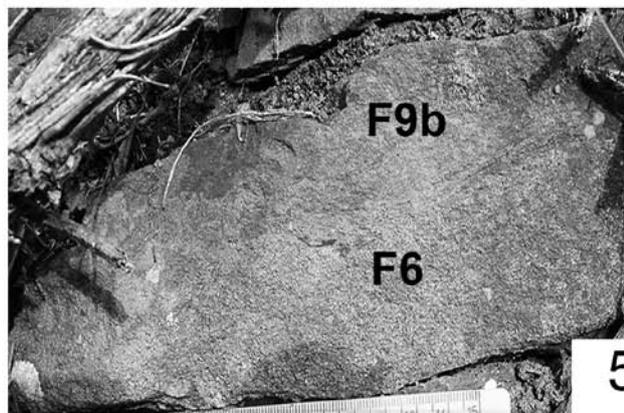
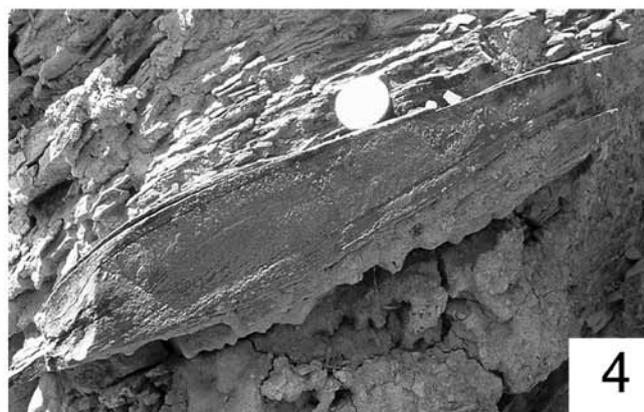
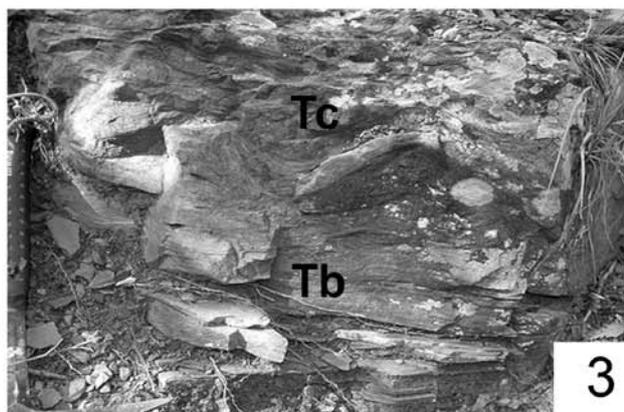
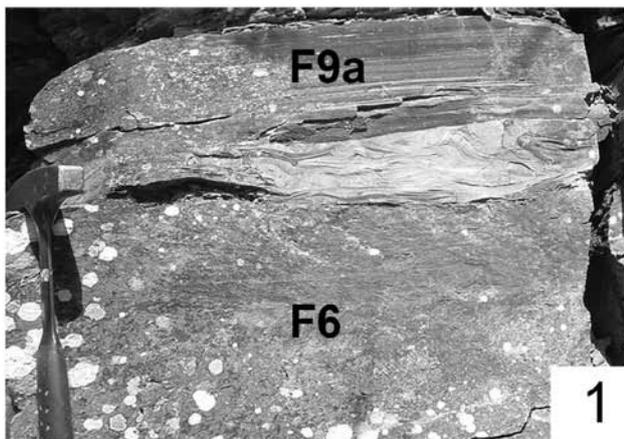
iiii) Facies a granulometria finissima

Le facies gravitative a granulometria finissima comprendono le torbiditi fangose; esse appaiono come livelli di spessore centimetrico (>3<8 cm), in genere composte da silt o sabbia fine (collocata nella porzione inferiore, di 1-3 cm in spessore) e di fango bioturbato deposto nella porzione superiore (spesso 2-5 cm) (Tav. 2, fig. 6). Queste torbiditi fangose mostrano una sequenza di intervalli completa o incompleta, ma comunque sempre differente dalle torbiditi sabbiose precedentemente descritte; la sequen-

za può essere ricollegata ai differenti processi di trazione e/o decantazione del silt/fango formulate alla fine degli anni '80 dagli autori che si sono occupati dei modelli di posizionali delle torbiditi fangose (Stow & Piper, 1984a; b; Walker, 1984). Gli intervalli osservati nei depositi del transetto Pratomagno-Verghereto corrispondono abbastanza bene con le suddivisioni T0-T8-P e E1-E3-F proposte da Stow & Piper (1984, b), e Walker (1984), dove le caratteristiche laminazioni a scala millimetrica sono presenti sia nel silt basale sia nel fango sommitale. Il contatto silt/fango è molto spesso netto, come avviene nei Varicolori e nella Formazione di Vicchio (Membro di Montesilvestre), dove le torbiditi fangose sono scure e sovente si dispongono in pacchi ritmici sovrapposti (Tav. 2, fig. 6; Tav. 19, fig. 7). I depositi delle torbiditi fangose rappresentano materiale estremamente diluito prodotto dalla deposizione di sedimento fine misto a quello emipelagico. E' possibile

Tavola 2

1. Facies F6 con *megaripples* al tetto, a cui è sovrapposta, con contatto brusco, una F9a Tc-e. Arenarie di Monte Falterona, versante valdarnese di Pratomagno (dintorni di Poggio La Cesta).
2. Facies F7. Arenarie di Monte Falterona, versante valdarnese di Pratomagno (Loro Ciuffenna).
3. Parte bassa di uno strato arenaceo organizzato in facies F9a Tb-c, con lamine piane (Tb) e convolute (Tc). Arenarie di Monte Falterona, versante valdarnese di Pratomagno (Le Pennucce).
4. Facies F9b. Marnoso-arenacea, Versante adriatico dell'Appennino Tosco-Romagnolo (SR 71 del Passo dei Mandrioli).
5. Associazione di Facies F6-F9b. Arenarie di Monte Falterona, versante valdarnese di Pratomagno (Loro Ciuffenna).
6. Torbiditi fangose ritmiche molto bioturbate al tetto (notare il cambio di colore all'interno tra silt e fango). Porzione sommitale dell'affioramento di Montesilvestre (versante casentinese dell'Appennino Tosco-Romagnolo).
7. Particolare di una sequenza di Bouma Ta-d al tetto delle Arenarie di Monte Cervarola (Quota, versante valdarnese di Pratomagno).
8. Particolare della parte centrale di una sequenza di Bouma (Tb-d), Marnoso-arenacea, versante adriatico dell'Appennino Tosco-Romagnolo (Valle del Bidente di Pietrapazza).



che rappresentasse il materiale in eccesso che trasbordava dai canali di alimentazione principale raggiungendo gli ambienti marginali dove si depositava l'emipelagite, in posizione laterale rispetto ai principali flussi longitudinali (depositi di *levee* o di *overbank*); altri depositi potrebbero essersi legati a flussi estremamente diluiti e rappresentare quindi la porzione più distale che si andava a deporre nelle aree della piana di bacino o di frange di piccoli lobi staccati (Einsele, 1991).

Considerazioni sulla sequenza di Bouma

Nei depositi analizzati del transetto Pratomagno-Verghereto si è visto che è spesso assai difficile applicare unicamente il modello di Bouma (cfr. Bouma, 1962), a cui spesso molti icnologi di flysch ricorrono (Uchman, 1995a, 2007). Infatti mentre è assai poco riconoscibile la sequenza completa Ta-e, confinata in certi depositi delle facies F9a, essa subisce delle importanti modificazioni in funzione del rapporto prossimalità-distalità di un flusso e della morfologia del fondale marino (Pickering et al., 1989; Mutti, 1992). Se esiste un limite della sequenza di Bouma è che essa non è applicabile ai depositi medio-grossolani, tanto che Mutti (1992), nel suo modello genetico, confina la sequenza in esame tra le facies fini (F8+F9a), deposte ad opera di correnti di torbida diluite. Le sequenze complete (F8+F9a di Mutti, 1992) e parziali (F9a o *base-missing Bouma sequences*), tuttavia, sono molto comuni nelle Formazioni affioranti nell'area oggetto di studio, specialmente nei depositi di frangia di lobo e di piana di bacino (tetto della Cervarola, Tav. 2, fig. 7, Formazione di Vicchio e Marnoso-arenacea, Tav. 2, fig. 8). Nelle Arenarie del Falterona ed alla base della Cervarola sono associate soprattutto a facies grossolane (da F2 a F7).

Le strutture sedimentarie fisiche

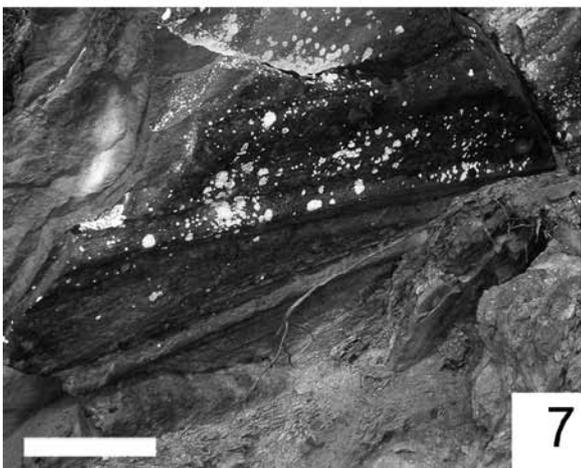
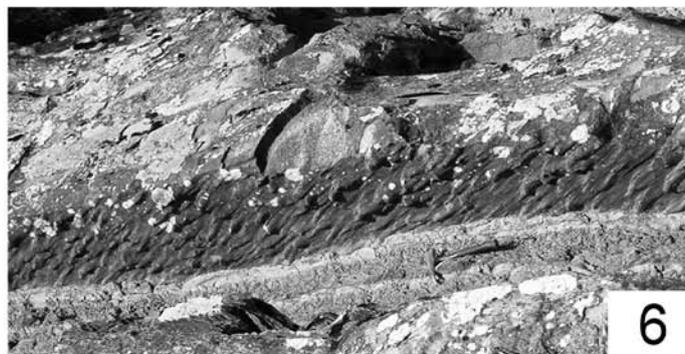
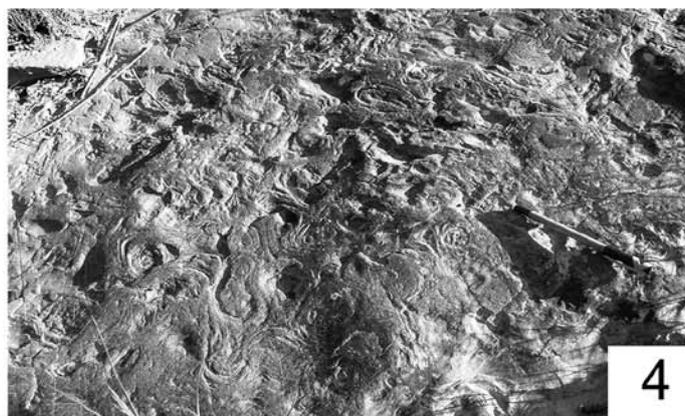
Per le strutture sedimentarie indicate come fisico-strutture (che vanno distinte dalle bio-strutture originate dagli organismi marini, Monaco,

2000), risulta opportuno procedere ad una breve descrizione per alcune particolarità che vanno esposte. I *ripples* e la laminazione incrociata sono le strutture più caratteristiche delle facies torbiditiche F9a e specialmente F9b di in tutte le Formazioni del transetto. Solo nelle Arenarie di Monte Falterona ed alla base della Cervarola sono più comuni i *megaripples* delle F6 ed i *ripples* rampicanti. I *ripples* si presentano estesamente bioturbati al tetto delle facies F9a-b, con ichnoassociazioni tipiche di piana di bacino, a volte con associazioni uniche e pertanto sono assai utili dal punto di vista paleoambientale. Nelle torbiditi fangose sono stati osservati anche *micro-ripples*.

Le lamine piane sono anch'esse assai utili, specialmente dal punto di vista icnologico, in quanto spesso si rinvencono tracce fossili indicative, come verrà indicato nella parte conclusiva. Se la velocità della corrente era sufficientemente elevata ($F \geq 1$, regime di *plane bed*), il carico di fondo, trasportato per mezzo di tappeti di trazione, poteva organizzarsi, per arresto della trazione, in lamine piano-parallele di va-

Tavola 3

1. Lamine incrociate con *set* concavo. Marnoso-arenacea (Valle del Bidente di Ridracoli).
2. Frustoli vegetali al tetto di un'arenaria fine. Scisti Varicolori, versante casentinese dell'Appennino Tosco-Romagnolo (dintorni di Rimbocchi).
3. Struttura da *dewatering*. Arenarie di Monte Falterona, versante valdarnese di Pratomagno.
4. Livello arenaceo (tetto) con convolute. Arenarie di Monte Falterona, versante casentinese di Pratomagno (Calleta).
5. Gruppo di *flutes* nelle Arenarie di Monte Falterona (versante casentinese di Pratomagno, dintorni de Il Giogo).
6. Gruppo di *flutes* con molti individui. Marnoso-arenacea (dintorni del Passo dei Mandrioli).
7. Grandi *groove casts* alla base di un bancone arenaceo. Arenarie di Monte Falterona, versante casentinese dell'Appennino Tosco-Romagnolo (Serravalle). Scala grafica = 20 cm.
8. *Megabed* arenaceo-microconglomeratico con geometria lenticolare. Arenarie di Monte Falterona, versante valdarnese di Pratomagno (Strada Panoramica, tratto compreso tra il bivio per Pontenano ed il bivio per Monte Lori).



rio spessore. I granuli tendevano a disporsi con l'asse maggiore parallelo alla direzione della corrente. Tali lineazioni sono ben visibili sulle superfici delle lamine, più o meno micro-terrazzate (*parting lineation*). La laminazione piana si poteva originare anche per decantazione di materiali fini da sospensioni diluite (come nel caso delle peliti e delle emipelagiti), ma in questo caso l'attività biogenica interferiva vistosamente, producendo rimescolamento ed omogeneizzazione con distruzione parziale o totale delle lamine (Uchman, 1995b; Wetzel & Uchman, 1997).

Sul piano delle lamine possono ritrovarsi anche frustoli vegetali che, appesantiti dall'acqua assorbita, lentamente si depositavano, disponendosi anch'essi, sovente, con l'asse lungo in direzione della corrente. In tutte le Formazioni del transetto Pratomagno-Verghereto sono stati rinvenuti resti vegetali in considerevole quantità. Nei livelli arenacei degli Scisti Varicolori di Rimbocchi, tuttavia, si annovera una densità di frustoli eccezionalmente elevata (>100 per dm²) (Tav. 3, fig. 2).

La laminazione piana sottile è pienamente sviluppata in tutte le facies F9a Tb-e, nelle torbiditi fangose e nelle contouriti delle Formazioni affioranti nell'area di studio; le facies F4 e F7, molto comuni nelle Arenarie di Monte Falterona di Pratomagno, sono caratterizzate da tappeti di trazione spessi (Tav. 1, fig. 7).

Le lamine convolute si annoverano fra le più comuni nelle Unità torbiditiche del transetto, soprattutto nelle facies F9a (livello Tc di Bouma) ed al tetto delle F5 e F8. Anch'esse mostrano un caratteristico attraversamento da parte dell'infauna (crostacei), con tracce ben sviluppate obliquamente e verticalmente. Tra le ipotesi sulla loro formazione, la più accreditata è che siano dovute all'espulsione di acqua che rimaneva intrappolata nei sedimenti per effetto di carico differenziale e di liquefazione della sabbia. Risultato di questi processi è la formazione di anticlinali appuntite alternate a sinclinali piatte (a piccola scala) che deformano lamine da corrente trattiva (Tav. 3, fig. 3). Spesso le convolute sono costituite da alternanze ritmiche

di silt e sabbia (strutture a fiamma): il materiale più fine conferisce al pacchetto di lamine una forte coesione cosicché, nel complesso, la reazione alla spinta del fluido risulta avvenire in modo duttile e non si arriva alla rottura neppure a pressioni elevate. Le convolute, inoltre, forniscono indicazioni precise riguardo alla polarità della stratificazione, ma non alla direzione del flusso (salvo i casi di trascinamento delle anticlinali che risulteranno con vergenza accennata nel verso della corrente). In alcuni affioramenti, ad esempio nei dintorni di Calleta (porzione sommitale delle Arenarie del Falterona) è esposto il tetto di un livello a convolute in cui si possono osservare tutti i caratteri di siffatte strutture nelle tre loro dimensioni (Tav. 3, fig. 4). Spesso questo tetto di strato è attraversato da tracce fossili a forma di stringa, ramificate orizzontalmente. I piani di strato sono costituiti da culminazioni (corrispondenti alla cresta delle strutture), circondate da lineazioni concentriche (intersezione dei *foresets* delle lamine con il tetto dello strato).

Le strutture di fondo alla base degli strati sono anch'esse importanti e ben conservate; devono essere riconosciute da quelle biogeniche e vanno interpretate caso per caso (Seilacher, 1964), per comprendere la tempistica dei processi avvenuti nell'ambiente torbiditico (prevalentemente tafonomici, Monaco, 2008). Le strutture di fondo appaiono come controimpronte riempite da sabbia (*casts*) alla base di strati arenaceo-conglomeratici di spessore variabile e sono il risultato finale di complesse interazioni tra erosione e sedimentazione (Seilacher, 1977; Ricci Lucchi & Valmori, 1980). La loro forma permette di stabilire non solo la direzione (*tool casts*), ma anche il verso della corrente (*flute casts*).

I *flutes*, originati da moti vorticosi lungo l'interfaccia acqua-sedimento, sono strutture cave con lato sopracorrente ripido; l'estrema variabilità delle dimensioni (da pochi cm a diversi dm) e delle forme di queste strutture dipendeva dall'energia dei flussi e dalle caratteristiche del sedimento in carico che andava a riempire le cavità. Importante è comprendere l'interazione tra

processi fisici e attività biogenica, in quanto i *flute casts* venivano considerati a tutti gli effetti dei processi puramente fisici e non venivano ricondotti all'interazione con l'attività biogenica, ad esempio vortici che si innescavano su biostrutture preesistenti (Monaco, 2008; Monaco & Checconi, 2008).

Nelle Formazioni dell'area d'indagine, i *flute casts* sono preservati soprattutto alla base delle torbiditi organizzate in facies F8 (ma sono presenti anche nelle facies medio-grossolane). Nelle successioni caratterizzate da ripetute alternanze di corpi arenacei di spessore plurimetrico, con base molto netta (ad esempio, Arenarie del Falterona, Tav. 3, fig. 5 e base della Cervarola), i flutes sono sempre molto incisi (e deformati) dal carico soprastante. Al tetto della Cervarola, nella Formazione di Vicchio e nella Marnoso-arenacea, invece, sono più comuni gruppi di *flutes* delicati, originati da correnti deboli (Tav. 3, fig. 6).

Tra gli altri tipi di *casts* (*tool casts*) è importante citare le impronte di fondo prodotte da oggetti (ciottoli di varie dimensioni, gusci di organismi, resti vegetali ed altro) trasportati dalla corrente o per rotolamento su fondali fangosi che si deformano plasticamente (*chevron casts*), o per saltellamento (*skip, prod e bounce marks*) o, infine, per trascinarsi (*groove casts*). Queste ultime sono le impronte fisiche più comuni, tra quelle elencate (lasciate da oggetti trascinati che generano solchi rettilinei di varie dimensioni) e possono arrivare a grandi dimensioni (>40 cm di diametro, Bagno di Romagna). Spesso si intersecano con angoli acuti, indicando paleocorrenti con differenti provenienze (Marnoso-arenacea, Bagno di Romagna). In alcuni casi vanno ad intersecare trasversalmente le tracce fossili, mentre in altri casi sono a loro volta attraversati da tunnel prodotti dall'infauna. Sono frequentemente associate ai *flutes* e sono estremamente comuni in tutte le Unità dell'area di studio - specialmente nelle Arenarie del Falterona (Tav. 3, fig. 7) e nella Marnoso-arenacea.

Le tasche di carico (*load casts*) sono molto diffuse alla base degli strati arenacei grossolani, conservate spesso in gruppi uniformi che alte-

rano le impronte fisiche o biologiche formatesi in precedenza. Le *load casts* potrebbero aver avuto origine, nei casi di stratificazioni anomale di densità, allorquando, nelle prime fasi post-deposizionali, le superfici di contatto divenivano instabili ed i materiali contigui cercavano di sostituirsi l'uno all'altro. Se i lobi di carico sprofondavano completamente all'interno del livello sottostante, si formavano pseudonoduli. Tra le strutture da carico, le più piccole sono le strutture squamose centimetriche che si ritrovano solo alla base dello strato o, nelle fattispecie in cui il materiale coinvolto (sabbia fine o silt) sia totalmente fluido, tra le lamine. Le *load casts*, sebbene presenti in tutte le Formazioni dell'area di studio, si osservano specialmente nelle Arenarie di Monte Falterona di Pratomagno, nella Cervarola di Frassineta e nella Marnoso-arenacea pre-Contessa della Valle del Bidente di Pietrapazza.

La maggior parte delle strutture sedimentarie, appena descritte, sono carenti o addirittura assenti nei banconi massivi arenaceo-microconglomeratici; la porzione basale delle Arenarie di Monte Falterona del comprensorio di Pratomagno è costituita dai *megabeds* più potenti osservati nell'area in esame. E' plausibile che i banconi plurimetrici derivino da processi di riempimento di canali distributori, in condizioni di alta velocità di sedimentazione; la geometria lenticolare s'intuisce soprattutto negli affioramenti in parete e nei maggiori tagli stradali della Strada Panoramica di Pratomagno (Tav. 3, fig. 8). I caratteri specifici dei *megabeds* sono la base erosiva, le notevoli dimensioni delle impronte di fondo ed, in primo luogo, la carenza di tracce fossili. La gradazione diretta è assente o sviluppata solo nelle porzioni basali dello strato (in cui abbondano *lags* costituiti da piccoli ciottoli e da sabbia grossolana).

I *clay chips* sono le strutture sedimentarie interne più comuni all'interno dei banconi. Si tratta di inclusioni di dimensioni variabili (da singoli ciottoli a lenti decimetriche), costituiti da brandelli di materiale fine, già abbastanza consolidato, strappato dal substrato ad opera di correnti particolarmente violente (al momento

del passaggio). I *clay chips* sono strutture estremamente comuni nelle Arenarie di Monte Falterona di Pratomagno, soprattutto negli affioramenti di Varco ai Gioghi e di Trappola (Foto 3.14).

Le contouriti, ossia i depositi contenenti strutture imputabili all'azione delle correnti di fondo (Mutti, 1992) sono anch'esse assai comuni nel transetto Pratomagno-Verghereto tra le Arenarie di Monte Falterona e la porzione basale della Cervarola; le facies contouritiche nel transetto Pratomagno-Verghereto sono frequentemente alternate alle torbiditi (Tav. 4, figs. 7-8; Tav. 5, figs. 6-7 e Tav. 12, fig. 2). I pacchi di lamine piano-parallele sono preservate come ritmiti a causa del diverso contenuto in carbonato di calcio (producono un tipico aspetto di strati a fisarmonica) e si dispongono all'interno di banconi potenti diversi metri di calcareniti biancastre. Le contouriti sono generalmente innescate da differenze di salinità e di temperatura e collegate al processo di sprofondamento di acque superficiali fredde verso i fondali marini profondi dove agiscono in modo molto complesso a seconda delle morfologie del bacino e dei gradienti batimetrici (vedi attualmente il caso dell'Adriatico, Trincardi et al., 2005). La velocità, il potere erosivo e la quantità di sedimento che le correnti marine profonde riescono a trasportare sono parametri legati a vari fattori: regione di provenienza della corrente, morfologia del fondale, presenza di connessioni-passaggi dove le correnti di fondo accelerano, rotazione terrestre (la Forza di Coriolis fa sì che, per esempio nel nostro Adriatico, le *bottom currents* siano attive soprattutto nel lato occidentale del bacino, muovendosi seguendo le isobate), cambiamenti climatici e venti periodici (bora adriatica) (Kennett, 1982; Trincardi et al., 2005). Le misure dirette, eseguite sui fondali mediante l'utilizzo di tecnologie all'avanguardia (tra le quali spiccano le *deep-tows*), hanno dimostrato come le *bottom currents* siano in grado di percorrere oltre 40 cm in un secondo (valore che scende, in prossimità del substrato, anche della metà) e trasportare una impressionante mole di sedimento, specie in prossimità delle scarpate continentali (Mut-

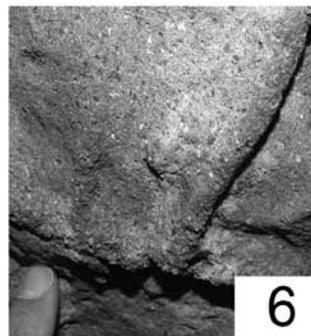
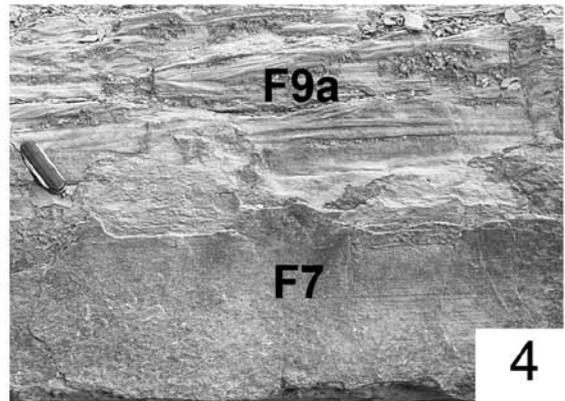
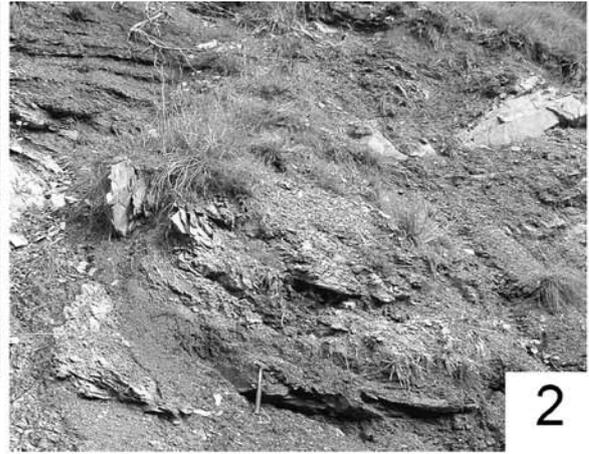
ti, 1992; Trincardi et al., 2005). In Adriatico e Nord Atlantico sono conosciuti corpi sedimentari imponenti (*mounds, drifts e megaflutes* di decine di metri ed anche più) costituiti da sedimenti fini ben classati, a volte biogenici (Mutti, 1992; Trincardi et al., 2005). L'opera prevalente delle correnti è, infatti, quella di rimodellare il fondale e di rimaneggiare i sedimenti depositi da correnti di torbida o da processi puramente gravitativi. Le facies a fisarmonica presenti al passaggio tra le Arenarie di Monte Falterona e la Cervarola potrebbero proprio rappresentare la rimobilizzazione selettiva di tali sedimenti.

Strutture sedimentarie biogeniche: le tracce fossili

L'analisi delle facies torbiditiche può essere affrontata integrando i dati sedimentologici con le numerose informazioni che è in grado di offrire lo studio dettagliato delle tracce fossili. Lo sviluppo e le caratteristiche delle ichnoassociazioni di mare profondo testimoniano la

Tavola 4

1. Tetto indisturbato degli Scisti Varicolori (dintorni di Rimocchi).
2. Affioramento non lontano da Rimocchi, in cui i Varicolori sono dislocati e fortemente scompaginati da una faglia diretta.
3. Impronte fisiche alla base di uno strato arenaceo dei Varicolori (Rimocchi).
4. Organizzazione interna (F7-F9a) dello strato arenaceo della foto precedente.
5. Potente bancone arenaceo-microconglomeratico. Membro arenaceo-microconglomeratico delle Arenarie di Monte Falterona (Trappola, versante valdarnese di Pratomagno). Scala grafica = 1 m.
6. Dettaglio dei clasti grossolani alla base del bancone arenaceo-microconglomeratico della figura precedente.
7. Piccola contourite carbonatica, spessa circa 10 cm. Versante valdarnese di Pratomagno (dintorni di Pian della Fonte).
8. Parte basale di una contourite spessa circa 8 m. Versante valdarnese di Pratomagno (Matovecchio). Scala grafica = 1 m.
9. Strie orizzontali. Membro arenaceo-microconglomeratico delle Arenarie di Monte Falterona, versante valdarnese di Pratomagno (Trappola).



variazione dei parametri fondamentali che contraddistinguono ogni ambiente o sub-ambiente di sedimentazione (ossigenazione, salinità, temperatura e pressione, velocità di accumulo, tipo di substrato, livello trofico, idrodinamicità), ognuno dei quali dipende soprattutto dalle variazioni di profondità e dalle caratteristiche dei sub-ambienti, quali instabilità dei pendii sottomarini e morfologia del fondale (es. depressioni a bordi rialzati, strutture elevate di alti intrabacinali a morfologia variabile). Per i dettagli si rimanda ai lavori di sintesi (Seilacher, 1967, 1974; Centamore, 2002; Savrda, 2007; Seilacher, 2007; Uchman, 2007). Il grado di dinamicità dell'ambiente determina lo sviluppo delle tracce in verticale (organismi opportunisti) oppure in orizzontale (negli ambienti stabili – ed in condizione di bassa energia – ideali per i delicati grafogliptidi).

Uno dei parametri maggiormente legato al tipo di ambiente è la densità di bioturbazione (ichnodensità); a parità di condizioni ecologiche, l'ichnodensità negli ambienti profondi (come quelli torbidityci) è generalmente inferiore rispetto a quella dei meno profondi (dove c'è più vita), sebbene esistano casi opposti (Seilacher, 2007; Uchman, 2007). Negli ambienti torbidityci molto stabili (frange dei lobi e piane abissali), tuttavia, la densità e la variabilità delle tracce fossili sono sempre molto alte (Uchman, 2007; Monaco & Checconi, 2008). La totale mancanza di bioturbazione può essere legata sia a condizioni ambientali sfavorevoli (specie se poco ossigenati - ipotesi ammissibile per quanto riguarda la porzione basale ed intermedia delle Arenarie di Monte Falterona), sia alla non buona preservazione.

L'ichnodiversità è un altro importante parametro e si stima in base alla varietà di ichnotaxa che si rinvencono in un preciso intervallo di una successione sedimentaria: ad una bassa ichnodiversità può corrispondere un'alta ichnodensità (ad esempio ambienti dominati da faune oligotipiche), o viceversa (Heard & Pickering, 2008).

Tra le tante classificazioni morfologiche proposte per le tracce dei flysch, la più utilizzata è stata improntata da Książkiewicz (1970, 1977) e

rivista da Uchman (1998).

Le tracce fossili analizzate nel transetto Pratomagno-Verghereto sono state suddivise in dieci gruppi principali che includono 47 ichnogeneri; nella suddivisione di seguito riportata si è cercato di semplificare il più possibile le diverse caratteristiche in modo da aiutare il riconoscimento in campagna; le caratteristiche morfologiche possono variare da caso a caso a seconda della preservazione (es. *Nereites*, Uchman, 1995a), in quanto possono preservarsi differenze significative a seconda del processo di *casting* (Monaco & Caracuel, 2007). Per una descrizione dettagliata degli ichnogeneri e delle ichnospecie si rimanda alla descrizione tassonomica riportata in Monaco & Checconi (2008); nello stesso lavoro vengono distinti i grafogliptidi dai non-grafogliptidi. In ogni gruppo sotto elencato sono indicati tra parentesi e in ordine alfabetico gli ichnogeneri più importanti rinvenuti nelle Unità torbidityci del transetto studiato:

Classificazione per gruppi

1) Pustule circolari ed ellittiche sporadiche (*Bergaueria*, *Laevicyclus*, *Cardioichnus*).

2) Tracce complesse ed articolate (ramificate) verticalmente in pelite (*Cladichnus*, *Chondrites*, *Trichichnus*).

3) Gallerie ramificate in sabbia disposte per lo più orizzontalmente (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*).

4) Pustule radiali, in gruppi o in file (*Lorenzina*, *Parahaentzschelinia*, *Saerichnites*, e serie di pustule allineate regolarmente quali le terminazione di pozzi verticali di *Paleodictyon* (subgenere *Ramodictyon*).

5) Tracce elicoidali complesse verticalmente con lamine di spostamento anche in lobi (*spreite*) (*Zoophycos* piccoli o larghi, *Phycosiphon hamata*).

6) Stringhe tubulari semplici sub-rettilinee (*Helminthopsis*, *Paleophycus*, *Planolites*).

7) Stringhe molto strutturate esternamente e/o internamente, da sinuose a meandranti generalmente irregolari, a volte fratturate longitudinalmente (*Alcyonidiopsis*, *Arthropycus*, *Ha-*

lopoa, *Nereites*, *Neonereites*, *Psammichnites*, *Protovirgularia*, *Scolicia*, *Spongeliomorpha*, *Taenidium*).

8) Tracce spirali sia verticalmente che orizzontalmente (*Helicolithus*, *Spirophycus*, *Spirorhapse*, “*Rotundusichnium*”).

9) Tracce meandranti regolari (es. grafogliptidi uni- e bi-meandranti), zigzaganti più o meno complesse (*Acanthorhapse*, *Belorhapse*, *Cosmorhapse*, *Desmograpton*, *Helminthorhapse*, *Gordia*, *Oscillorhapse*, *Paleomeandron*).

10) Reticoli regolari con sistemi di celle adiacenti (*Paleodictyon*, *Protopaleodictyon*, *Squamodictyon*).

11) Tracce ramificate a forma di diapason più o meno regolari (*Urohelminthoida*, *Megagrapton*).

12) tubolari disposte radialmente o aperte a ventaglio (*hypichnia* o *epichnia*) (*Glockeria*, *Glockerichnus*, *Phycodes bilix*).

La maggior parte delle forme elencate sono preservate in iporilievo alla base delle torbiditi e sono indicatori di polarità della stratificazione. Tra queste spiccano i grafogliptidi (gruppo di tracce pre-deposizionali geometriche di cui fanno parte molti degli ichnogenere dei gruppi 8-9-10-11). I grafogliptidi, gruppo di tracce classificate dettagliatamente (Seilacher, 1977, 2007), prediligono ambienti tranquilli e substrati fangosi (sono considerate tracce fossili di *background*) e richiedono processi particolarmente delicati di erosione e di riempimento per essere preservati: è necessario che i *burrows* siano riesumati gradualmente, per essere poi ricalcati (Seilacher, 1977; Uchman, 2007; Monaco, 2008).

In posizione di *hypichnia*, vale a dire alla base dello strato, possono essere preservati anche molti ichnogenere sin- o post-deposizionali (tra i quali spicca *Ophiomorpha*) che sono in grado di attraversare uno o più strati in varie direzioni (*exichnia-crossichnia*) e possono essere preservati anche all'interno della torbidite (*endichnia*) o al tetto (*epichnia*); per la descrizione dei termini e la discussione relativa alle preservazioni si rimanda ai recenti lavori specifici (Monaco &

Caracuel, 2007; Monaco & Checconi, 2008).

Le associazioni di tracce fossili si sono rivelate fondamentali nell'analisi delle facies torbiditiche poiché ogni sub-ambiente è denotato da ichnoassociazioni specifiche (scarpata, *fan*, lobo, frangia di lobo, ecc.). Si sono quindi evidenziate alcune ichnosubfacies (Uchman, 2007) per indicare le associazioni ricorrenti di alcuni ichnogenere che funzionano da indicatori di subambienti (Monaco et al., in stampa).

Nel transetto si trovano tracce appartenenti all'ichnofacies *Zoophycos*, in particolare nei depositi di scarpata della Formazione di Vicchio (Membro di Moggiona e base del Membro di Montesilvestre). I grafogliptidi – e la maggior parte degli ichnogenere comuni nelle torbiditi – si ascrivono, invece, all'ichnofacies *Nereites*, specifica di ambienti stabili anche molto profondi (oltre 2000 m, sebbene il limite batimetrico sia, tutt'oggi, in discussione).

L'ichnofacies *Nereites*, tuttavia, comprende un numero di tracce così elevato (per ogni sub-ambiente) da rendere necessaria una ripartizione della stessa in ichnosubfacies. Tra le più recenti, la suddivisione riassunta da Uchman (2007) trova il più ampio riscontro nei depositi torbiditici dell'area di studio. Oltre ai grafogliptidi (ichnosubfacies a *Paleodictyon* ed ichnosubfacies a *Nereites*, comune nelle Arenarie di Monte Cervarola, al tetto delle Formazioni di Vicchio, nella Marnoso-arenacea e nelle Marne di Verghereto), sono collocate nei sub-ambienti specifici anche le tracce post-deposizionali preservate nelle arenarie spesse dei canali e dei lobi prossimali (ichnosubfacies ad *Ophiomorpha rudis*, ricorrenti nelle Arenarie di Monte Falterona ed alla base della Marnoso-arenacea).

Descrizione delle sezioni stratigrafiche nel transetto Pratomagno–Verghereto: tratto Pratomagno–Linea dei Varicolori

a) Scisti Varicolori

La Linea dei Varicolori attraversa l'area di studio da nord-ovest a sud-est (allineamento Passo della Calla-Badia Prataglia-Rimbocchi-

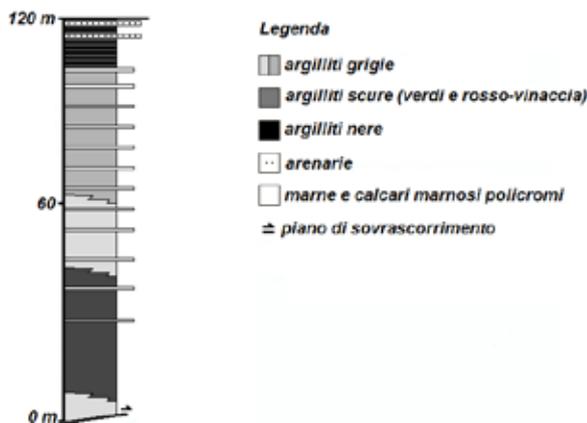


Fig. 5: Sezione tipo degli Scisti Varicolori nell'area in studio.

Valsavignone) e si può seguire, nel terreno, in tutta la sua estensione, eccezion fatta per le aree in cui la vegetazione è particolarmente fitta. Lo spessore medio dell'Unità (Fig. 5) è di 120 m: in questo settore dell'Appennino Settentrionale, infatti, affiora solamente la porzione sommitale (in prevalenza argillosa) dei Varicolori, orizzonte di scollamento ideale da cui si dipartono sia il sovrascorrimento principale dell'Unità Cervarola-Falterona sull'Unità di Monte Nero, sia i *thrusts* secondari embricati. Per questo motivo la base dei Varicolori è sempre molto tettonizzata (in quanto poggia ovunque su superfici di sovrascorrimento).

La porzione inferiore dell'Unità (30–40 m), ben esposta nei pressi del centro abitato di Badia Prataglia e nei dintorni del Passo della Calla, è contraddistinta da argille grigie alla base, sormontate da pacchi di argille rosso vinaccia, alternate a pochi letti marnosi. La porzione medio-superiore (70–80 m) è dominata da argille grigio-verdastre, calcari marnosi e letti decimetrici di marne policrome ed è ben esposta nell'area compresa tra Badia Prataglia e Rimbocchi, dove la Linea dei Varicolori si attraversa più volte percorrendo la Provinciale n°63 di Corezzo.

La porzione sommitale (30–40 m) è la più disomogenea per litologia e comprende anche arenarie fini ricche di carbonato di calcio, soprattutto in prossimità del passaggio con le sovrastanti Arenarie di Monte Falterona.

Una sezione rappresentativa del tetto dei Varicolori è situata circa 300 m a nord di Rimbocchi, zona in cui l'Unità affiora frequentemente in lembi sparsi pressoché indisturbati (Tav. 4, fig. 1) o molto tettonizzati (Tav. 4, fig. 2). Nell'affioramento non tettonizzato di Rimbocchi - taglio stradale lungo la Provinciale n°63 di Corezzo (Tav. 4, fig. 2) - prevalgono argille grigio-scure, organizzate in sottili livelli ritmici, alternate a livelli centimetrici calcareo-marnosi (giallo-rossastri), a lenti di argilliti verdastre e, soprattutto, ad arenarie fini carbonatiche (giallo-ocra per alterazione, grigio-scure al taglio fresco). Gli strati torbiditici arenacei hanno molti *groove casts* alla base (Tav. 4, fig. 3) e sono organizzati in facies F7 - caratterizzate da sottili tappeti di trazione - sormontate da F9a Tb-e (con lamine piane sottili nel Tb e *ripples* e convolute nel livello superiore) (Tav. 4, fig. 4). La transizione tra le due facies è contrassegnata da un brusco salto di granulometria (da sabbie medie a sabbie fini e silt). Nei livelli arenacei ed, in percentuali minori, in quelli siltitici, si concentrano resti vegetali in misura rilevante (vedi Tav. 1, fig. 7).

Le tracce fossili sono assenti e, ciò, sembra legato, per lo più, all'inadeguatezza dell'ambiente di sedimentazione, poco ossigenato (lo testimonia il colore delle argille, molto scure) e piuttosto energetico (le impronte di fondo sono numerose e abbastanza incise). La mancanza di bioturbazione è un tratto costante dei Varicolori della zona di indagine: ciò è a dimostrazione di un ambiente particolarmente sfavorevole nel grado di ossigenazione; sebbene in nessuno degli affioramenti dell'Unità siano state rinvenute tracce fossili, nei livelli arenacei sommitali la preservazione di tracce in posizione *hypichnia* potrebbe essere stata fortemente limitata dalla sovrapposizione di strutture fisiche di fondo. Per quanto riguarda le marne ed i calcari la preservazione è limitata anche a causa dalla bassa competenza ed in virtù della forte strutturazione (da vene di calcite e *joints* a pieghe e faglie maggiori).

b) Arenarie di Monte Falterona nel

comprensorio di Pratomagno

La Formazione in Pratomagno raggiunge una potenza massima di 1.500–2.000 m. Le sezioni significative, da un punto di vista ichtnologico e sedimentologico, appartengono a due dei tre membri informali (distinti su base litostratigrafica dalla base al tetto: arenaceo-microconglomeratico, arenaceo-contouritico ed arenaceo-pelitico) e che, seppur con spessori molto inferiori, caratterizzano l'Unità anche nel resto del Casentino. I membri si aggirano, ognuno, sui 500 m di spessore, sebbene le oscillazioni a partire da questo valore di riferimento, possano essere notevoli in virtù delle eteropie intercorrenti tra i membri stessi.

La suddivisione della Formazione, dalla base al tetto, è incentrata su una lenta, ma progressiva diminuzione del rapporto A/P (da 20:1 a 3:1 circa), sull'incremento graduale del contenuto di carbonato di calcio (nelle arenarie e nelle peliti) e sulla frequenza (e potenza) delle contouriti.

Il membro basale (arenaceo-microconglomeratico) è organizzato in un *trend* complessivo *thinning upward*. La base è contraddistinta da *megabeds* plurimetrici amalgamati. Solo verso il tetto i cicli positivi comprendono anche arenarie sottili e peliti. I banconi arenaceo-microconglomeratici (in prevalenza F1, F2, F4 e F5) (Tav. 4, fig. 5) sono composti da piccoli ciottoli e da sabbie a granulometria grossolana (Tav. 4, fig. 6) e, in media, sono spessi 3-4 m (fino a raggiungere un massimo di 10-12 m).

Le impronte di fondo sono assenti, così come le strutture sedimentarie interne allo strato, ad eccezione di lamine piane spesse (F4) e di convolute (tetto delle F5). Tra un bancone massivo e l'altro, nettamente subordinati in spessore, sono compresi, verso il tetto del membro, strati arenacei decimetrici (F6-F7) e sottili (F8, F9a e F9b). Le peliti, deposte, più che mai, in drappeggio al tetto dei *megabeds* (oppure incluse al loro interno sotto forma di *clay chips*), sono di colore grigio scuro e, a volte, nere. Lo spessore del membro basale oscilla tra 300 e 500 m. Il passaggio con il membro soprastante, lento e graduale, può essere posto in corrispondenza

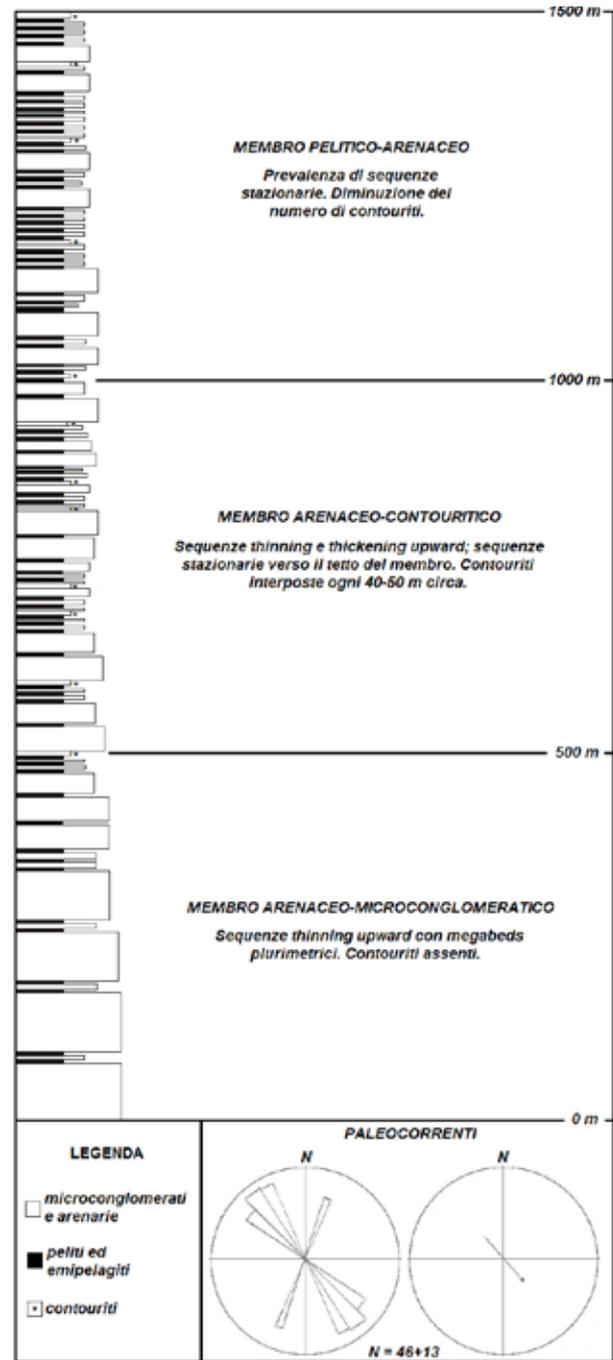


Fig. 6: Sezione tipo delle Arenarie di Monte Falterona affiorante nella dorsale di Pratomagno e diagrammi delle paleocorrenti. La direzione e il verso delle paleocorrenti sono stimate in base alle principali strutture sedimentarie di fondo (N = groove casts + flute casts), disperse in quattro classi maggiori (290–300°; 300–310°; 310–320°; 15–20°).

della prima contourite che s'incontra nella successione esposta.

Il membro intermedio (arenaceo-contouriti-

co) ha uno spessore che oscilla tra 500 e 800 m e comprende le associazioni di facies che si rinvencono, con maggior frequenza, sia per esposizione, sia per continuità laterale, in Pratomagno. La caratteristica saliente che permette il riconoscimento della sotto-unità nel terreno è la presenza di contouriti alternate, con regolarità, alle torbiditi (ogni 40–50 m circa). Il loro spessore varia da pochi decimetri (Tav. 4, fig. 7) a diversi metri (fino a 12 m) (Tav. 4, fig. 8).

Nella parte inferiore del membro gli strati sono organizzati soprattutto in sequenze positive (ad esempio nelle sezioni Poggio La Cesta ed Il Termine), interposte a poche sequenze *thickening upward* (Pian della Fonte); queste ultime prevalgono nella porzione centrale e superiore del membro insieme alle sequenze stazionarie (Poggio Masserecci).

La facies tipica del membro arenaceo-contouritico è la F6: si ritrova sovrapposta alle F5 oppure in associazione con F7 (Tav. 1, fig. 8), F8, F9a (Tav. 2, fig. 1) e F9b (Tav. 2, fig. 5). Alla variazione delle facies rispetto al membro basale, in conseguenza della lieve diminuzione delle granulometrie, corrisponde una migliore conservazione delle impronte da corrente (in particolare alla base delle F8). Le strutture di fondo indicano apporti principali provenienti da NW, con alcune eccezioni di secondaria importanza (NNE-SSW; Fig. 6).

La porzione arenacea delle torbiditi, prevalente su quella pelitica (la prima occupa almeno 3/4 dello spessore totale dello strato), è costituita da sabbie grossolane nella parte bassa e da sabbie medio-fini al tetto. Le peliti sono sempre di colore scuro; solo quando si trovano in drappeggio sui banconi massivi (spessi 2–3 m, in media) appaiono grigio-biancastre, in virtù della percentuale più alta, tra i componenti principali, del carbonato di calcio (incremento che si registra anche nei *clay chips*).

Il membro sommitale (arenaceo-pelitico) è simile a quello sottostante, ma si distingue da quest'ultimo almeno per due aspetti: per una forte diminuzione del numero di contouriti e per l'andamento del rapporto A/P (che scende da 5:1 a 3:1 in prossimità del limite con le Arena-

rie di Monte Cervarola). Le contouriti non sono intervallate nella successione con la regolarità descritta per il membro sottostante e si rinvencono per lo più in prossimità del passaggio con la Cervarola (posto convenzionalmente proprio in corrispondenza di una di queste facies, spessa 8–10 m a nord-ovest di Quota, presso Poggio Latello). Nel membro le facies fini (F7, F8+F9a e, soprattutto, F9b), sono alternate a facies medio-grossolane (da F2 a F6) spesse, in media, 2 m. Il colore delle peliti, più chiare in corrispondenza del passaggio con la Cervarola, è legato al contenuto, progressivamente crescente, di carbonato di calcio.

I primi due membri sono maggiormente esposti nel versante valdarnese di Pratomagno. Il membro arenaceo-pelitico sommitale, invece, affiora estesamente nel versante casentino di Pratomagno (monoclinale pressoché indisturbata). Gli affioramenti del versante valdarnese sono molto discontinui poiché dislocati da numerose faglie che hanno modellato a gradoni questo lato della dorsale montuosa. La principale tra queste strutture è la faglia diretta che delimita ad est il bacino del Valdarno Superiore: ha un rigetto di oltre 1.000 m e taglia, in direzione appenninica, tutto il versante valdarnese del Pratomagno (da Poggio Montrago, a ovest di Rocca Ricciarda fino a sud-est, dove è sepolta dai depositi fluvio-lacustri del Valdarno Superiore). I movimenti che hanno caratterizzato questo lato della catena non sono stati solamente distensivi, ma anche a componente orizzontale, come testimoniano numerosi indicatori cinematici (in prevalenza strie sul piano di faglia; Tav. 4, fig. 9).

I campioni prelevati per la datazione delle Arenarie di Monte Falterona di Pratomagno non hanno fornito alcun indizio utile allo scopo. I dati biostratigrafici, legati a questa Formazione, sono ripresi dal lavoro di Costa et al. (1997), che segnalano la Biozona NP25c (Cattiano–Aquitano inferiore) in sezioni poste lungo la Strada Panoramica, riferibili al membro arenaceo-contouritico (Il Termine). Nel membro basale (arenaceo-conglomeratico) gli stessi autori hanno rinvenuto, presso Loro Ciuffenna, poche forme riferibili alla Biozona NP25b (Cattiano supe-

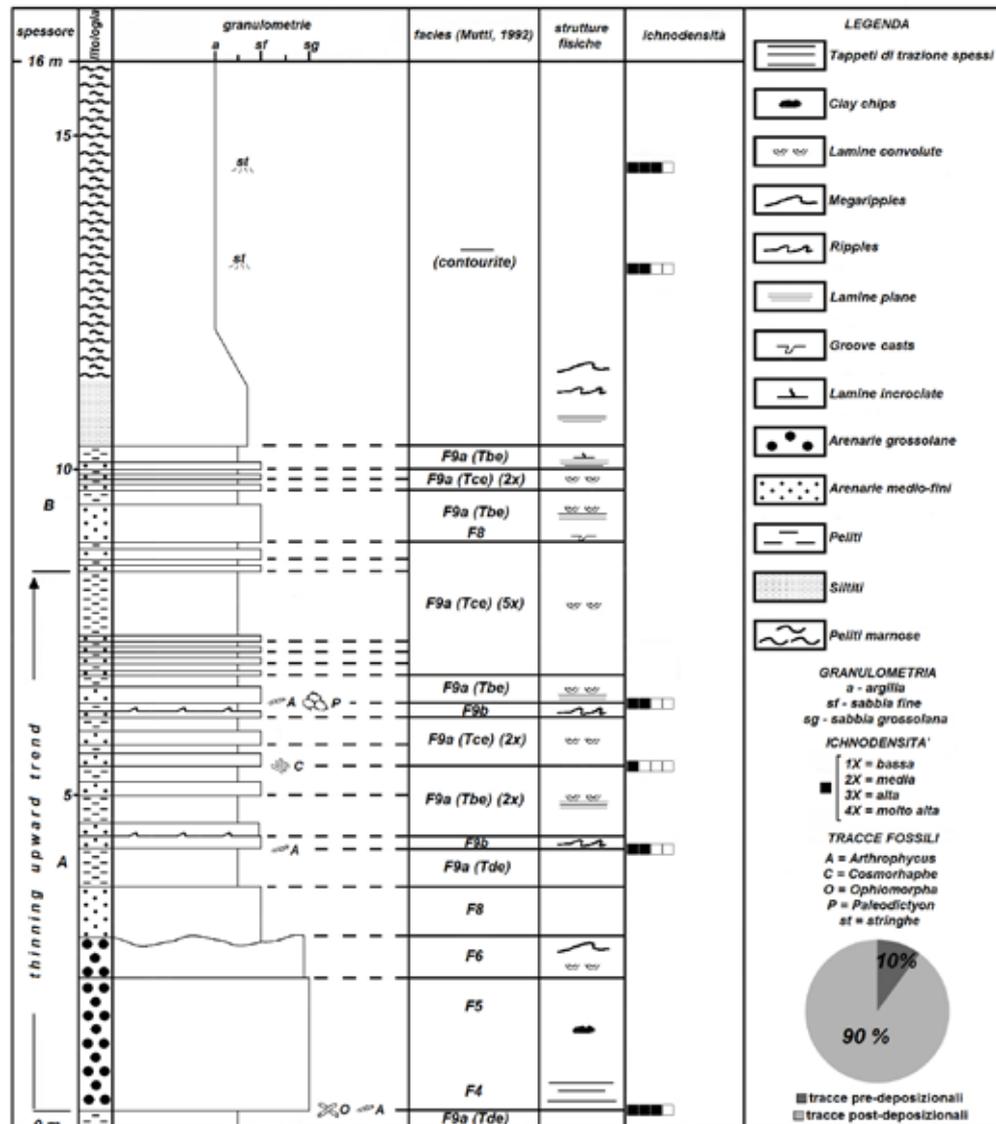


Fig. 7: Log ichnologico-stratigrafico, sezione Poggio La Cesta. A = Porzione inferiore dell'affioramento (sequenza *thinning upward*); B = Porzione superiore dell'affioramento; notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

riore). Alcuni autori (Costa et al., 1997) hanno posto l'accento sull'incertezza della datazione, legata al numero esiguo di forme rinvenute.

Localizzazione delle sezioni stratigrafiche in Pratomagno: La Strada Panoramica è la principale via di accesso al comprensorio di Pratomagno; si snoda nel versante valdarnese della montagna dall'innesto con la Strada della Crocina fino alla piccola galleria (Varco ai Gioghi) posta in prossimità della Croce di Pratomagno. Le sezioni descritte sono comprese nel segmen-

to valdarnese della Panoramica (Poggio La Cesta, Pian della Fonte, Il Termine e Poggio Maserecci); il tratto casentino - che dalla cima di Pratomagno scende rapidamente verso il fondovalle - è interessante poiché attraversa il limite Arenarie di Monte Falterona-Arenarie di Monte Cervarola (Poggio Latello).

Le sezioni Calleta ed Il Giogo, invece, si raggiungono per mezzo della Provinciale n°61 che si addentra nella Valle del Torrente Bonano. Alle strade che, come quest'ultima, si snodano nel versante casentino di Pratomagno, si acce-

de partendo dall'arteria principale del Casentino, vale a dire la Strada Regionale n°71.

Sezione Poggio La Cesta (base del membro arenaceo-contouritico): La sezione, rappresentativa della base del membro arenaceo-contouritico, è posta lungo la Panoramica; non ci sono cartelli che indicano la località nello spiazzo posto di fronte al taglio stradale scelto: l'unico riferimento possibile è quello di Fonte del Vecchi, che si trova a circa 200 metri da Poggio La Cesta. Ciononostante, l'affioramento (Tav. 5, fig. 1) è facilmente identificabile per la presenza di una contourite al livello della strada, la prima che s'incontra, percorrendo la Panoramica verso nord-est, dopo aver superato il bivio per Pontenano.

Porzione inferiore dell'affioramento (A): Il bancone massivo arenaceo-microconglomeratico basale (facies F4–F5), possiede una geometria grossolanamente tabulare; tuttavia, se lo si analizza in scala molto maggiore, si distingue la lenticolarità che indicherebbe un deposito di riempimento di un grande canale.

La parte più alta della sequenza *thinning upward* è caratterizzata dall'alternanza di torbiditi sottili (facies F9a e F9b), composte da livelli basali di sabbia fine che, verso il tetto, lasciano il passo a peliti scure, ricche di muscovite. Le F9a sono organizzate in sequenze di Bouma troncate Tc-e (e, in numero più esiguo, Tb-e e Td-e); il Te di spessore sempre molto basso è povero di carbonato di calcio. Questa porzione della sezione è veramente degna di nota da un punto di vista ichnologico. Alla base delle torbiditi sono stati rinvenuti, infatti, due ichnogenere appartenenti al gruppo dei grafogliptidi: *Cosmorhappe lobata* (Tav. 5, fig. 2) e *Paleodictyon minimum* (Tav. 5, fig. 3).

L'ichnospecie *Cosmorhappe lobata* (cfr. Uchman, 1998, pag. 172, Fig. 75) è una *hypichnia* sinuosa-meandrante. I meandri, ben spazati, regolari e delicati, sono spessi 3-5 mm e non vengono mai in contatto tra loro; se ne distinguono due tipologie: i meandri di primo e di secondo ordine. I meandri di primo ordine

contengono quelli di secondo (più piccoli) che possono mostrare fino a 20 punti di curvatura.

Il *Paleodictyon* appartiene, invece, al gruppo delle tracce a reticolo; quest'ultimo è formato da esagoni molto regolari aventi un diametro massimo davvero molto variabile (in genere compreso tra 1 e 60 mm). Le diverse ichnospecie si distinguono in base a questo parametro (diametro della *mesh*) e grazie alla larghezza delle cordicelle che delimitano gli esagoni stessi. Le celle e le stringhe del campione rinvenuto a Poggio La Cesta hanno dimensioni di appena un millimetro: utilizzando il diagramma morfometrico (Uchman, 1995a), si ricade nel campo delle misure attribuite all'ichnospecie *Paleodictyon minimum*. La preservazione di tracce di dimensione così ridotte potrebbe essere stata facilitata dal consolidamento delle pareti, ad opera dell'organismo (o più organismi, forse protozoi del tipo *Xenophyophora*, Levin, 1994), che poteva avvenire, ad esempio, mediante l'utilizzo di secrezioni di muco.

Le tracce più abbondanti della sezione, tuttavia, sono quelle che riescono ad adattarsi ancor meglio dei grafogliptidi a substrati grossolani e ad ambienti instabili: *Arthrophyucus* (Tav. 5,

Tavola 5

1: Sequenza *thinning upward* nella parte bassa dell'affioramento di Poggio La Cesta (A in fig. 7). Scala grafica = 50 cm.

2: *Cosmorhappe lobata* (*hypichnia*) in un'arenaria medio-fine quarzoso-muscovitica.

3: *Paleodictyon minimum* (P) ed *Arthrophyucus* cf. *strictus* (A) preservati come *hypichnia* in un'arenaria fine quarzoso-muscovitica.

4: *Ophiomorpha* cf. *rudis* (O), preservato come *hypichnia* nello strato in facies F4 alla base della sezione. Il riferimento è il martello in basso.

5: Gruppi di *groove casts* alla base di uno strato di Facies F8. Scala grafica = 15 cm.

6: Contourite metrica al tetto dell'affioramento.

7-8: Livelli con lamine piane e *ripples* (dettagli della porzione inferiore della contourite della fig. 6). Pi = porzione inferiore; Ps = porzione superiore.

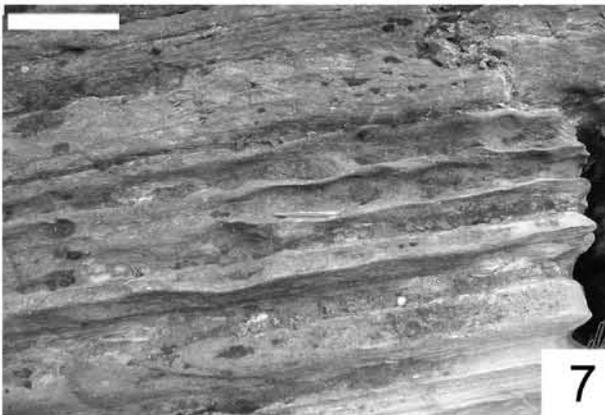
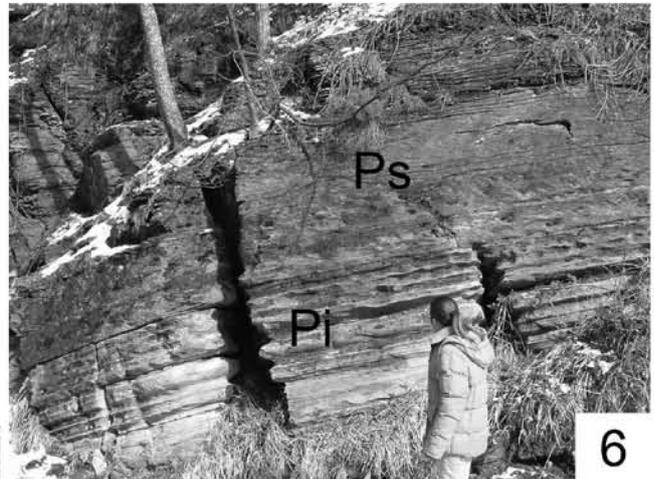
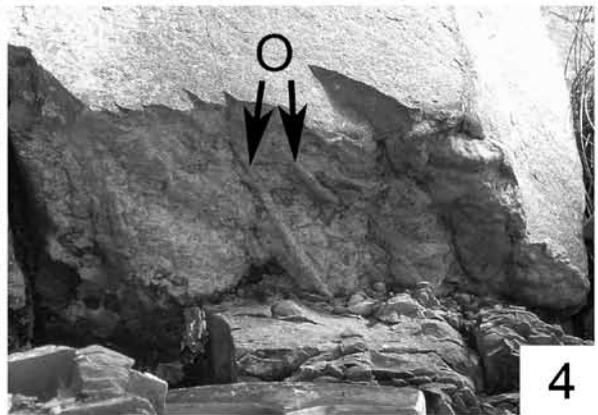
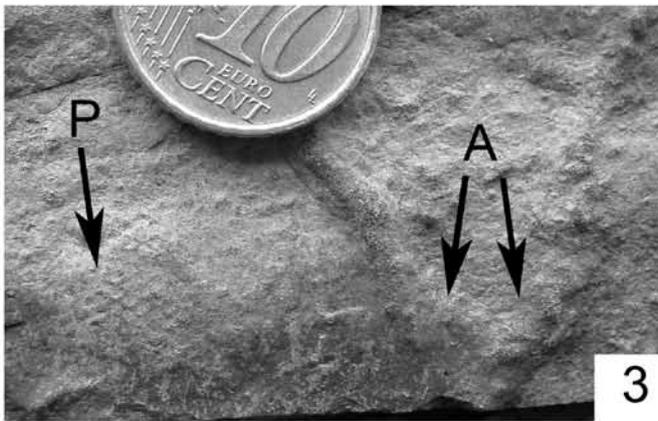
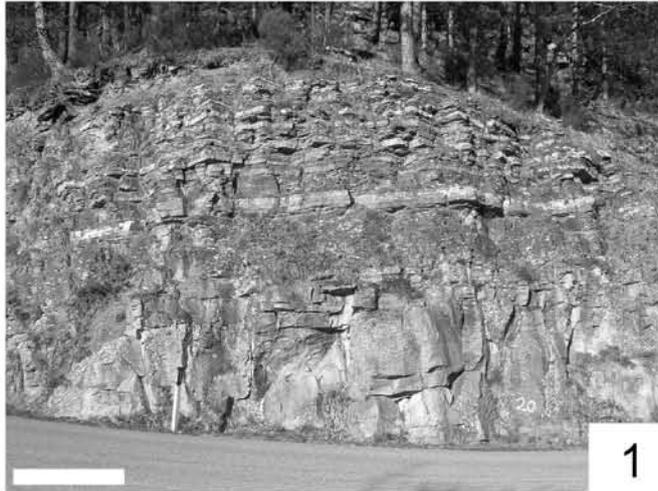


fig. 3) ed *Ophiomorpha* (Tav. 5, fig. 4). Caratteristiche del primo ichnogenere, in particolare dell'ichnospecie *Arthropycus strictus* (cfr. Uchman, 1998, pag. 112, fig. 6), sono le delicate barrette sovrapposte ortogonalmente al tunnel principale il quale risulta essere in genere obliquo o suborizzontale, con sezione circolare e tende ad immergersi più volte nello strato. La preservazione del campione rinvenuto a Poggio La Cesta non è ottimale: le barrette esterne, infatti, si vedono solo con la lente.

Mentre la colonizzazione del substrato da parte di organismi opportunisti, in fase post-deposizionale, è usuale in condizioni di alto tasso di sedimentazione (specialmente nel caso di *Ophiomorpha*), la presenza di grafogliptidi è invece una circostanza rara in questo intervallo delle Arenarie di Monte Falterona, poiché tali tracce sono specifiche di ambienti stabili, debolmente energetici e a basso tasso di sedimentazione. Quando gli apporti furono molto voluminosi, però, il substrato poteva essere colonizzato nell'intervallo tra una torbida e l'altra ai margini delle zone di accumulo dei corpi sedimentari più spessi (intercanale). Il fatto che i grafogliptidi di Poggio La Cesta siano preservati alla base degli strati in facies F9a della piccola sequenza *thinning upward*, denota che gli organismi bioturbanti avevano approfittato della momentanea riduzione degli apporti grossolani e delle condizioni temporaneamente stabili dell'ambiente di sedimentazione. Nella maggior parte delle rimanenti facies F9 della sezione, tuttavia, l'ichnodensità è veramente bassa; in particolare, le tracce mancano totalmente negli strati che si trovano a contatto con l'orizzonte di peliti grigio scure (colore da imputare, probabilmente, ad un basso grado di ossigenazione).

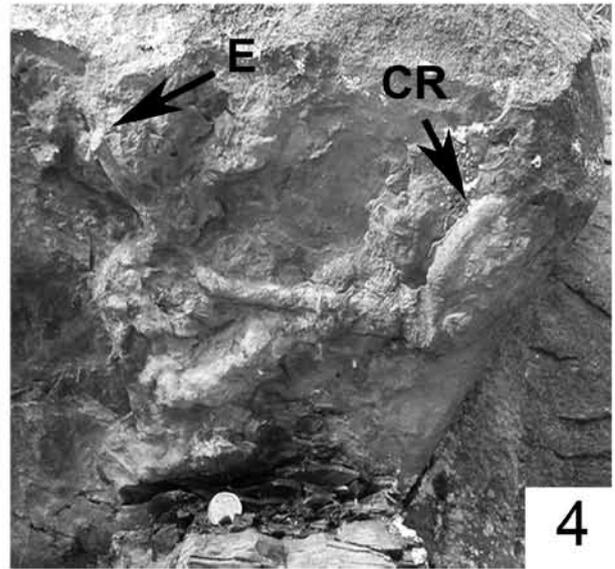
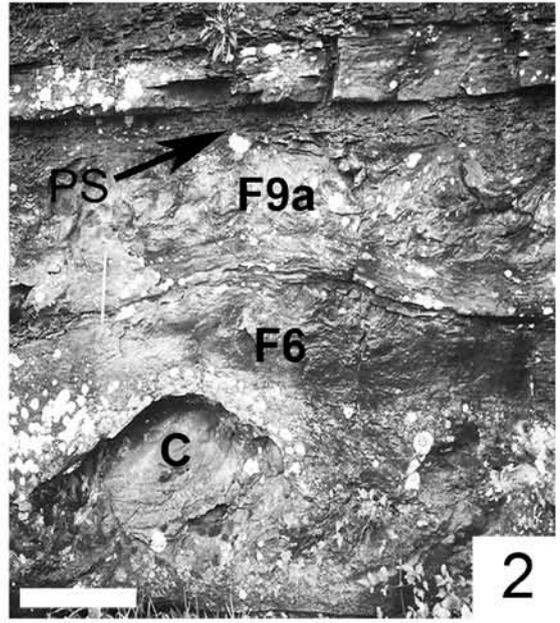
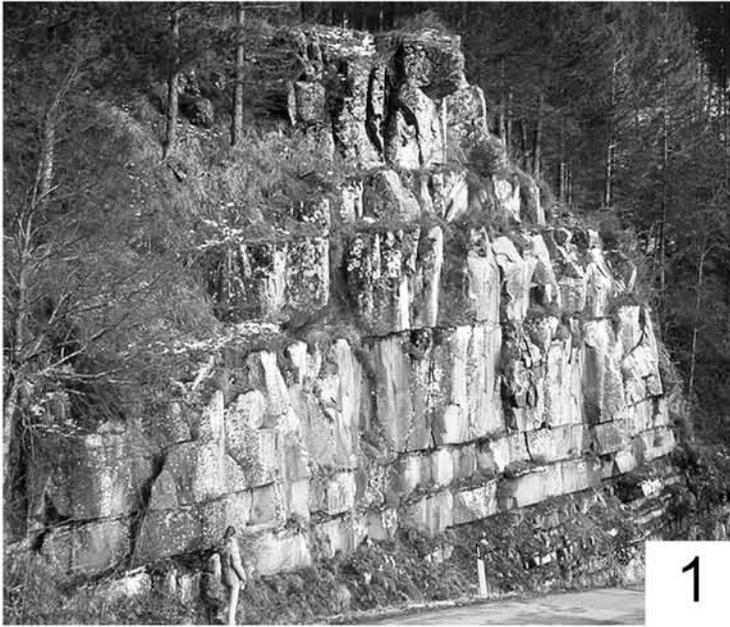
Porzione superiore dell'affioramento (B): È compresa tra il pacco di peliti scure e la contourite sommitale; è interessante la presenza, in questa porzione dell'affioramento, di una sequenza di Bouma completa (F8+F9a Tb-e), con gruppi di *groove casts* (Tav. 5, fig. 5). Le impronte fisiche di fondo si rinvengono soprattutto alla base delle F8 anche in molte altre sezioni

di Pratomagno. La sezione termina al tetto con una contourite spessa 7-8 m (Tav. 5, fig. 6), la di cui coda marnosa sommitale (Ps nella Tav. 5, fig. 6), che occupa i 2/3 dello spessore totale, è bioturbata (stringhe *Phycosiphon-like*). L'attività intensa degli organismi ha portato al rimaneggiamento completo delle marne, così come è accaduto per livelli litologicamente simili, seppur al tetto delle torbiditi (ampiamente descritti nella sezione Il Termine).

La porzione inferiore, non bioturbata (Pi nella Tav. 5, fig. 6), è contraddistinta da lamine piane, *ripples* e *megaripples* leggermente asimmetrici (Tav. 5, fig. 7). Peculiarità delle contouriti è l'alto contenuto di carbonato di calcio (considerando che, nelle torbiditi delle Arenarie di Monte Falterona, la frazione carbonatica è sempre presente in percentuali bassissime, inferiori al 7%). In affioramento il loro aspetto è inconfondibile, sia a causa delle sporgenze "a fisarmonica" che caratterizzano la parte bassa dello strato e testimoniano una laminazione parallela a diverso contenuto di CaCO₃, sia per il colore singolare (giallo-avana esterno e grigio al taglio fresco). L'ottima classazione dei granuli costituenti, la nettezza di base e tetto, l'organizzazione della facies e le strutture sedimentarie sono elementi-guida principali che fanno pensare all'intervento da parte di correnti di fondo,

Tavola 6

1. Sequenza *thickening upward* di Pian della Fonte (strati dritti).
2. Associazione di Facies F6-F9a Tc-e alla base della sezione (PS = peliti scure; C = *clay chip*). Scala grafica = 10 cm.
3. Particolare di traccia fossile spiralata (?*Rotundusichnium* o *Spirorhapha* parzialmente conservato) preservata come *hypichnia* presso Pian della Fonte.
4. *Ophiomorpha rudis* (*hypichnia*) in uno strato di facies F5 (CR = camera di rigiro; E = punto di emersione del tunnel alla base dello strato).
5. *Scolicia* (*hypichnia*) rinvenuta nella sezione Pian della Fonte in un'arenaria medio-fine. Scala grafica = 10 cm.
6. Le frecce indicano alcuni esemplari di *Scolicia* (*hypichnia*), preservati in un affioramento poco distante da Pian della Fonte (facies F5). Scala grafica = 10 cm.



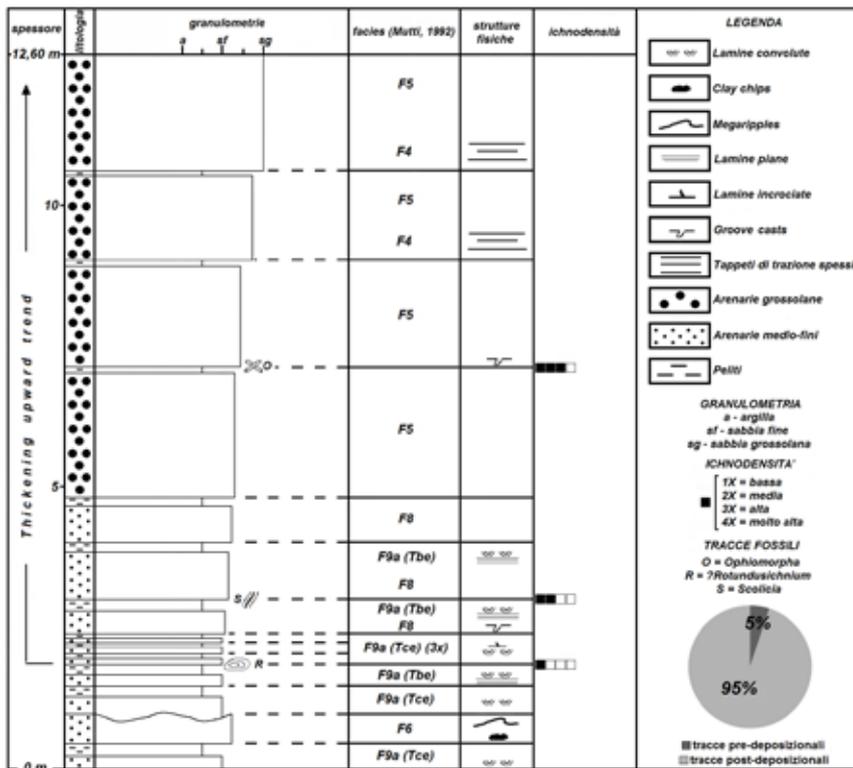


Fig. 8: Log ichnologico-stratigrafico, sezione Pian della Fonte; notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

limpide e lente, in grado di attuare un'efficace redistribuzione delle particelle ed una selezione intensa del sedimento. Questi aspetti si riscontrano anche nelle altre facies, analoghe, affioranti in Pratomagno.

Sezione Pian della Fonte (membro arenaceo-contouritico): L'affioramento è posto lungo la Strada Panoramica, in corrispondenza della sosta Via della Donnola. Per raggiungere questa località è necessario risalire il versante valdarnese di Pratomagno da Loro Ciuffenna, in direzione Anciolina. Giunti a questo paese, si prosegue, per 200 m, fino all'innesto con la Panoramica. Al bivio si svolta a sinistra e, dopo circa 1 km, si giunge a destinazione.

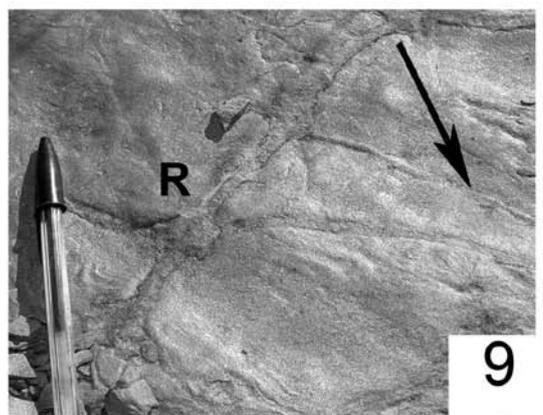
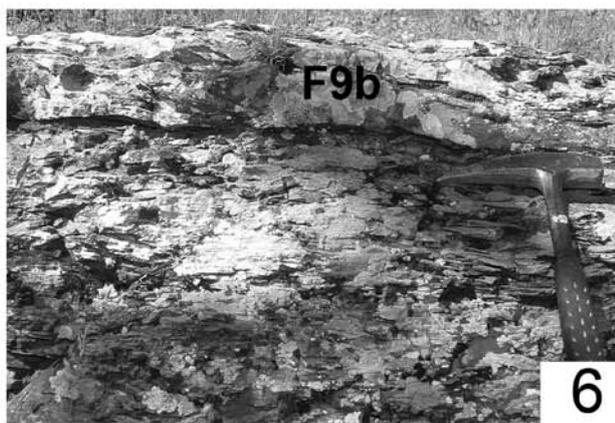
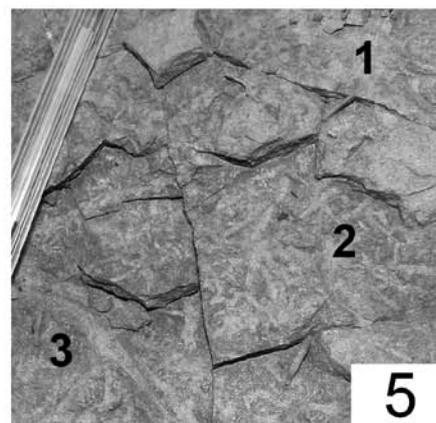
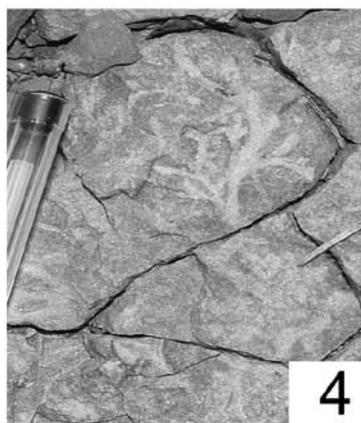
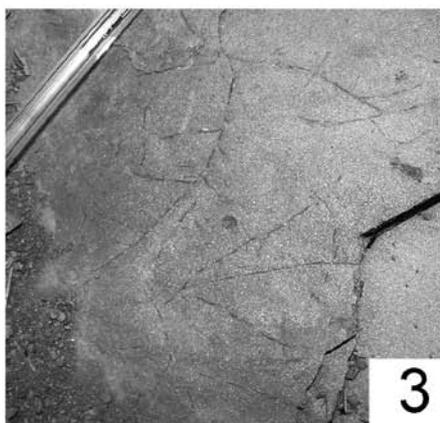
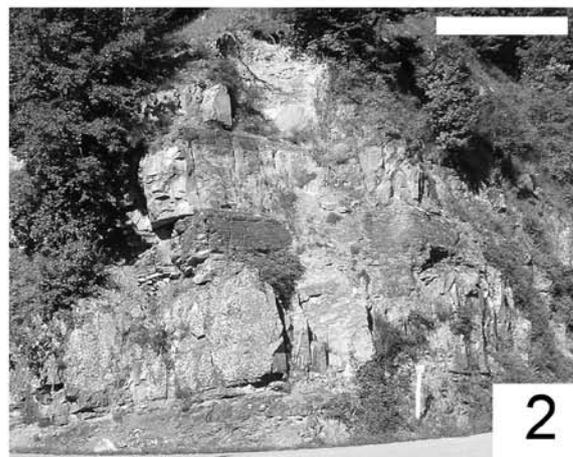
Nella zona di Pian della Fonte la tettonica ha agito intensamente, tanto che l'affioramento in esame è interrotto da una faglia diretta a sud. Nonostante l'incertezza derivata dalle complicazioni tettoniche, la sezione è stata prescelta poiché si nota ben esposta una delle sequenze *thickening upward* della porzione inferiore-intermedia del membro arenaceo-contouritico (Tav. 6, fig. 1).

La parte bassa della sezione è caratterizzata

da alternanze di strati arenaceo-pellici spessi 30–40 cm e ricchi di muscovite, organizzati in facies F9a (sequenze di Bouma troncate Tb-e e Tc-e). Tra le strutture sedimentarie dei livelli

Tavola 7

1. Porzione inferiore dell'affioramento di Il Termine (A in fig. 9): tetto dello strato in Facies F9b (Ar) e delle marne sottostanti (M).
2. Porzione sommitale dell'affioramento di Il Termine (B in fig. 9). Scala grafica = 2 m.
3. *Trichichnus* preservato come *epichnia* in un sottile livello siltitico, ricco di muscovite. Il riferimento è la penna (in alto a sinistra).
4. Dettaglio di stringhe *Phycosiphon-like* (*epichnia*) in cui si nota il riempimento differente rispetto alla roccia incassante.
5. Stringhe *Phycosiphon-like* preservate al tetto di tre letti marnosi differenti (1, 2, 3).
6. Torbidite sottile (F9b) al tetto della porzione inferiore dell'affioramento (A in fig. 9).
7. Stringhe orizzontali di *Ophiomorpha* al tetto della F9b della fig 6, allungate nello stesso verso della corrente (indicato dalla freccia).
8. Incroci tra le tracce di *Ophiomorpha annulata* (*epichnia*).
9. Particolare della camera di rigiro (R) di *Ophiomorpha*. La freccia indica un esempio di tunnel che s'immerge per un breve tratto all'interno dello strato.



li arenacei abbondano lamine piane e lamine convolute. Sono presenti alcuni letti ricchi di resti vegetali, intercalati soprattutto nelle peliti scure al tetto dei livelli arenacei. Al di sotto delle facies che formano la base della sequenza *thickening upward*, è presente una F6, con alcuni *clay chips* decimetrici e *megaripples* al tetto (Tav. 6, fig. 2). Le depressioni, tra una cresta e l'altra della F6, sono colmate dalle sabbie fini della facies F9a Tc-e soprastante.

In uno degli strati in facies F9a, alla base della sequenza *thickening upward*, è stato rinvenuto un campione incompleto di una traccia fossile appartenente al gruppo dei grafogliptidi (?*Rotundusichnium* o forse uno *Spirorhapse* incompleto, Tav. 6, fig. 3). L'ichnogenere in esame si sviluppa in nastri cilindrici parzialmente inclinati verso l'interno di una spirale, un po' elevata al centro: quest'ultimo carattere permetterebbe di distinguere il *Rotundusichnium* dallo *Spirorhapse* che, invece, ha il centro della spirale appiattito. La geometria del *Rotundusichnium*, in più, non è perfettamente circolare, ma lievemente ellittica: l'asse maggiore dell'ellisse è lungo circa 15 cm (l'altro, invece, è più corto del 10%). In molti orizzonti la traccia si sviluppa in spirali sovrapposte e molto ravvicinate (cfr. Uchman, 1999, pag. 129, Pl. 17, fig. 1-2).

Come nella sezione Poggio La Cesta, anche a Pian della Fonte (sebbene la sequenza abbia trend opposto) è stato osservato un ichnogenere appartenente al gruppo dei grafogliptidi (*Rotundusichnium* o *Spirorhapse* incompleto) in uno strato sottile in facies F9a, ricco di muscovite. Il colore particolarmente scuro delle peliti (Tav. 6, fig. 2) potrebbe testimoniare una scarsa ossigenazione del substrato. Sarebbe questa, di conseguenza, la causa principale per cui, nella maggior parte degli altri strati sottili, manchino totalmente le tracce fossili.

La porzione superiore della sequenza negativa è dominata da strati arenaceo-pelitici (facies F8+F9a) e da potenti banconi arenaceo-microconglomeratici (F5 e F4-F5). Le basi sono sempre molto nette e prive di strutture fisiche (ad eccezione di alcuni *groove casts*). La gradazione è limitata, nella maggior parte dei casi, ai soli

granuli grossolani alla base dello strato, anche se si rilevano casi di gradazione inversa (in particolare nei singoli tappeti di trazione delle F4). Negli strati più potenti si sono potute identificare due ichnospecie che molto bene si adattano ad alti tassi di sedimentazione: *Ophiomorpha rudis* e *Scolicia strozzii*.

Per quanto concerne *Ophiomorpha* (Tav. 6, fig. 4), oltre alla sezione di un tunnel sub-orizzontale, è preservato l'allargamento improvviso della struttura (che corrisponde, presumibilmente, ad un punto di ramificazione o camera di rigiro (CR in Tav. 6, fig. 4), in cui si raccordano molti dei tunnel verticali che penetrano all'interno dello strato). La traccia è, perciò, una falsa hypichnia poiché, sebbene preservata al contatto pelite-arenaria, si è spinta in questa posizione nelle fasi sin o post-deposizionali.

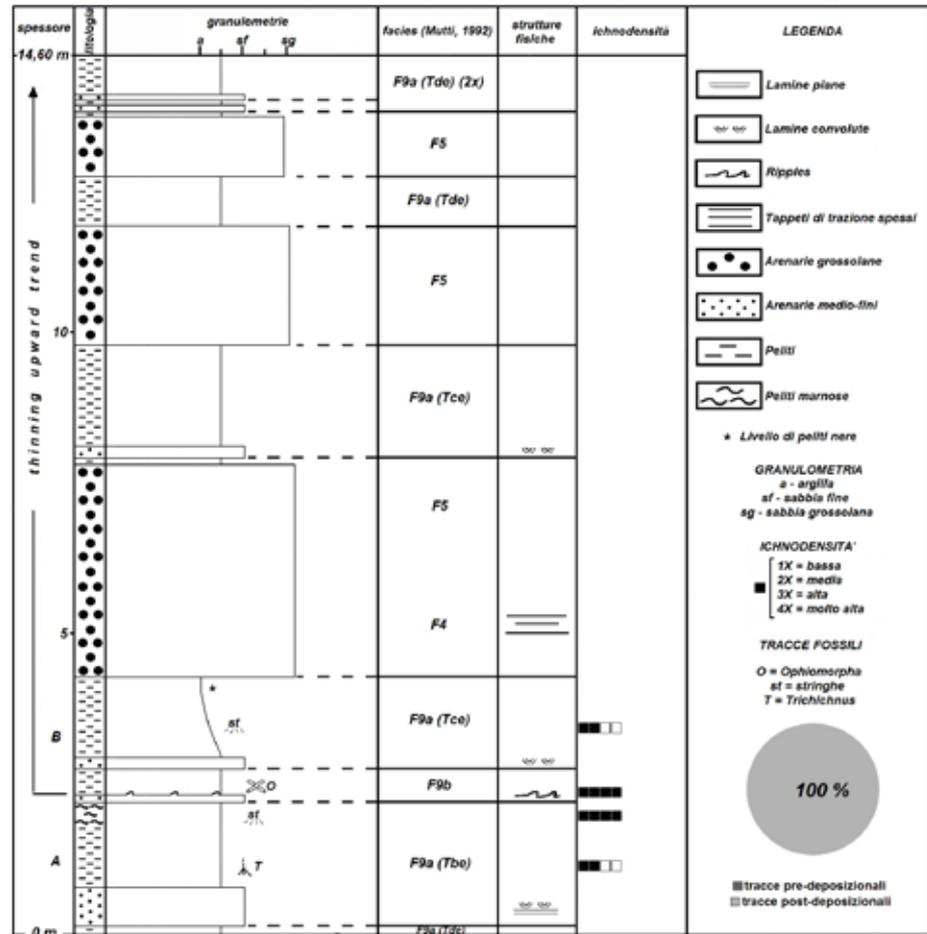
L'ichnospecie *Scolicia strozzii* (Tav. 6, fig. 5) è quella che più frequentemente si rinviene in associazione con l'*Ophiomorpha rudis*; fa parte del gruppo delle tracce sinuose-meandranti ed è una *hypichnia* bilobata di spessore compreso tra 1 e 3 mm e di larghezza variabile da 4 a 12 mm (cfr. Uchman, 1998, pag. 158, fig. 61), lasciata probabilmente da echinoidi fossatori (spatangioidi) di mare profondo.

Scolicia strozzii è rintracciabile alla base non solo delle torbiditi grossolane del membro intermedio delle Arenarie di Monte Falterona (Tav. 6, fig. 6), ma anche delle altre Formazioni del transetto (specialmente nelle Arenarie del Cervarola (Rifiglio) e nella Marnoso-arenacea romagnola).

Sezione Il Termine (membro arenaceo-contou-

ritico): L'affioramento è posto lungo la Panoramica, nei pressi della sosta Il Termine (segnalata da uno dei numerosi cartelli di legno allestiti dalla Comunità Montana). Per recarsi in questa località è necessario, dunque, risalire il versante valdarnese di Pratomagno da Loro Ciuffenna, seguendo le indicazioni per Trappola. Si prosegue lungo una strada bianca, per pochi km, fino all'innesto con la Panoramica. Al bivio si svolta a destra e, dopo circa 300 m, siamo in corrispondenza dell'affioramento.

Fig. 9: Log icnologico-stratigrafico, sezione Il Termine. A = Porzione inferiore; B = Porzione superiore (sequenza *thinning upward*). Notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.



La sezione si diparte in due porzioni: quella inferiore (A in Fig. 9), ricca di tracce, termina con il liscione affiorante nella sosta sul margine della strada (Tav. 7, fig. 1), mentre la porzione superiore (B in Fig. 9) è esposta in parete, sul lato opposto (Tav. 7, fig. 2). Gli strati sono dritti e la continuità stratigrafica tra le due porzioni è deducibile dalla giacitura uniforme (55/18). La mini-sequenza, presente nella porzione superiore dell'affioramento, mostra trend *thinning upward* (frequente nella parte medio-bassa del membro arenaceo-contouritico).

L'affioramento è compreso tra due contouriti spesse, di cui è visibile la porzione inferiore in sezioni non lontane da quella in esame (Le Pennucce e bivio per Trappola).

Porzione inferiore dell'affioramento (A): Lo strato basale (spesso 2 m circa) è organizzato in una sequenza troncata di Bouma (F9a Tb-e), costituita da sabbie fini, modellate in sottili la-

mine piane (Tb) e convolute (Tc). Le siltiti e le marne (M nella Tav. 7, fig. 1) che formano la coda pelitica dello strato (Td-e) (spessa circa 1.2 m) sono intensamente bioturbate al tetto. Nelle siltiti, ricche di muscovite e di minuti resti vegetali, si concentrano poche forme post-deposizionali, tra le quali *Trichichnus* (Tav. 7, fig. 3). Questa traccia, cilindrica e capillare, è larga da 0.5 a 1.1 mm e, più o meno, ramificata; l'andamento è rettilineo o sinuoso e forma un angolo variabile con il piano di strato (in prevalenza lo taglia verticalmente; Uchman, 1998). Il riempimento è più fine rispetto a quello della roccia incassante ed è impregnato di ossidi di ferro, concentrati soprattutto nel lieve alone esterno. Questo ichnogenere è tipico di ambienti scarsamente ossigenati ed è particolarmente diffuso nella Marnoso-arenacea (MacBride & Picard, 1991). Il maggior grado di bioturbazione si registra nelle marne grigie soprastanti. In alcuni

livelli le *epichnia* si distinguono singolarmente, sebbene la loro classificazione sia problematica (si tratta di tracce simili al *Phycosiphon*). Le stringhe, semplici e tozze o ramificate, sono riempite da sedimento biancastro, diverso da quello della roccia incassante (Tav. 7, figs. 4-5). Le marne con questo tipo di bioturbazione hanno molti caratteri in comune con gli *spotty layers* (Uchman & Demircan, 1999). Alcuni livelli, in cui il rimaneggiamento è così elevato che non si distinguono più le singole stringhe, possono essere comparati ai *mottled beds* (Monaco & Uchman, 1999).

Al pacco di marne appena descritto è sovrapposto, con contatto irregolare, uno strato in facies F9b (Tav. 7, fig. 6), quarzoso-muscovitico e assai bioturbato; i *ripples* al tetto sono tagliati da sistemi di tunnel riempiti dalla stessa sabbia fine di cui è composta l'arenite (Tav. 7, fig. 7). L'ichnodiversità è bassa, giacché si distingue, con certezza, la sola *Ophiomorpha* (traccia lasciata presumibilmente da crostacei fossatori). L'ichnodensità, invece, è molto elevata: i tunnel, lunghi ed abbastanza rettilinei, s'incrociano più volte tra loro (Tav. 7, fig. 8), percorrendo il tetto dello strato in tutte le direzioni. In alcuni settori, tuttavia, s'intuisce una disposizione preferenziale delle gallerie (Tav. 7, fig. 7), allungate nella stessa direzione del flusso (WNW-ESE) e, di conseguenza, di massimo apporto di nutrienti. I punti d'intersezione tra le piste coincidono con le maggiori camere di rigiro ovvero luoghi di stazionamento dell'organismo, oltre che di raccordo tra le gallerie (R in Tav. 7, fig. 9). Le piste, sebbene preservate come *epichnia*, tendono ad immergersi, seppur per brevi tratti, anche all'interno dello strato (freccia nera nella Tav. 7, fig. 9). In entrambi i casi, comunque, il rimaneggiamento molto spinto del sedimento è evidenziato dal contrasto tra riempimento caotico della traccia e porzione indisturbata dell'arenite. La maggiore organizzazione dei granuli dell'arenite è messa in risalto dalla presenza di lamelle di muscovite disposte con il lato lungo parallelo al piano della lamina, assetto, questo, che non si mantiene nel riempimento dei tunnel, dove, oltretutto, abbondano granuli minuti mol-

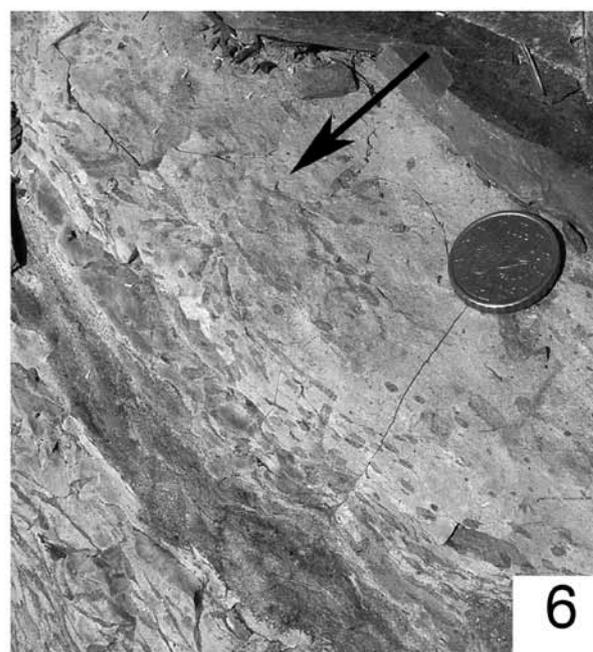
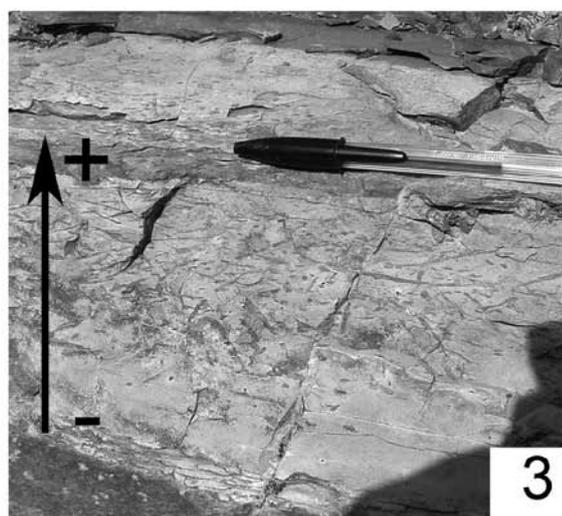
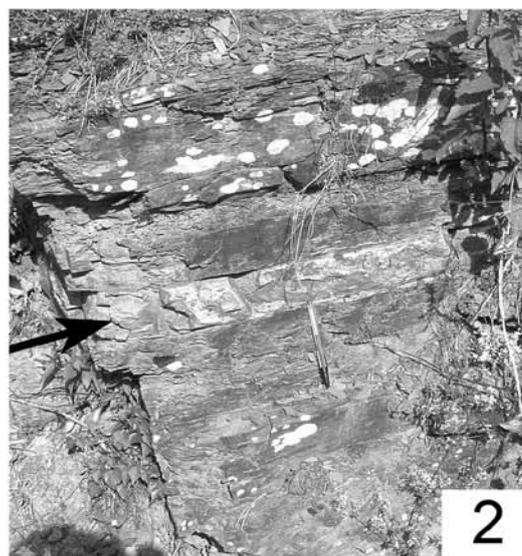
to scuri (probabilmente *fecal pellets*).

Porzione superiore dell'affioramento (B): La restante porzione della sezione, affiorante in parete sul lato opposto della Panoramica, non è particolarmente interessante dal punto di vista ichtnologico; solo nelle peliti basali sono individuabili alcune stringhe che scompaiono in prossimità di un orizzonte formato da peliti molto scure (*Phycosiphon?*). Le peliti soprastanti, invece, hanno un colore più chiaro che denota un lieve incremento del contenuto di carbonato di calcio (soprattutto in prossimità del contatto con il primo bancone arenaceo (F4) della sezione). Quest'ultimo ha una base molto netta e priva di qualsiasi struttura di fondo. La gradazione è accennata solo nei livelli basali, dove da sabbie grossolane e piccoli ciottoli si passa rapidamente a sabbie medio-grossolane che costituiscono la restante porzione dello strato. Sono assenti anche le strutture sedimentarie interne, ad eccezione dei tappeti di trazione spessi, tipici di questa facies. I rimanenti strati arenacei soprastanti (F5) sono meno potenti di quello basale e non hanno strutture, né di fondo né interne.

Tracce fossili nelle calcilititi al tetto del mem-

Tavola 8

1. Sequenza stazionaria nella porzione sommitale del membro arenaceo-contouritico. Sezione di Poggio Masserecci, versante valdarnese di Pratomagno (taglio stradale lungo la Panoramica).
2. Calcilitite (freccia), forse una contourite, compresa tra torbiditi sottili arenacee. Versante valdarnese di Pratomagno (Poggio Masserecci).
3. Particolare di un livello calcilititico in cui si osserva l'aumento della bioturbazione verso il tetto (freccia). Versante valdarnese di Pratomagno (Poggio Masserecci).
4. Altro livello calcilititico in cui si osserva l'aumento della bioturbazione verso il tetto (freccia). Versante valdarnese di Pratomagno (Poggio Masserecci).
5. Strutture circolari a grappolo formata dai pozzi di *Chondrites* all'interno del substrato fangoso (freccia). Versante valdarnese di Pratomagno (Poggio Masserecci).
6. Struttura ramificata claviforme riconducibile a *Cladichnus (epichnia)*. Versante valdarnese di Pratomagno (Poggio Masserecci).



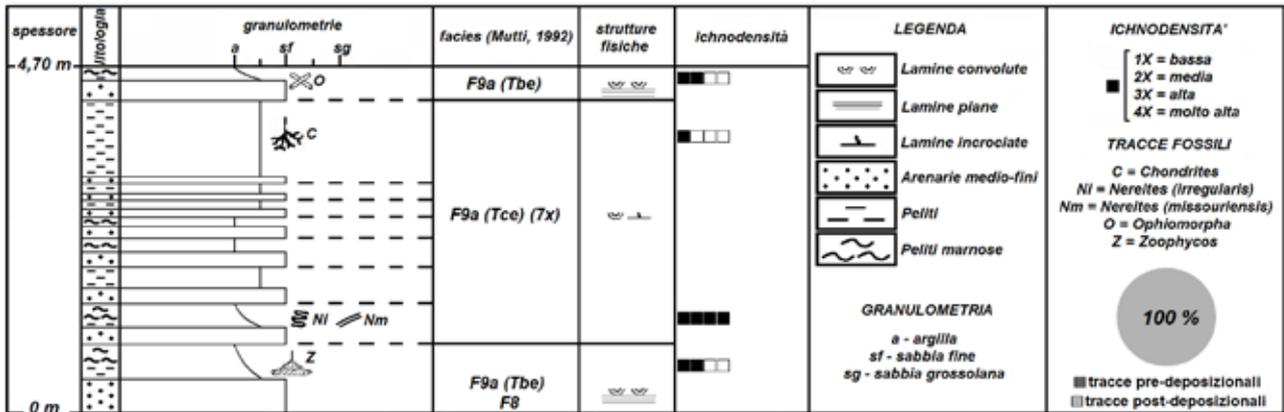


Fig. 10: Log ichnologico-stratigrafico, sezione Calleta. Notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

bro arenaceo-contouritico (Poggio Masserecci): La porzione superiore del membro arenaceo-contouritico delle Arenarie di Monte Falterona è ben esposta nel versante valdarnese di Poggio Masserecci. I migliori affioramenti sono situati lungo la Panoramica di Pratomagno, nel tratto compreso tra il bivio per Trappola e Prato di Donato. In questa parte del membro intermedio prevalgono le sequenze stazionarie (Tav. 8, fig. 1). Al lieve aumento dello spessore delle associazioni di torbiditi sottili (F9a e F9b) rispetto alle spesse (F4-F7) non corrisponde, come ci si aspetterebbe, un incremento della bioturbazione e, soprattutto, un aumento del numero di grafoliptidi. Le condizioni ambientali sfavorevoli, specialmente il basso grado di ossigenazione, sono testimoniate dal colore dei livelli pelitici che, al pari del membro sottostante, sono sempre molto scuri.

Gli unici livelli interessanti, da un punto di vista ichnologico, sono i sottili orizzonti calcilutitici biancastri compresi negli sporadici pacchi di peliti grigie delle sequenze stazionarie (Tav. 8, fig. 2). L'ichnodensità, notevole, cresce sempre verso il tetto della calcilutite (Tav. 8, figs. 3-4).

Le tracce sono contraddistinte da piccole gallerie ramificate a partire da pozzi verticali - strutture tipiche di *Chondrites targionii* (Tav. 8, fig. 5) e di *Cladichnus* (Tav. 8, fig. 6).

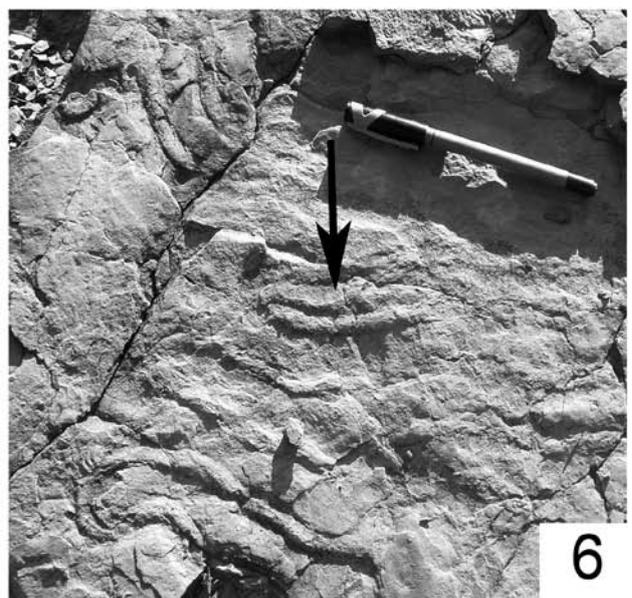
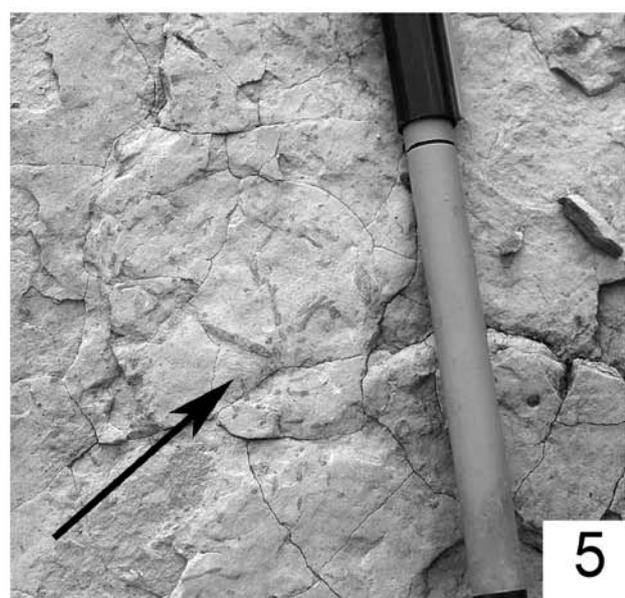
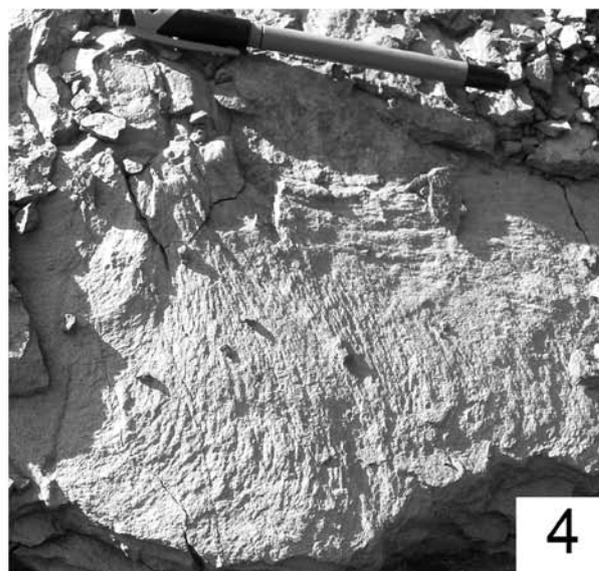
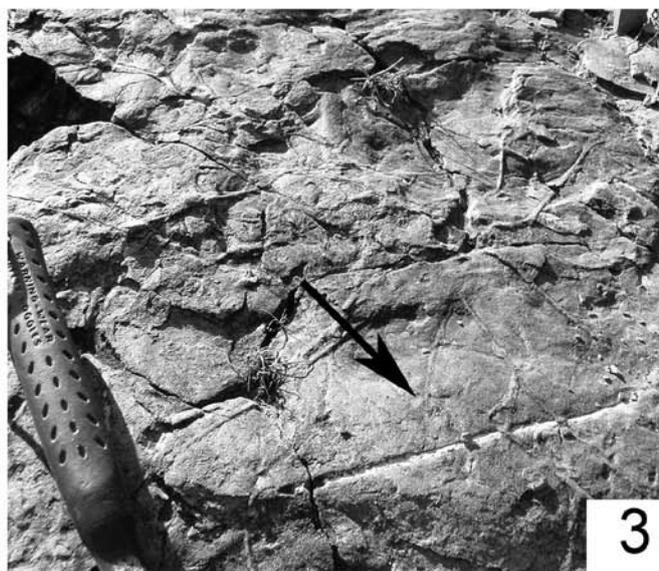
Gli organismi che formano l'intricato sistema di gallerie millimetriche di *Chondrites*,

ancora non identificati con certezza, penetrano all'interno dello strato per diversi centimetri nelle fasi post-deposizionali e possono adattarsi anche a condizioni di scarsa ossigenazione. Il riempimento è caratterizzato, in genere, da materiale più fine e più scuro rispetto al sedimento che costituisce la roccia incassante.

Cladichnus (Tav. 8, fig. 6) è composto da tunnel segmentati con terminazioni a forma di clava, disposti a raggiera. Nonostante le dimensioni siano maggiori rispetto a quelle del *Chondrites*, le differenze con quest'ultimo ichnogenere sono di non semplice individuazione negli affioramenti di Pratomagno (anche per via delle dimensioni costantemente molto ridotte delle tracce).

Tavola 9

1. Parte alta dell'affioramento di Calleta a torbiditi sottili. Il riferimento è il martello in primo piano.
2. Strato arenitico (F9a Tb-e) con *Ophiomorpha* (freccie) al tetto del livello con lamine convolute.
3. *Ophiomorpha (epichnia)* caratterizzata da una distribuzione radiale delle gallerie che percorrono il tetto dello strato arenitico e, a volte, s'immergono all'interno di esso (freccia).
4. Particolare di *Zoophycos (endichnia)*, con le lamine primarie preservate parzialmente nelle peliti marnose.
5. *Chondrites cf. targionii* (freccia) preservato al tetto di un livello calcilutitico sottile.
6. Tetto di un livello marnoso molto bioturbato. La freccia indica un esemplare di *Nereites (N. cf. missouriensis)*.



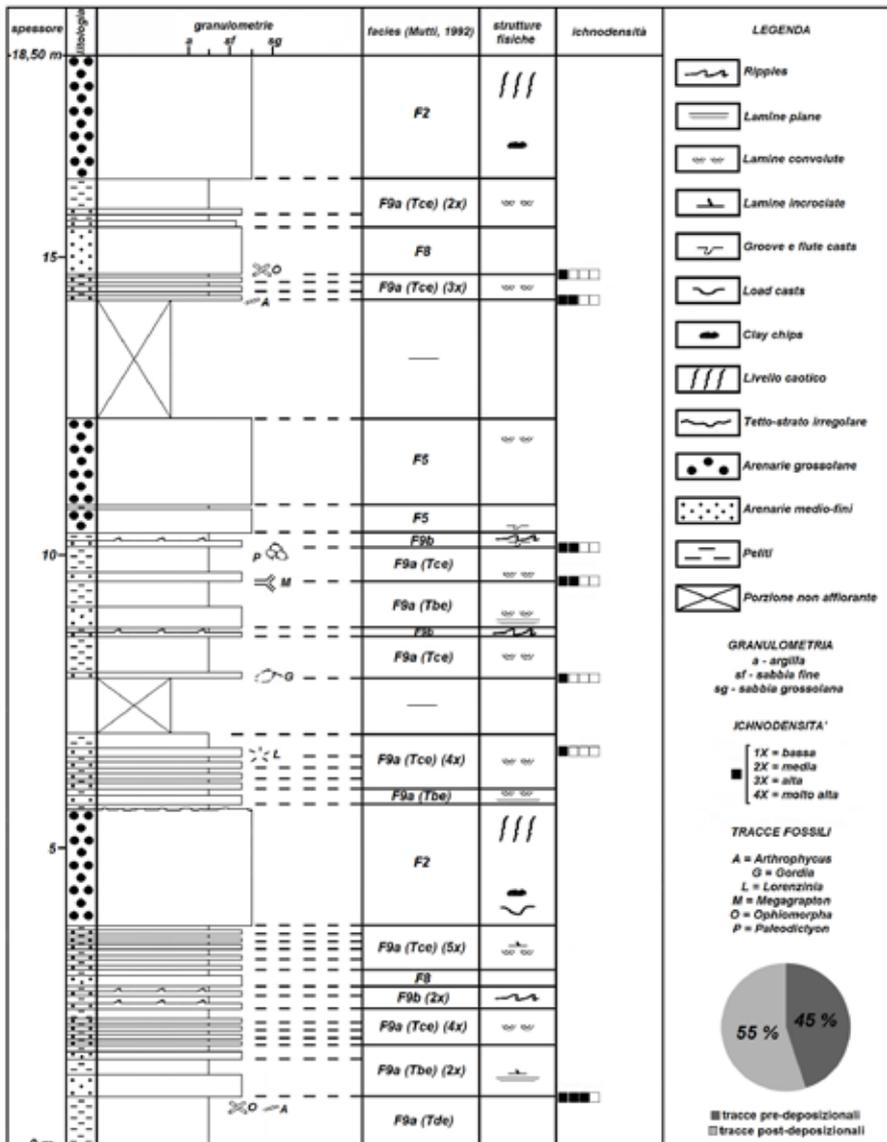
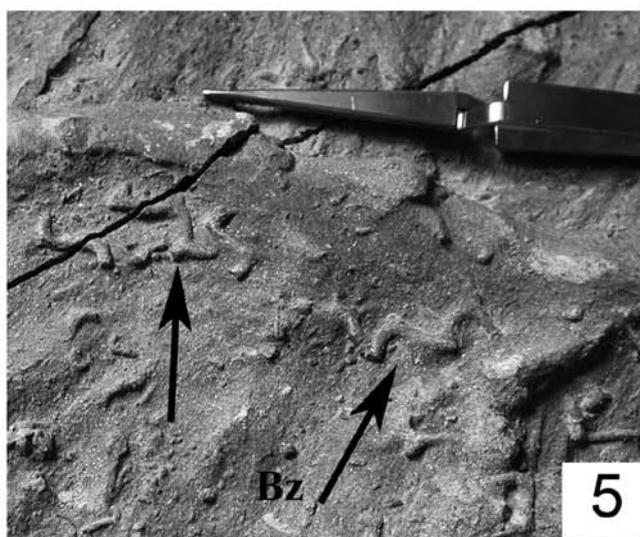
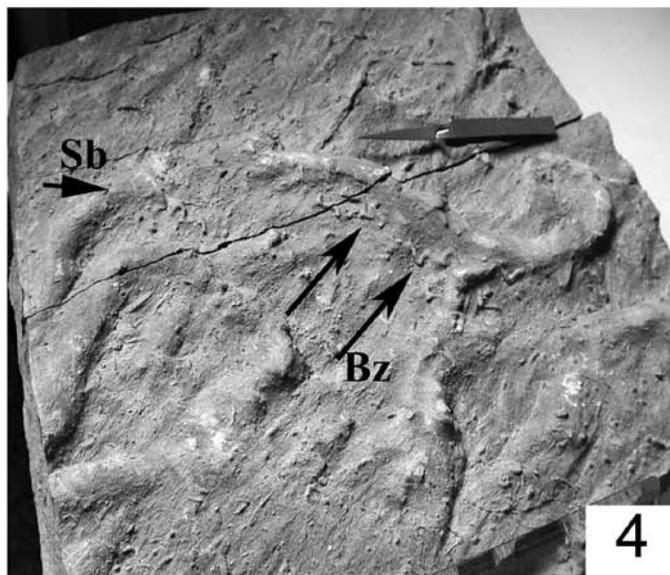
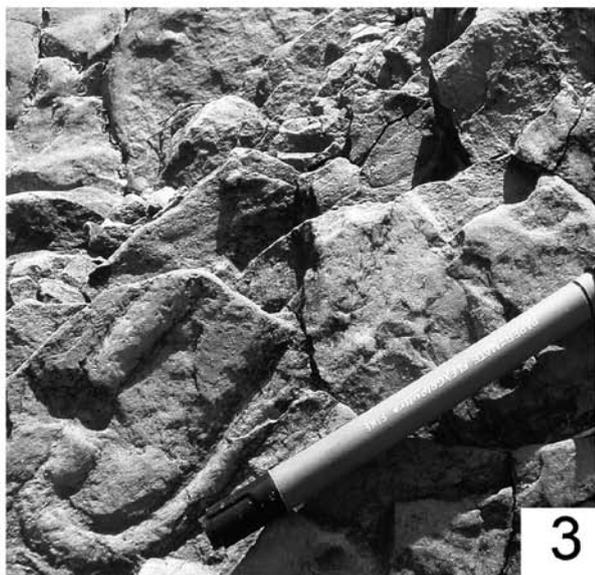
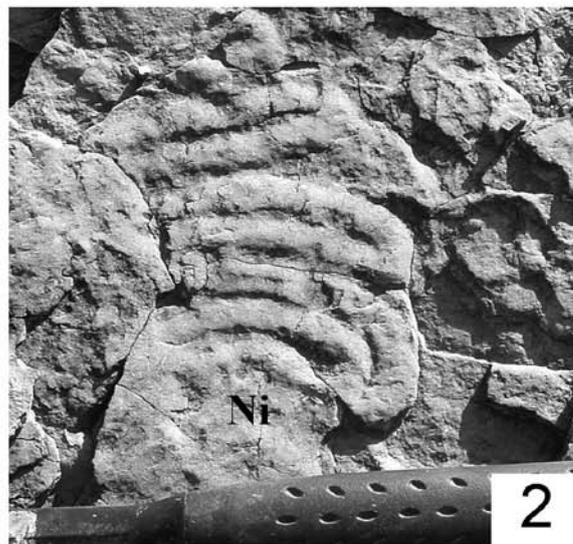
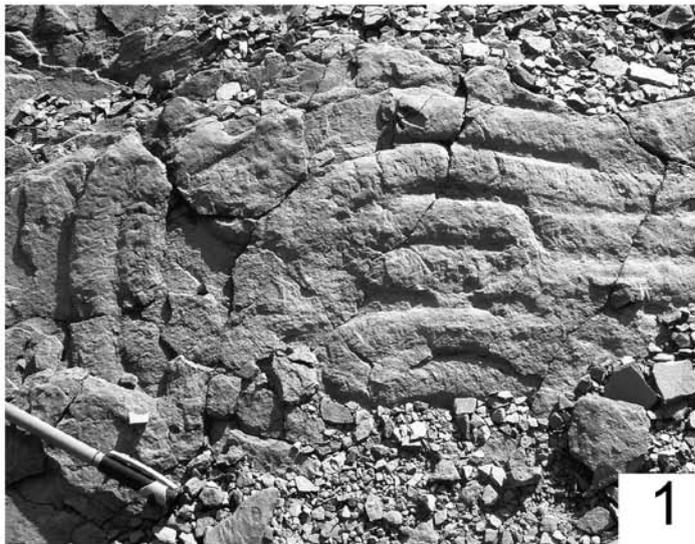


Fig. 11: Log ichtnologico-stratigrafico, sezione II Gigo. Notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

Sezione di Calleta (membro arenaceo-pelitico): La frazione montana di Calleta (Comune di Castel Focognano) è raggiungibile unicamente per mezzo della Provinciale n°61 (strada che si snoda nel versante casentino di Pratomagno a partire da Socana). Per arrivare all'affioramento, posto lungo un ampio sentiero ad ovest di Calleta, è necessario percorrere, per 300 m circa, fino al primo tornante, la strada forestale che dal paese sale verso il Pratomagno (Cima Bottigliana). Proseguendo l'ascesa del versante casentino sulla medesima strada forestale si può osservare, nel terreno, la graduale transizione tra il membro arenaceo-pelitico e quello sottostante (in corrispondenza della quale dimi-

Tavola 10

1. Sezione di Calleta. *Nereites cf. irregularis* a meandri stretti preservato come *epichnia*.
2. Meandri stretti e ravvicinati, tipici di *Nereites irregularis (epichnia)*. Notare la variazione nell'avvolgimento.
3. Meandro largo di un probabile *Nereites irregularis (epichnia)*.
4. *Spirophyucus bicornis* (Sb, *hypichnia*). Le frecce indicano due esemplari di *Belorhapha zickzack* (Bz, in dettaglio nella figura 5).
5. *Belorhapha zickzack* (Bz, *hypichnia*) indicati dalle frecce.
6. Disposizione radiale dei resti vegetali (indicata dalla freccia) all'interno del campione con *Spirophyucus-Belorhapha* basali. L'arenaria è ricca di muscovite e di ossidi di ferro.



nuisce il rapporto A/P ed aumentano numero e spessore delle contouriti).

La sezione è rappresentativa della porzione basale del membro arenaceo-pelitico delle Arenarie di Monte Falterona ed è stata studiata, nonostante il ridotto spessore, sia per l'ottima esposizione (strati dritti in giacitura 80/24), sia per l'alto grado di bioturbazione appurato.

La porzione affiorante (Tav. 9, fig. 1) è caratterizzata da un'alternanza regolare di torbiditi fini F9a (Tc-e, subordinatamente, Tb-e), costituite da livelli basali di sabbia fine o molto fine (spessi in media 10 cm), di colore esterno grigio-giallastro e ricchi in muscovite. Tra le strutture sedimentarie prevalgono lamine piane sottili, incrociate e convolute (Tav. 9, fig. 2). Negli sporadici livelli a granulometria maggiore (sabbie medie) si concentrano molti ossidi di ferro che conferiscono alle arenarie un colore esterno rossiccio. Non mancano i letti di resti vegetali, allineati sui piani delle lamine.

Le peliti marnose al tetto dello strato, da grigie a biancastre, posseggono uno spessore maggiore rispetto a quanto si verifica nella porzione arenacea (15–20 cm).

Tra i livelli arenacei della sezione, il più interessante è il sommitale, molto bioturbato al tetto (*Ophiomorpha*). Rispetto a Il Termine, sezione in cui lo stesso ichnogenere *epichnia* è preservato in una F9b, le gallerie sono orientate soprattutto radialmente (Tav. 9, fig. 3) e non in direzione parallela alla corrente. Anche la disposizione radiale, tuttavia, sembra imputabile all'attività di ricerca dei nutrienti da parte dei bioturbanti (magari in luoghi di accumulo preferenziali lungo il substrato). Le altre peculiarità di *Ophiomorpha* tra cui la tendenza ad immergersi nello strato (Tav. 9, fig. 3), le dimensioni, il riempimento, le camere di rigiro ed intersezioni, sono identiche a quelle preponderanti nella sezione Il Termine.

Benché la sezione in esame non sia rappresentativa dello stesso membro delle Arenarie di Monte Falterona, si riscontrano, ancora, nel terreno ulteriori analogie con Il Termine. Per ciò che attiene alle peliti marnose, ad esempio, l'ichnodensità è molto elevata in entrambi gli

affioramenti, sebbene gli ichnogenieri rinvenuti a Calleta tra cui *Zoophycos* (Tav. 9, fig. 4), *Chondrites* (Tav. 9, fig. 5) e, soprattutto, *Nereites* siano differenti da quelli osservati nell'altra (*Trichichnus* e stringhe).

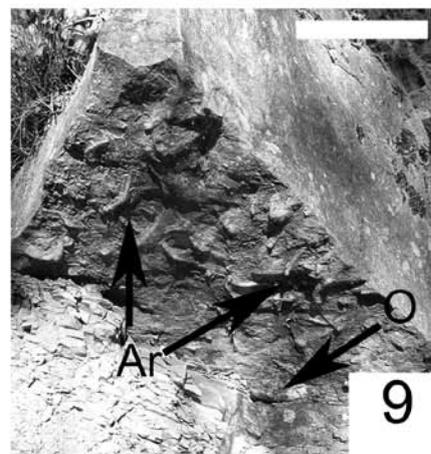
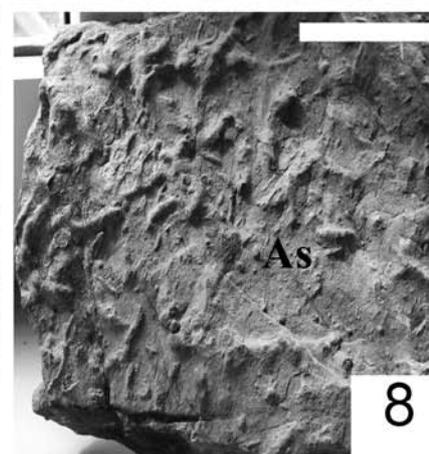
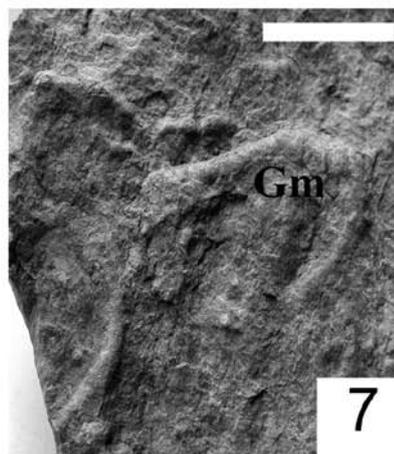
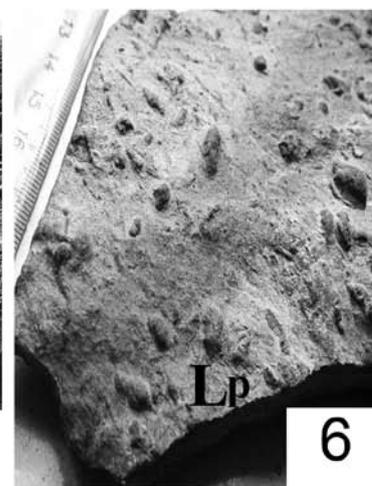
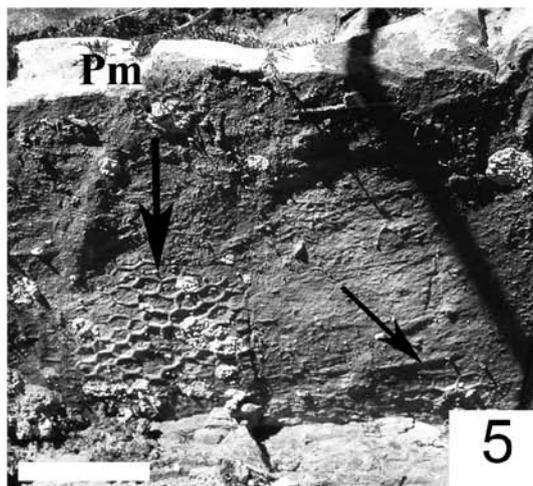
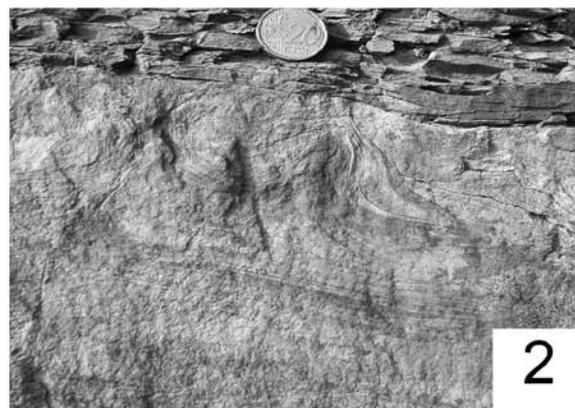
Dello *Zoophycos* si distinguono solo le lamelle primarie attorno all'apice della spira (l'ichnogenere sarà descritto con maggior dettaglio nel paragrafo dedicato al Membro di Moggiona della Formazione di Vicchio).

Tra le tracce fossili presenti nelle marne in posizione *epichnia*, la forma più abbondante è *Nereites*, in particolare *Nereites missouriensis*, caratterizzato da un canale più o meno inciso (Tav. 9, fig. 6), sinuoso o debolmente meandrante (Tav. 10, fig. 1).

L'altra ichnospecie dell'affioramento, *Nereites irregularis* (cfr. Uchman, 1998, pag. 152, fig. 56), è contraddistinto da meandri stretti, molto ravvicinati e - a volte - a stretto contatto (Tav. 10, figs. 2-3). I singoli nastri sono più spessi al centro e le dimensioni oscillano tra 0,5

Tavola 11

1. Porzione basale dell'affioramento de Il Giogo. La freccia indica una delle debriti della sezione.
2. Lamine convolute sottili (sabbia-fango) alla base di uno strato F9a Tc-e.
3. Reticoli irregolari del grafogliptide *Megagraption submontanum* (Ms, *hypichnia*).
4. Angoli di ramificazione acuti (a diapason) del *Megagraption submontanum* (Ms, *hypichnia*). Il riferimento della scala è il righello in alto.
5. *Paleodictyon majus* (Pm, *hypichnia*) in un sottile strato in facies F9b. La freccia a destra indica alcune celle allungate nella medesima direzione della corrente, deducibile dall'orientazione dei piccoli *groove casts* vicini. Scala grafica = 10 cm.
6. *Lorenzina pustulosa* (Lp, *hypichnia*) in un'arenaria muscovitica medio-fine.
7. Particolare di *Gordia marina* (Gm, *hypichnia*). Scala grafica = 1 cm.
8. Dettaglio di vari esemplari di *Arthropycus* cf. *strictus* (As, *hypichnia*) ad elevata densità proveniente dalla base di uno degli strati F9a sommitali della sezione. Scala grafica = 5 cm.
9. Base dell'affioramento de Il Giogo: ichnoassociazione *hypichnia* ad *Arthropycus* cf. *strictus* (Ar) e *Ophiomorpha* cf. *rudis* (O). Scala grafica = 10 cm.



e 3 cm. Gli organismi che producevano le tracce appena descritte (non è escluso che possano essere stati certi tipi di olourie) prediligevano i substrati marnosi, obliterando, quando presenti, le strutture sedimentarie.

L'associazione *Nereites-Zoophycos* (piccoli) potrebbe rappresentare un indicatore di bassa velocità di sedimentazione in un ambiente deposizionale stabile, luogo di accumulo preferenziale delle torbiditi sottili (nelle quali è stata rinvenuta).

Nella sezione Calleta, sebbene l'alternanza di torbiditi sottili costituisca una associazione di facies ideale, mancano le tracce pre-deposizionali; il problema, probabilmente, è legato alla esposizione (la base degli strati è osservabile solo in pochi casi) giacché, in un affioramento vicino, analogo a Calleta, ma diversamente esposto, sono preservati alla base di uno strato in facies F9a, *Spirophyucus bicornis* e *Belorhapse zickzack* (Tav. 10, figs. 4-5). L'arenaria con le due tracce è fine, ricca di muscovite, di ossidi di ferro e di resti vegetali disposti radialmente, forse proprio a causa della bioturbazione (Tav. 10, fig. 6).

Spirophyucus bicornis (cfr. Uchman, 1998, pag. 180, fig. 86 B) è un'ichnospecie abbastanza comune nei flysch ed è caratterizzata da nastri spessi che, ad una delle due estremità, tendono a piegarsi, fino ad avvolgersi in una o due spirali. *Belorhapse zickzack* (cfr. Uchman, 1998, pag. 183, fig. 90) è un grafogliptide a sviluppo orizzontale; presenta meandri di secondo ordine zigzaganti ed angolari, ispessiti intorno ai punti di curvatura. I meandri di primo ordine, invece, sono molto più ampi.

Sezione Il Giogo (membro arenaceo-pelitico):

La porzione intermedia-sommitale del membro arenaceo-pelitico delle Arenarie di Monte Falterona non affiora con molta continuità nella zona di Carda-Calleta e di Castel Focognano poiché la copertura vegetale è ovunque largamente estesa. Le uniche osservazioni si possono compiere nella Provinciale 61, lungo i tagli stradali, come quello de Il Giogo. Per spessore affiorante, è uno dei migliori. La sezione si trova circa 4 km

ad est di Calleta ed è facilmente identificabile poiché è situata di fronte ad un piccolo cartello di località (Il Giogo, Comune di Castel Focognano). Tuttavia, anche in quest'affioramento, la vegetazione cela alcune parti della successione, omesse nella stesura del log stratigrafico.

La porzione scelta, affiorante in giacitura normale (75/20), è contraddistinta da associazioni di torbiditi medio-fini (facies F8, F9a e F9b) intervallate da detriti (Tav. 11, fig. 1) e da banconi canalizzati (F2 e F5). Le dimensioni dei *flute casts*, molto incisi alla base dei *megabeds*, testimoniano l'alta energia dei processi che hanno accompagnato la deposizione di questi ultimi.

Nell'area del Casentino, alcuni dei banconi più spessi e continui potrebbero essere utilizzati come livelli guida. Tuttavia, è preferibile provvedere a tale scopo riferendosi alle contouriti, più continue e facilmente distinguibili nel terreno.

Le facies significative, dal punto di vista ichnologico, sono le sottili F9a (organizzate in sequenze di Bouma incomplete Tb-e, Td-e e, soprattutto Tc-e). Vi sono, poi, le F8 e le F9b. Nei letti arenacei delle F9a abbondano delicate lamine convolute costituite da alternanze di letti chiari e scuri (rispettivamente di sabbia fine e di argilla) (Tav. 11, fig. 2). Non mancano resti vegetali sparsi di varie dimensioni.

L'ichnodensità è particolarmente elevata in corrispondenza dei livelli arenacei in cui sono preservati *Megagraption* (base F9a) e *Paleodictyon* (base F9b). La prima è una *hypichnia* esclusiva di ambienti profondi, caratterizzata da reticoli irregolari delimitati da stringhe sinuose o debolmente meandranti, circolari o subcircolari in sezione (Tav. 11, fig. 3). *Megagraption* della sezione è *M. submontanum* (cfr. Uchman, 1998, pag. 194, fig. 105), ichnospecie in cui si nota come siano comuni angoli di ramificazione acuti tra le stringhe (Tav. 11, fig. 4).

Paleodictyon rinvenuto nello strato in facies F9b (Tav. 11, fig. 5) è costituito da celle che hanno un diametro di 9 mm; le dimensioni delle singole "cordicelle" che le delimitano sono di 1-1,5 mm. Da un raffronto con il diagramma

morfometrico (Uchman, 1995a), ci troviamo nel campo del *Paleodictyon majus*. Alcune celle del *Paleodictyon* sono leggermente deformate dalla corrente, con asse lungo parallelo ad alcuni piccoli *groove casts*. La dimensione ridotta di queste strutture di fondo testimonia l'esistenza di un flusso mediamente energetico, in grado, sì, di trascinare piccoli oggetti, ma anche di distorcere strutture pre-deposizionali delicate come quella del *Paleodictyon*. La fluitazione è un carattere tafonomico niente affatto trascurabile (Monaco, 2008), poiché, nel caso in cui siano assenti delle strutture fisiche, permette di stabilire la direzione della corrente, anche se questa non fu necessariamente torbidityca, ma precedente ad essa e legata a correnti di fondo (Crimes & Crossley, 1980).

Tra i grafogliptidi de Il Giogo si annovera anche *Lorenzina*, ichnogenere costituito da piccole "pustule" rotondeggianti, disposte in gruppo, con simmetria radiale, intorno ad un'area centrale poco definita. Le dimensioni delle "pustule", debolmente spaziate e lunghe da 3 a 5 mm, permettono di distinguere le varie ichnospecie. Nel caso della forma rinvenuta nella sezione, si tratta di *Lorenzina pustulosa* (Tav. 11, fig. 6) (cfr. Uchman, 1998, pag. 140, fig. 41; Uchman, 1995, Pl. 7, fig. 1).

Un'altra traccia preservata nelle torbiditi sottili dell'affioramento è *Gordia marina* (cfr. Uchman, 1998, pag. 170, fig. 73A). Quest'ultima è un'ichnospecie pienamente sviluppata nei livelli che attraversa ed è costituita da meandri a volte discontinui, abbastanza sinuosi o semi-arcuati (Tav. 11, fig. 7); ogni stringa è di spessore compreso tra 0,6 e 1 mm. La forma *Gordia* è simile a *Helminthopsis*, ichnogenere molto diffuso nelle Arenarie di Monte Cervarola del transetto. La distinzione fondamentale consiste nel fatto che *Gordia* s'intreccia mentre *Helminthopsis* si mantiene debolmente e regolarmente sinuoso.

Le torbiditi in cui sono preservati i grafogliptidi e *Gordia* sono tutte ricche di muscovite (aspetto estremamente frequente anche nei campioni recuperati nelle altre Formazioni del transetto). La preservazione non ottimale delle

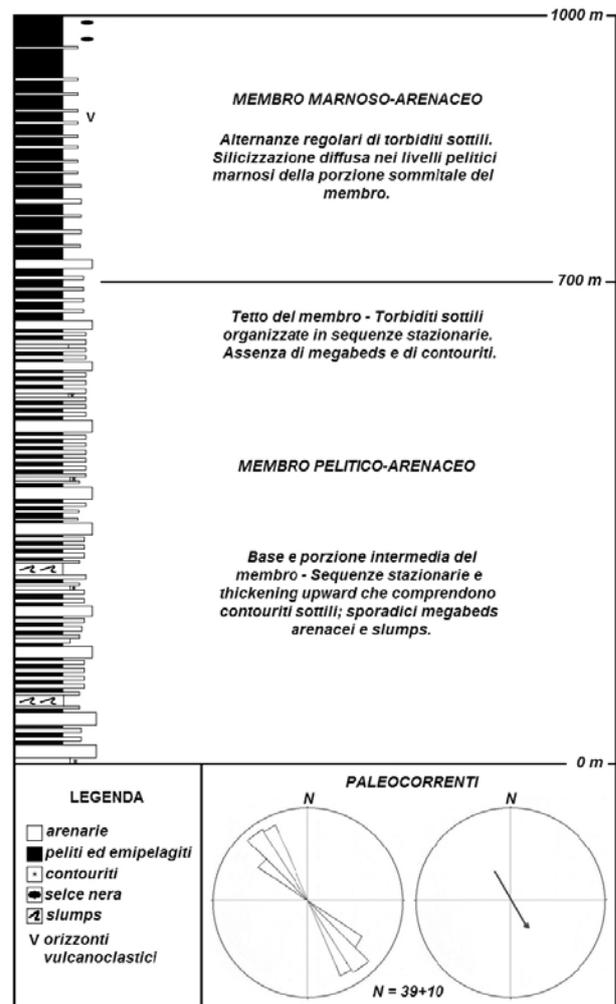


Fig. 12: Sezione tipo delle Arenarie di Monte Cervarola affiorante in Casentino e diagrammi delle paleocorrenti. Direzione e verso delle paleocorrenti sono state stimate in base alle principali strutture sedimentarie di fondo (N = *groove casts* + *flute casts*), disperse in tre classi principali (300–310°; 310–320°; 320–330°).

tracce dimostra che il riempimento è preceduto da un'erosione del substrato abbastanza consistente. Da questo punto di vista fa sicuramente eccezione *Paleodictyon*, le cui celle sono pressoché intatte. Ciò potrebbe essere legato al fatto che la struttura geometrica, collegata all'interfaccia acqua-sedimento attraverso i pozzi verticali, si sviluppava all'interno del substrato e, di conseguenza, rispetto alle tracce pre-deposizionali più superficiali, era maggiormente protetta dall'azione diretta delle correnti più energetiche. La preservazione degli esagoni potrebbe ancora essere stata agevolata dal rafforzamento

delle pareti operato dall'organismo o forse da più organismi coloniali (Honeycutt & Plotnick, 2005) che producevano strutture a forma di labirinto dalla profondità fino alla superficie del sedimento, allo scopo di coltivare batteri (agrichnia).

Nelle rimanenti facies dell'affioramento è molto comune *Arthropycus* (Tav. 11, fig. 8) che, nella torbidite sottile alla base della sezione, è associato a *Ophiomorpha* (Tav. 11, fig. 9). E' problematico stabilirne con esattezza l'ichnospecie. Per quanto concerne *Arthropycus* la difficoltà è legata alla preservazione non ottimale. Osservando attentamente, tuttavia, si distinguono le piccole strie perpendicolari alle piste principali, proprie della specie *Arthropycus strictus*.

Nel caso di *Ophiomorpha* le gallerie non hanno strutture esterne distintive (sebbene l'irregolarità delle pareti esterne sia tipica di *Ophiomorpha rudis*).

c) Arenarie di Monte Cervarola

L'Unità di Monte Cervarola affiora, con spessore molto discontinuo (1000 m in media), in una fascia allungata in direzione appenninica compresa tra il versante casentino di Pratomagno e la Linea dei Varicolori. L'Unità non è esposta nei pressi del fondovalle casentino poiché è coperta dai depositi quaternari e, soprattutto, dalla coltre Ligure (Complesso di Canetolo e Supergruppo della Calvana).

In base ai dati di terreno, specie per la variazione del rapporto A/P ed in base alle associazioni di facies-tracce fossili rinvenute, si è potuta suddividere l'Unità in due membri informali: pelitico-arenaceo (mediamente di 700 m) e marnoso-arenaceo (300 m; Fig. 12).

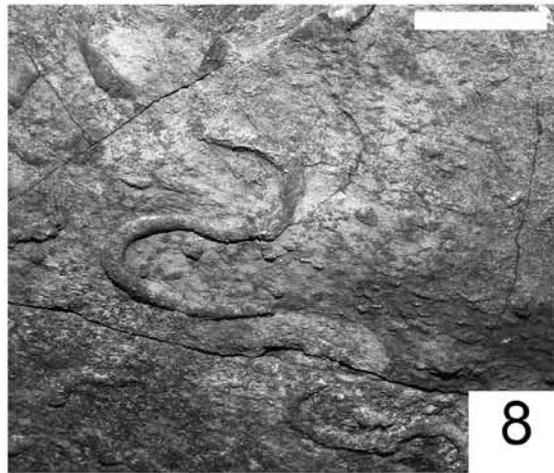
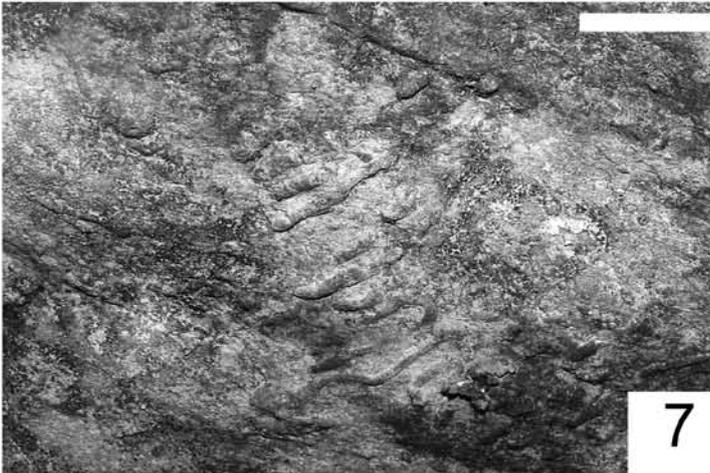
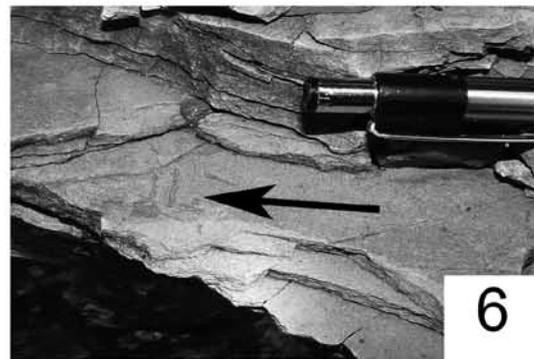
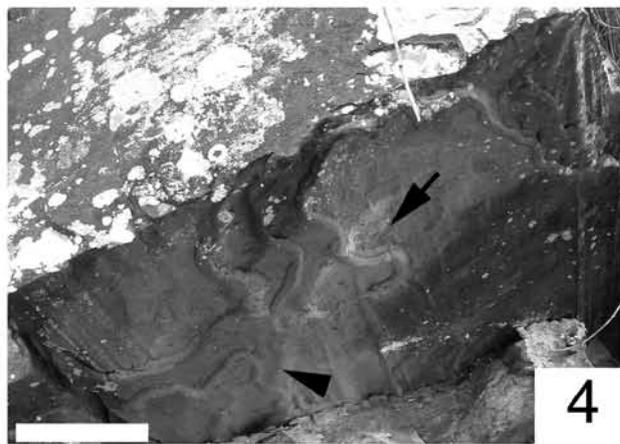
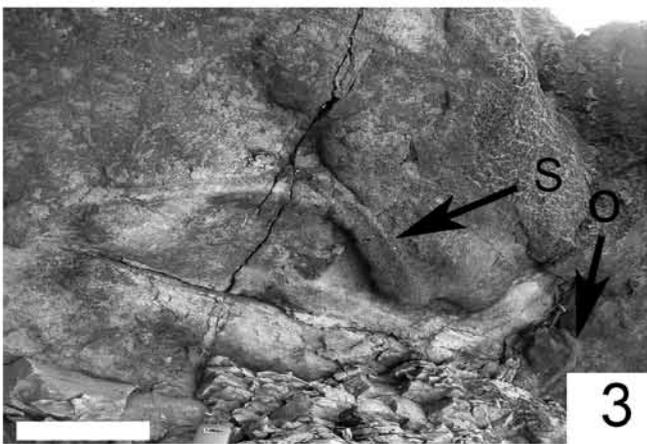
Nei due membri della Cervarola sono compresi tutti i termini litologico-ichnologici di transizione tra le Arenarie di Monte Falterona e la Marnoso-arenacea: le porzioni inferiore ed intermedia del membro pelitico-arenaceo (con contouriti) mostrano maggiore affinità con la prima Formazione, mentre la parte rimanente della successione è molto simile alla seconda (il

membro marnoso-arenaceo, in specie).

Alla base del membro pelitico-arenaceo della Cervarola, come in quello arenaceo-pelitico delle Arenarie di Monte Falterona, con cui si trova in contatto stratigrafico, è frequente l'organizzazione degli strati in sequenze stazionarie e *thickening upward*. In questa parte della successione, sono intercalati anche vari *slumps*, alcuni banconi arenacei e poche contouriti (spesse da 4-5 metri ad alcuni decimetri). Nella porzione soprastante del membro basale dominano le facies fini (F8, F9a e F9b), regolarmente intervallate da strati grossolani (in facies da F4 a F7) che, al pari delle contouriti, diminuiscono progressivamente - in numero ed in spessore - fino a scomparire poco prima del passaggio col membro marnoso-arenaceo. Qui predominano alternanze di torbiditi sottili, simili, per certi versi, a quelle comprese nelle Unità soprastanti (specialmente al tetto della Formazione di Vicchio e nella Marnoso-arenacea). A differenza di queste ultime Formazioni, tuttavia, tra i componenti delle torbiditi della Cervarola, resta nettamente prevalente la frazione terrigeno-silicoclastica su quella carbonatica, cosicché appaiono di aspetto esterno "terroso" (sono marroni-giallastre). Tale carattere è distintivo, al pari del colore arancio-violaceo di alcuni letti fangosi intercalati nei pacchi pelitici.

Tavola 12

1. Parte alta dell'affioramento di Rifiglio (strati dritti, giacitura 80/24). Scala grafica = 1 m.
2. Contourite carbonatica (indicata dalla freccia) al passaggio tra Arenarie di Monte Falterona ed Arenarie di Monte Cervarola. Scala grafica = 1 m.
3. *Scolicia strozzii* (S) ed *Ophiomorpha* cf. *rudis* (O) (*hypichnia*) in uno strato in Facies F5 della porzione sommitale della sezione. Scala grafica = 5 cm.
4. *Scolicia magna* (*hypichnia*). Scala grafica = 10 cm.
5. Facies F9b con *epichnia* nella coda pelitica.
6. *Trichichnus* (*epichnia*) preservato nelle siltiti sommitali.
7. *Desmograption dertonensis* (*hypichnia*) preservato parzialmente. Scala grafica = 2 cm.
- 8: *Cosmorhaphie sinuosa* (*hypichnia*). Scala grafica = 2 cm.



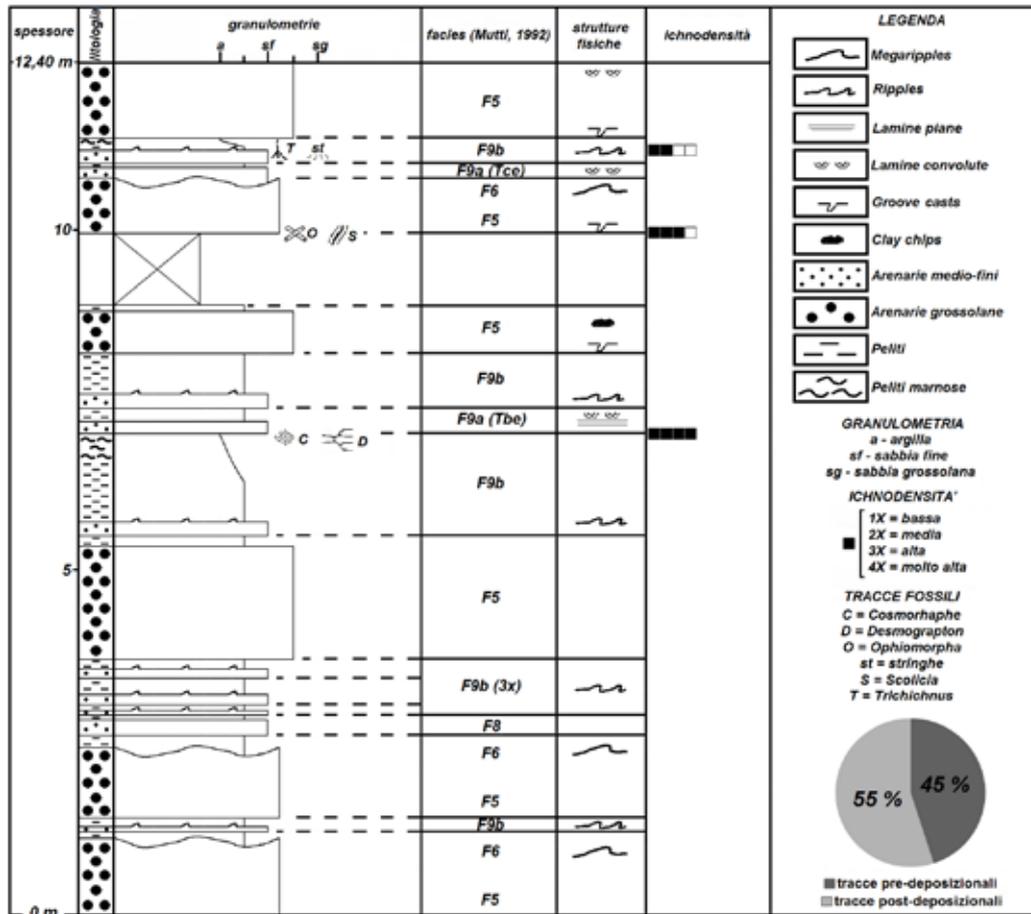


Fig. 13: Log ichnologico-stratigrafico, sezione Rifiglio. Notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

Al tetto del membro marnoso-arenaceo, in prossimità del passaggio con la Formazione di Vicchio, sono presenti orizzonti vulcanoderivati e liste di selce nera (nelle sezioni di Moggiona-Valle del Sova e di Monte Fatucchio-Montesilvestre).

Localizzazione delle sezioni stratigrafiche: Il passaggio con le Arenarie di Monte Falterona è ben esposto nel versante casentino di Pratomagno, in particolare nella zona di Rifiglio e, più a sud, presso Poggio Latello. Gli affioramenti migliori della Cervarola, tuttavia, si trovano nel versante casentino dell'Appennino Tosco-Romagnolo (Fig. 1), in cui sono state descritte le altre sezioni (Frassineta e La Motta, Casalino e Moggiona-Valle del Sova).

Il membro soprastante (marnoso-arenaceo) affiora estesamente a sud del Monte Falterona,

dove è stata individuata e studiata la sezione rappresentativa del tetto della Cervarola (Poggio Prato Pagliaio).

Sezione Rifiglio: transizione Arenarie di Monte Falterona-Arenarie di Monte Cervarola:

La piccola frazione di Rifiglio (Comune di Castel San Niccolò) si trova ai piedi del versante orientale di Pratomagno, in alto Casentino (vedi Fig. 1). La sezione (Tav. 12, fig. 1), nel taglio stradale lungo la Provinciale n°71 che sale verso il Passo della Consuma, è rappresentativa della porzione basale delle Arenarie di Monte Cervarola. Il passaggio con le sottostanti Arenarie di Monte Falterona può essere posto in corrispondenza di una contourite (Tav. 12, fig. 2) che, malgrado sia la stessa che separa le due Formazioni nel versante casentino di Pratomagno (Poggio Latello), ha uno spessore inferiore

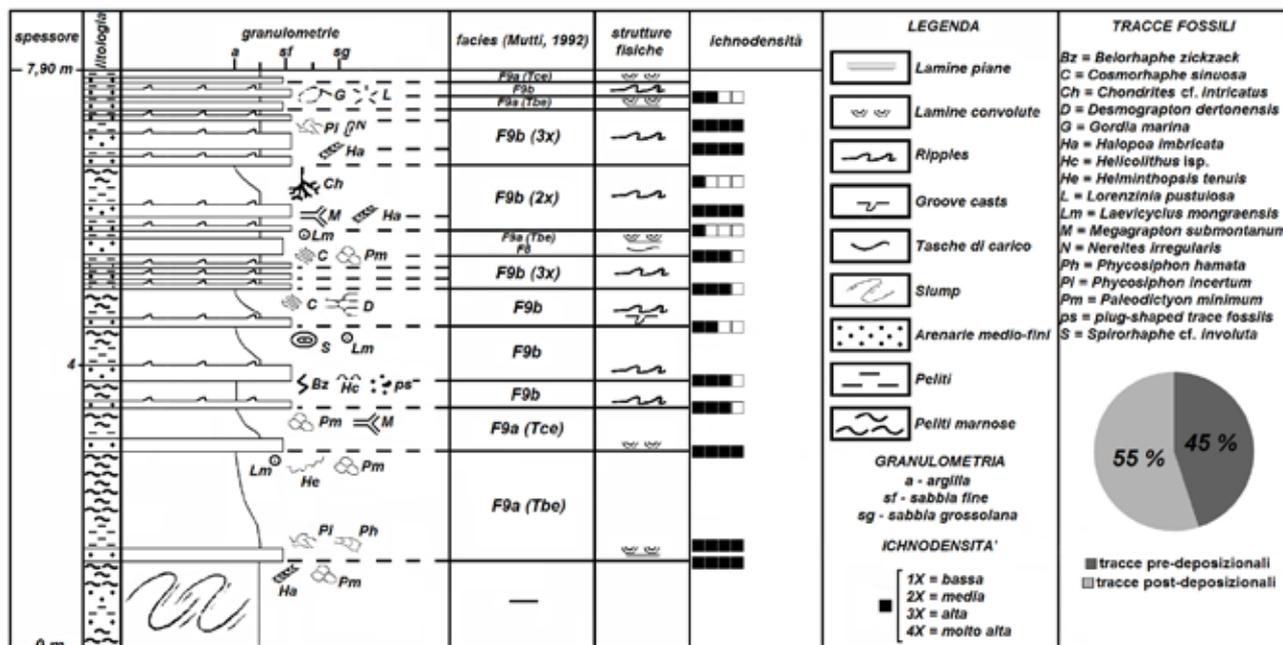


Fig. 14: Log ichnologico-stratigrafico, sezione Frassineta. Notare le facies sedimentarie e la ricca ichnoassociazione con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

rispetto a quest'ultima. La medesima riduzione di spessore della contourite-guida, specialmente della coda marnosa sommitale, è presente anche nei dintorni di Badia Prataglia.

Il passaggio con le Arenarie di Monte Falterona è segnato anche dall'incremento del numero delle F9b (veramente comuni alla base della Cervarola) (Tav. 12, fig. 5), dalla progressiva riduzione del numero di facies con granulometria medio-grossolana (da F4-F5 a F6-F7) e dall'aumento graduale dei carbonati (tra i componenti principali delle torbiditi). A queste oscillazioni si legano pure l'aumento dell'ichnodensità e dell'ichnodiversità e la comparsa di nuove ichnoassociazioni - a grafogliptidi e miste (grafogliptidi/tracce di altri gruppi) - tipiche della Cervarola e delle Formazioni superiori.

Dal log stratigrafico (Fig. 13) si evince che a Rifiglio si rilevano tre ichnoassociazioni, due delle quali già esaminate nelle Arenarie di Monte Falterona di Pratomagno. La prima è tipica di facies grossolane (*Ophiomorpha-Scolicia*, come a Pian della Fonte), l'altra di torbiditi sottili con marne al tetto (stringhe-*Trichichnus*, già rinvenuta nella sezione Il Termine). La vera novità è, sicuramente, l'ichnoassociazione a grafogliptidi

(*Desmograpton-Cosmorhappe*).

L'ichno-associazione *Ophiomorpha-Scolicia* (Tav. 12, fig. 3) si concentra alla base di un'arenaria grossolana, quarzoso-muscovitica, organizzata in facies F5-F6. La preservazione, purtroppo, non è ottimale a causa della sovrapposizione di alcuni *groove casts* che tagliano le piste. *Scolicia strozzii* è preservata, alla base delle torbiditi spesse, pure negli affioramenti vicini a quello in esame (associata a *Scolicia magna*, Tav. 12, fig. 4).

Nelle peliti grigie e grigio-chiare che occupano la porzione sommitale di una torbidite sottile F9b (Tav. 12, fig. 5), è presente l'ichnoassociazione *Trichichnus*-stringhe (*Phycosiphon-like*). Il genere *Trichichnus* (Tav. 12, fig. 6), come accade nella sezione Il Termine, è diffuso nelle siltiti ed è riempito da materiale fine ossidato. I livelli marnosi sovrapposti alle siltiti hanno uno spessore piuttosto esiguo e, di conseguenza, le stringhe non sono molto numerose.

La terza ichnoassociazione della sezione (*Desmograpton-Cosmorhappe*) si colloca alla base di un livello arenaceo sottile (F9a, sequenza Tbe). La preservazione dei grafogliptidi, parimenti a quelli rinvenuti nel membro sommitale delle

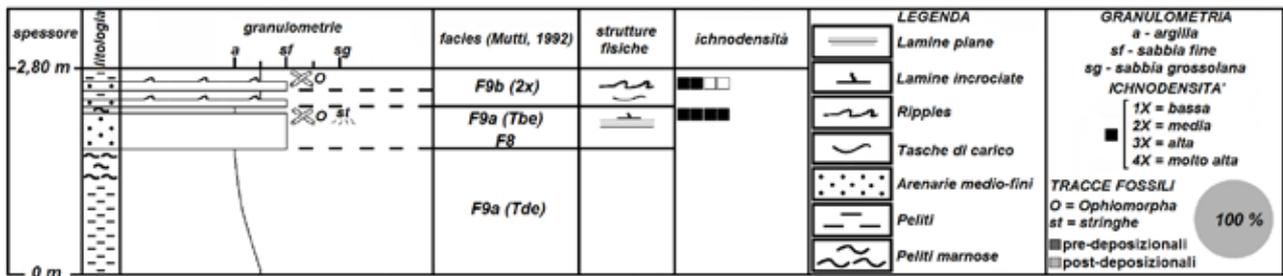


Fig. 15: Log ichnologico-stratigrafico dell'affioramento puntiforme di La Motta, importante per la preservazione epichnia di *Ophiomorpha*. Notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

Arenarie del Falterona (sezione Il Giogo), non è ancora ottimale. Quest'aspetto è determinante per la classificazione di *Desmograption*, ichnogenere appartenente al gruppo dei *biramous meanders* (di cui si distinguono proprio in base al grado di preservazione le varie ichnospecie). La forma osservata a Rifiglio ha veramente molto in comune con *Desmograption dertonensis* (cfr. Uchman, 1998, pag. 187, fig. 96), ichnospecie caratterizzata da semi-meandri di vari ordini, stretti ed a forma di U o di J; le brevi barrette trasversali che si dipartono dal punto di massima curvatura del meandro sono mal preservate nel campione in esame (Tav. 12, fig. 7).

L'altro grafogliptide (*Cosmorhapha sinuosa*, Tav. 12, fig. 8), è caratterizzato da meandri di prim'ordine molto ampi che ne includono di più piccoli (di secondo ordine), contraddistinti da una lunghezza d'onda maggiore dell'ampiezza stessa (cfr. Uchman, 2007, pag. 251, fig. 15.2 B).

Sezione Frassineta (membro pelitico-arenaceo): Per raggiungere la sezione occorre percorrere, per circa 3 km, la strada vicinale che si diparte, presso Val della Meta, dalla Provinciale n° 63 di Corezzo. L'affioramento è posto, lungo il sentiero CAI n° 73, a circa 150 m ad est di Frassineta.

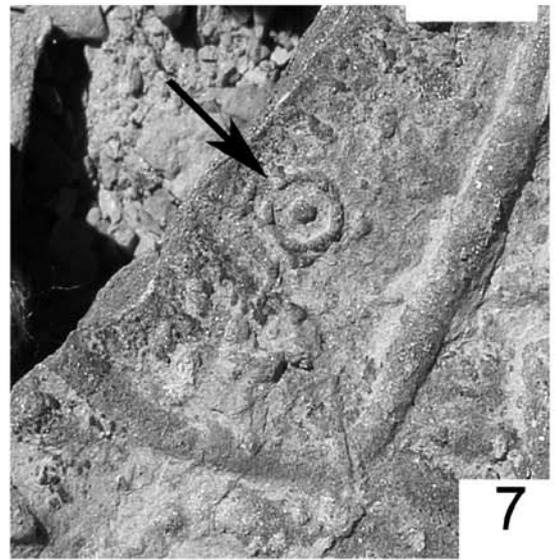
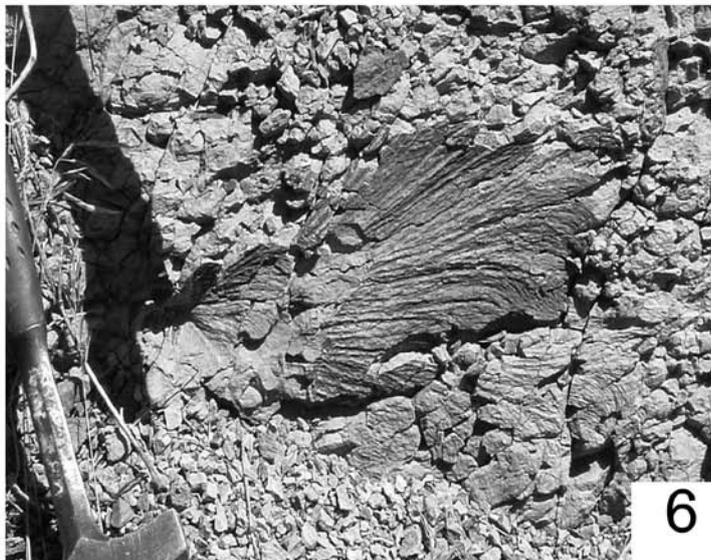
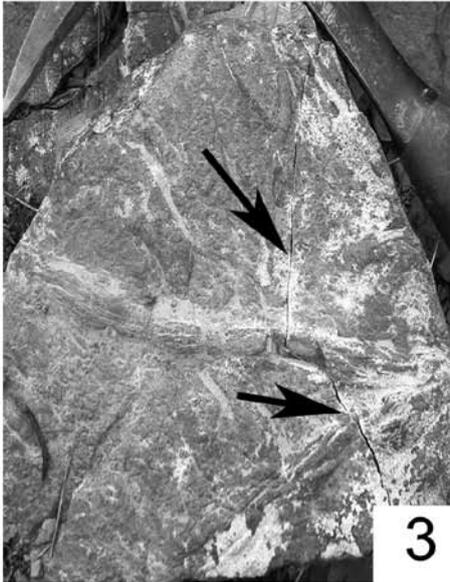
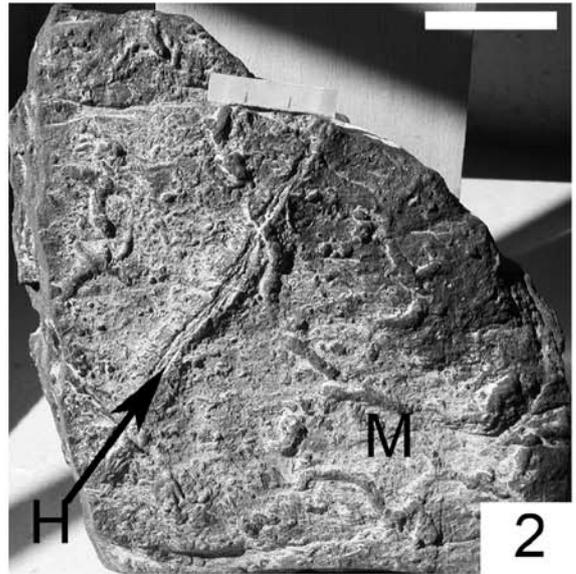
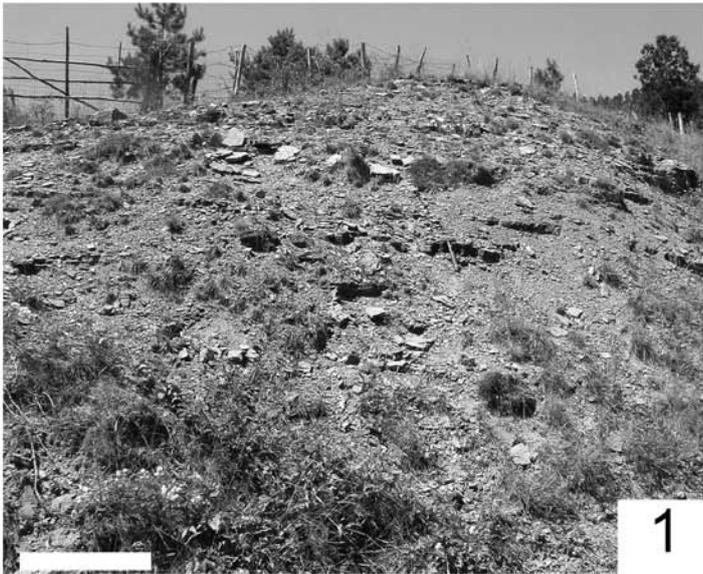
Nell'area di Frassineta affiora la porzione inferiore-intermedia con *slumps* del membro pelitico-arenaceo della Cervarola. Nelle torbiditi sottili si verifica un forte incremento della componente marnosa, normalmente presente in quantità inferiori nel membro pelitico-arenaceo.

La forte instabilità dei versanti è amplificata, in questo settore del retrocatena, dalla bassa competenza delle rocce affioranti (come testimonia i numerosi corpi di frana adagiati ai piedi dei versanti intorno a Frassineta).

Nell'affioramento (Tav. 13, fig. 1) si alternano, regolarmente, arenarie fini ricche di muscovite, ossidi e dendriti di manganese e peliti marnose grigio-chiare e giallastre (rispettivamente nella parte bassa ed al tetto della sezione). Le torbiditi sono organizzate in facies F9b e, secondariamente F9a, con un solo caso di sequenza completa di Bouma (F8+F9a, di cui la sequenza tipo è Tb-e). Alla base dei livelli arenacei dominano le strutture biogeniche, mentre si annoverano tra le sedimentarie solo tasche di

Tavola 13

1. Affioramento di Frassineta: torbiditi sottili in giacitura normale (38/15), al tetto del piccolo *slump* basale. Scala grafica = 20 cm.
2. *Halopoa* cf. *imbricata* (H) e *Megagraption* cf. *submontanum* (M) (*hypichnia*). Scala grafica = 3 cm.
3. *Halopoa imbricata* (*hypichnia*). Le frecce indicano le fratture longitudinali dovute alla tecnica di *burrowing*. Il riferimento di scala è il manico del martello in alto a destra.
4. *Phycosiphon incertum* (*epichnia*). Scala grafica = 5 cm.
5. Biostruttura o fisicostruttura? E' probabile che si tratti di *Phycosiphon hamata* (*epichnia*). Scala grafica = 5 cm.
6. Porzione di *Zoophycos* (*endichnia*) preservato nelle marne di un affioramento vicino a quello in esame.
7. *Laevicyclus mongraensis* (*hypichnia*), indicato dalla freccia assieme ad una traccia fossile tubolare di dubbia attribuzione (?*Spongiomorpha* o *Ophiomorpha*). Scala grafica = 3 cm.



carico delicate. L'ichnodensità e l'ichnodiversità sono eclatanti non solo in quest'affioramento, ma perfino in quelli prossimi. L'alto grado di bioturbazione potrebbe essere collegato alla buona ossigenazione del substrato ed al forte apporto di nutrienti, condizioni ideali per la proliferazione dei bioturbanti.

Si osservano diverse ichnoassociazioni a grafogliptidi e miste. Queste ultime comprendono *Halopoa* (ichnogenere rinvenuto con *Paleodictyon* ed assieme a *Megagraption*, Tav. 13, fig. 2).

Halopoa imbricata, nella fattispecie, è una traccia talmente diffusa nella Cervarola che, al pari di *Helminthopsis tenuis*, *Spirorhappe involuta*, *Paleodictyon minimum* e *Megagraption submontanum*, può costituire una ichnoassociazione caratteristica di questa Formazione. *Halopoa* è preservata, sempre alla base di arenarie poco cementate, anche in altre sezioni del Casentino (Casalino, Moggiona-Valle del Sova e Poggio Prato Pagliaio) e pure molto più a sud dell'area di studio (ad esempio, nei monti di Cortona). I caratteri salienti di questa traccia sono lo sviluppo orizzontale e le fratture longitudinali di forma irregolare (Tav. 13, fig. 3), ordinate parallelamente tra di loro o disposte a *chevron* sulla parete esterna del tunnel principale (cfr. Uchman, 1998, pag. 115, fig. 9).

Negli strati in cui si osserva la forma *Halopoa* preservata come *hypichnia*, sono presenti in posizione epichnia i generi *Nereites* e *Phycosiphon* (Tav. 13, fig. 4). Quest'ultimo ichnogenere è anch'esso caratteristico della Cervarola ed è diffuso in molti affioramenti fuori dall'area in oggetto, specie nelle colline intorno ad Arezzo (Pieve San Giovanni, *Phycosiphon incertum* ed Alpe di Poti, *Phycosiphon hamata*); in Pratomagno, invece, sono state descritte stringhe assimilabili a *Phycosiphon incertum*. Quest'ultima è un'ichnospecie di piccole dimensioni, formata da numerosi lobi stretti, a forma di U e con strutture di avanzamento, all'interno, di dimensioni millimetriche o centimetriche (poco evidenti nei campioni di Frassineta, Tav. 13, fig. 4). I vari rami si dipartono, in genere, da un asse centrale della stessa larghezza. I lobi, per quanto legger-

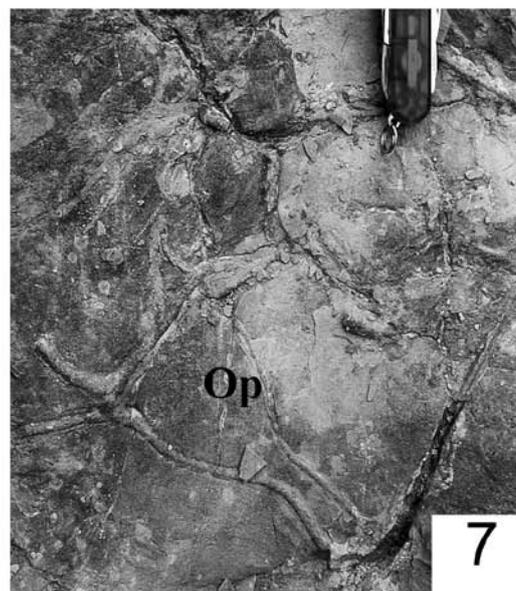
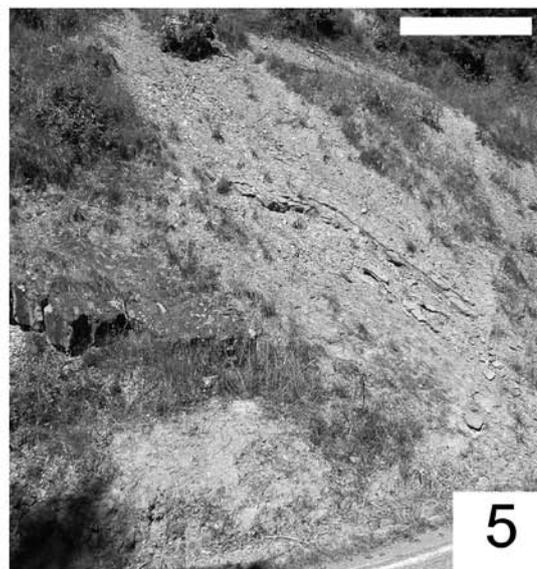
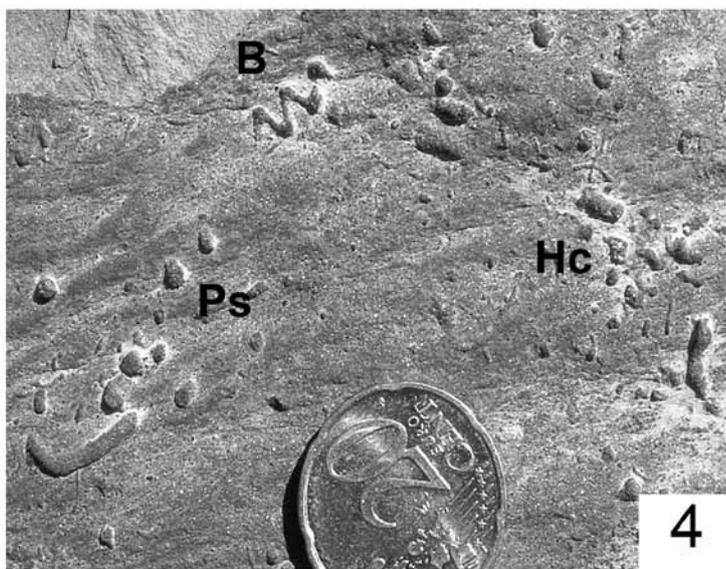
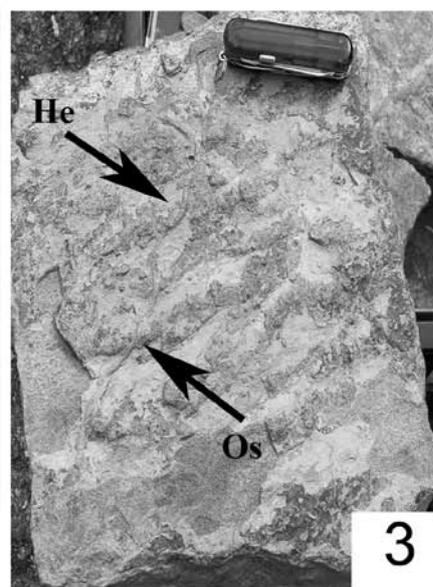
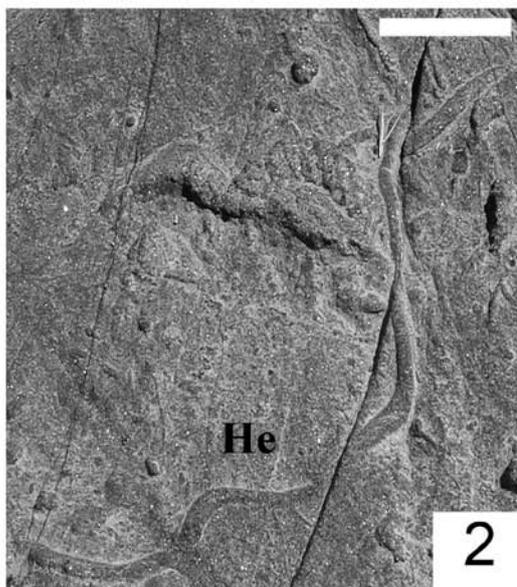
mente sporgenti, sono, di norma, paralleli al piano di strato (cfr. Uchman, 1998, pag. 150, fig. 52). *Phycosiphon hamata* (Tav. 13, fig. 5), di dimensioni maggiori di quelle dell'ichnospecie precedente, è formata da lobi simmetrici, ampi e con strutture di avanzamento ben sviluppate (cfr. Uchman, 1998, pag. 150, fig. 54).

Phycosiphon fa parte dello stesso gruppo di *Zoophycos*, presente anch'esso nei dintorni della sezione in esame (Tav. 13, fig. 6); a differenza di *Zoophycos*, però, *Phycosiphon*, oltre ad avere dimensioni e caratteristiche assai differenti, si sviluppa su un solo livello (Uchman, 1998).

In aggiunta ad *Halopoa* e *Phycosiphon*, nella sezione sono abbinate ai grafogliptidi anche altre tracce: è il caso di *Gordia*, *Helminthopsis* e *Laevicyclus mongraensis* (Tav. 13, fig. 7), rinvenuta nel medesimo strato di *Spirorhappe*, purtroppo mal preservato (Tav. 14, fig. 1). *Laevicyclus* (cfr. Uchman, 1995, Pl. 2, fig. 6) è una traccia davvero minuta, forse lasciata da anellidi in cerca di cibo su fondali tranquilli. Vi si individuano un anello concavo ed un canale verticale al centro. Alcuni autori, sebbene la forma non sia propriamente "a cratere", ritengono che *Laevicyclus* sia, in realtà, una struttura fisica

Tavola 14

1. Particolare di un esemplare di *Spirorhappe* cf. *involuta* (*hypichnia*), parzialmente preservato nella sezione di Frassineta. Scala grafica = 3 cm.
2. *Helminthopsis tenuis* (He, *hypichnia*). Scala grafica = 3 cm.
3. *Helminthopsis* (*hypichnia*) che taglia (nei punti indicati dalle frecce, He) una pista meandrante di maggiori dimensioni (*Oscillorhappe* ?), mal preservata (Os).
4. Ichnoassociazione *Belorhappe zickzack* (B)–*Helicolithus* isp. (Hc) (*hypichnia*). Nel campione sono presenti anche tracce a forma di pustula (*plug-shaped*: Ps, forse riferibili a *Parahaentzschelinia*).
5. Affioramento di La Motta (Strada Frassineta-Val della Meta). Scala grafica = 2 m.
6. Traccia lunga di *Ophiomorpha annulata* (*epichnia*). Il riferimento è parte del coltello sulla sinistra.
7. Incroci e sovrapposizioni tra piste ramificate di *Ophiomorpha* (Op, *epichnia*).



derivata dall'espulsione di gas dal sedimento (quest'ipotesi, tuttavia, ha poco riscontro e si pensa che sia invece una biostruttura, Uchman, 1995a).

Il grafogliptide con cui *Laevicyclus* si associa, ossia *Spirorhappe* cf. *involuta*, è contraddistinto da spirali sviluppate in due direzioni: l'una verso l'interno (culminante in un anello centrale piano), l'altra verso l'esterno (contenuta e sviluppata all'interno dell'altra) (cfr. Uchman, 1998, pag. 182, fig. 88).

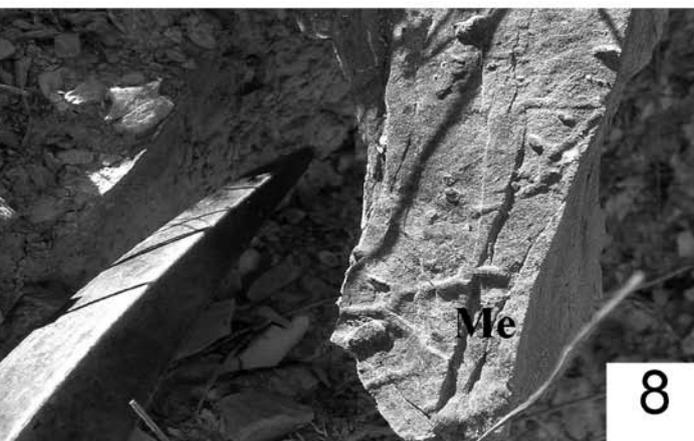
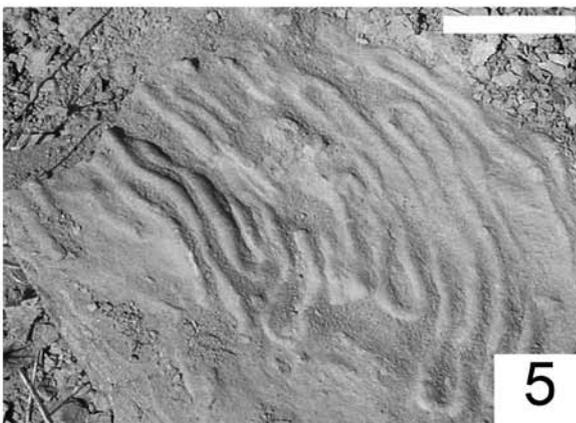
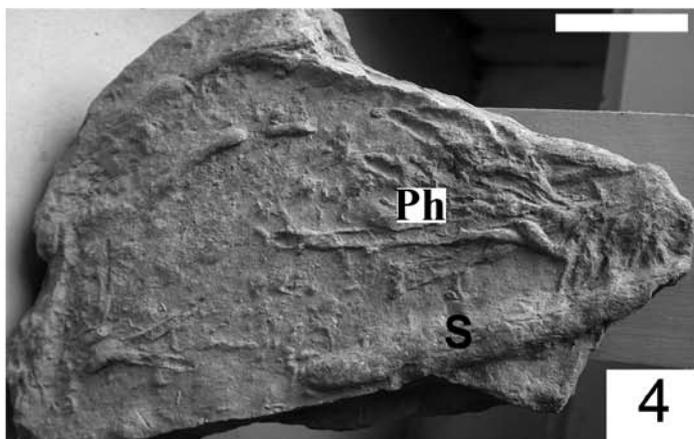
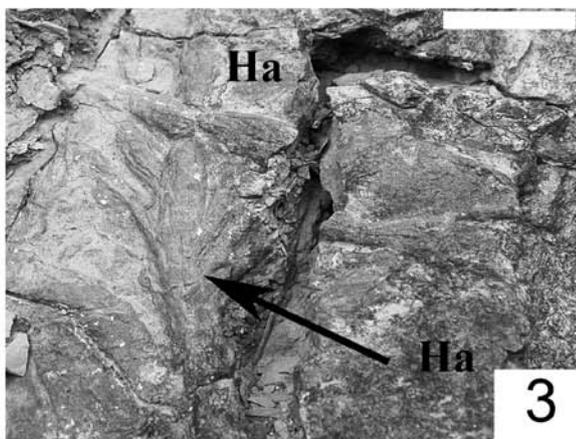
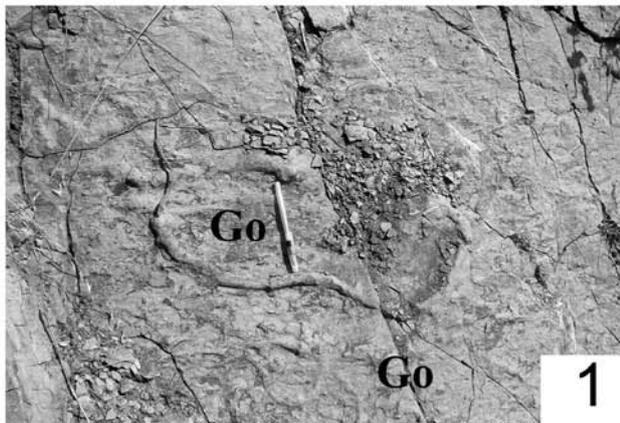
Tra gli ichnogenieri che formano le rimanenti ichnoassociazioni miste (*Gordia-Lorenzina* ed *Helminthopsis-Paleodictyon*), solo *Helminthopsis* non è stato recuperato nelle sezioni descritte finora. Si tratta di un ichnogenere che ha l'aspetto di tubo cilindrico sinuoso, allungato e non ramificato (Uchman, 1998); secondo Książkiewicz (1977), i caratteri distintivi di questa traccia sono il diametro inferiore a 1,5 mm e l'assenza di tratti dritti e di strutture interne. L'ichnospecie recuperata a Frassineta è *Helminthopsis tenuis* (Tav. 14, fig. 2; cfr. Uchman, 1998, pag. 177, fig. 83), forma debolmente sinuosa e filiforme (spessore = 1 mm) che, molto spesso, tende a sovrapporsi a tracce precedenti. Se ne può osservare un esempio - proveniente dai dintorni della sezione - in un campione in cui *Helminthopsis* taglia una pista meandrante, mal preservata, di maggiori dimensioni (*Osciliorhappe?*; Tav. 14, fig. 3).

Le ichnoassociazioni formate esclusivamente da grafogliptidi prevalgono sulle miste (finora studiate). Alcune sono state già osservate e descritte in altre sezioni: *Cosmorhappe-Paleodictyon* a Poggio La Cesta, *Megagraption-Paleodictyon* a Il Giogo e *Desmograpton-Cosmorhappe* a Rifiglio. Per quanto concerne l'altra ichnoassociazione (*Belorhappe-Helicolithus*, Tav. 14, fig. 4) vi si annovera un nuovo grafogliptide (*Helicolithus*), contraddistinto da un meandro di prim'ordine, formato da piccole spirali elicoidali ravvicinate di second'ordine (a forma di "virgola") che trapassano più volte il sedimento (cfr. Uchman, 1998, pag. 174, fig. 79).

Sezione La Motta: tracce epichnia (membro pelitico-arenaceo): Lungo la Strada Frassineta-Val della Meta è esposta, nei tagli stradali, la porzione del membro basale della Cervarola, sovrastante a quella descritta nel paragrafo precedente. Negli affioramenti puntiformi dominano le alternanze regolari di torbiditi sottili (facies F8, F9a e F9b), cui si interpongono sporadici strati arenacei, spessi e grossolani (F6-F7). In uno dei tagli stradali, in prossimità di La Motta (Tav. 14, fig. 5), la giacitura favorevole degli strati (50/25, dritti) ha permesso di constatare la presenza, in posizione epichnia, di *Ophiomorpha* e stringhe (identica ichnoassociazione de Il Termine). Sebbene le facies siano differenti, nelle Arenarie di Monte Falterona (Il Termine) e nelle Arenarie di Monte Cervarola (La Motta), le torbiditi sottili colonizzate al tetto da *Ophiomorpha* hanno strutture sedimentarie e composizione analoghe (in particolare, è abbondante la muscovite). *Ophiomorpha* tende ad immer-

Tavola 15

1. Affioramento di Moggiona in cui in corrispondenza di una patina fangosa varicolore di uno strato rovescio vi sono numerosi esemplari di tracce fossili tubulari arrotolate di piccolo diametro (*Gordia marina* Go, in corrispondenza della penna e sotto).
2. Torbiditi sottili di facies marginale (*overbank?*) con abbondanti esemplari di *Halopoa*. Affioramento di Casalino (strati rovesci). Scala grafica = 30 cm.
3. Particolari di *Halopoa imbricata* (Ha, *hypichnia*) dell'affioramento della figura 2. Scala grafica = 3 cm.
4. *Phycodes bilix* (Ph) e *Spongeliomorpha* cf. *sublumbrioides* (S) (*hypichnia*) (campione proveniente da Moggiona). Scala grafica = 3 cm.
5. *Helminthorhappe* cf. *japonica* (*hypichnia*) in uno strato rovescio. Porzione sommitale del membro pelitico-arenaceo nella Valle del Sova (Pratale). Scala grafica = 5 cm.
6. *Paleodictyon majus* (*hypichnia*) in uno strato rovescio. Porzione sommitale del membro pelitico-arenaceo nella Valle del Sova (Moggiona). Scala grafica = 3 cm.
7. Esemplare incompleto di *Spirorhappe* cf. *involuta* (*hypichnia*). Porzione sommitale del membro pelitico-arenaceo nella Valle del Sova (Pratale).
8. *Megagraption* cf. *irregulare* (Me, *hypichnia*) uno strato rovescio. Porzione sommitale del membro pelitico-arenaceo nella Valle del Sova (Moggiona).



gersi all'interno dello strato e gli incroci-camere di rigiro sono sempre ben sviluppati. Le uniche difformità tra Ophiomorpha di La Motta (Tav. 14, figs. 6-7) e lo stesso ichnogenere rinvenuto a Il Termine (Tav. 7, figs. 7-9) sono un diametro più ridotto delle gallerie ed una minore ichnodensità.

Porzione sommitale del membro arenaceo-pelitico nelle aree di Casalino e di Moggiona-Valle del Sova: Nelle aree di Casalino e di Moggiona-Valle del Sova (versante casentino dell'Appennino Tosco-Romagnolo), la Cervarola è esposta prevalentemente in giacitura rovescia; gli strati fanno parte del fianco di due anticlinali coricate, associate ad altrettante faglie inverse, tra loro pressoché parallele, allungate in direzione appenninica. Il ribaltamento dei terreni ha interessato anche la soprastante Formazione di Vicchio. Nella zona di Moggiona-Valle del Sova il maggior numero di affioramenti è associato al fianco inverso della megastruttura interna (di cui l'altro fianco è mancante). A Casalino, invece, la Cervarola affiora in giacitura rovescia solo in prossimità della terminazione periclinale nord-occidentale dell'anticlinale esterna, di dimensioni inferiori rispetto a quelle della megastruttura interna.

La porzione in esame della Formazione (tetto del membro pelitico-arenaceo, senza contouriti), è caratterizzata, in prevalenza, da depositi di lobo esterno; le successioni regolari di torbiditi sottili (organizzate in facies F8, F9a e F9b) sono intervallate da pochi strati arenacei metrici (in prevalenza F6-F7) che, in prossimità del passaggio col membro marnoso-arenaceo, diminuiscono in numero ed in spessore. Le torbiditi sottili (marroni-giallastre) sono ricche di quarzo, muscovite, frammenti litici e resti vegetali. Nelle peliti sono visibili numerosi orizzonti fangosi sottili, arancio-violacei, tipici di questa porzione della Cervarola (Tav. 15, fig. 1).

Nelle torbiditi sottili di Moggiona-Valle del Sova e di Casalino abbondano i grafogliptidi, *Helminthopsis* e *Halopoa*. Quest'ultima forma, tipica degli affioramenti di Casalino, alla base di arenarie poco cementate (Tav. 15, figs. 2-3),

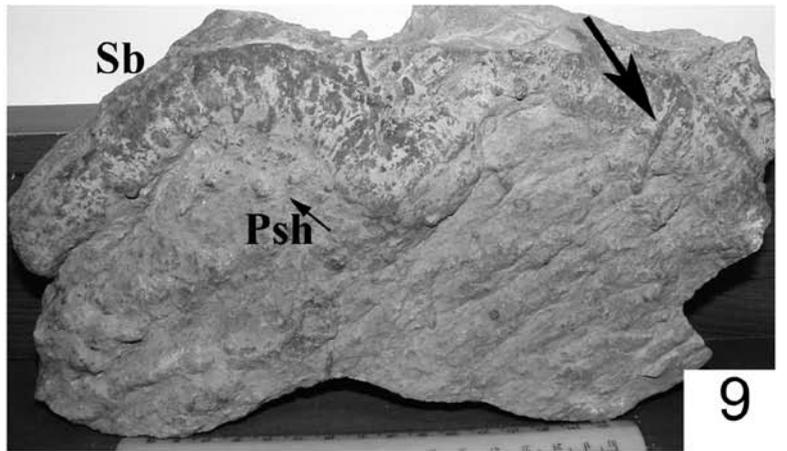
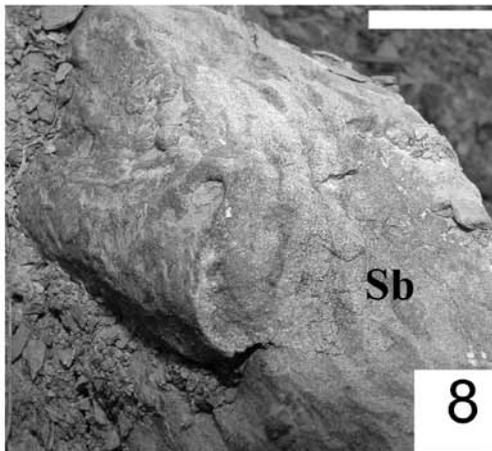
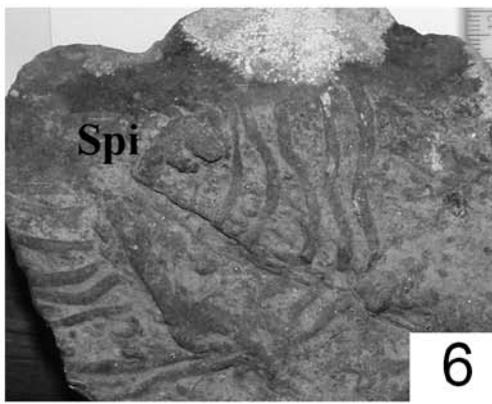
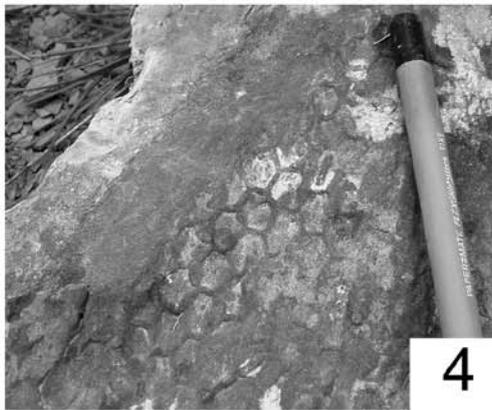
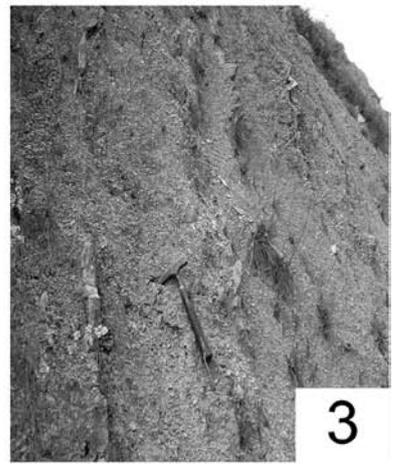
esibisce gli stessi caratteri distintivi delle altre *Halopoa* rinvenute nella sezione Frassineta, ad esempio le fratture longitudinali dovute a micro-faglie prodotte nel sedimento durante le fasi di spinta trasversale (vedi gli Asterosomidi, Seilacher, 2007). Nei campioni provenienti da Moggiona, invece, manca frequentemente la porzione superiore del *burrow* a causa di un grosso solco longitudinale; questo carattere, insieme alla zigrinatura dei bordi, conferisce ad *Halopoa* un aspetto a "buccia di baccello" che è stato descritto come *Fucusopsis preservation* (Seilacher, 2007). Questo tipo di aspetto è consueto nei substrati semi-consolidati in cui l'organismo, spostandosi ed allargandosi lateralmente in modo radiale secondo una precisa tecnica di burrowing, deformava con microfratture il sedimento fine e parzialmente consolidato (*stiff* o *firm*).

Nel campione in analisi, *Halopoa* è associata a *Spongeliomorpha*, traccia molto simile a *Ophiomorpha* (fanno parte del medesimo gruppo). Caratterizzata da tunnel lunghi, spessi da 1.2 a 2 cm, le si sovrappongono, esternamente sulla parete, numerose strie sottili ed allungate (cfr. Uchman, 1998, pag. 129, fig. 29).

Le rimanenti tracce, recuperate nella porzione sommitale del membro pelitico-arenaceo della Cervarola, appartengono, soprattutto,

Tavola 16

1. Affioramento di Poggio Prato Pagliaio (strati pelitici rovesci).
2. Incluso vulcanoderivato nelle peliti marnose.
3. Porzione sommitale dell'affioramento di Poggio Prato Pagliaio: torbiditi sottili in giacitura rovescia.
4. *Paleodictyon majus* (*hypichnia*).
5. *Helminthopsis tenuis* (He, *hypichnia*). Il riferimento è il righello a sinistra.
6. *Spirorhappe* cf. *involuta* (Spi, *hypichnia*). Il riferimento è il righello in alto a destra.
7. Alta densità di *Halopoa imbricata* (Ha, *hypichnia*).
8. Particolare del riempimento irregolare di un tunnel di *Spirophycus* cf. *bicornis* (Sb, *hypichnia*); notare la parete esterna composta da numerose stringhe irregolari.
9. *Spirophycus* cf. *bicornis* (*hypichnia*) a cui sono sovrapposte piste di dimensioni minori (freccia grande) e numerose strutture tipo *plug-shaped* (Psh, ?*Bergaueria*).



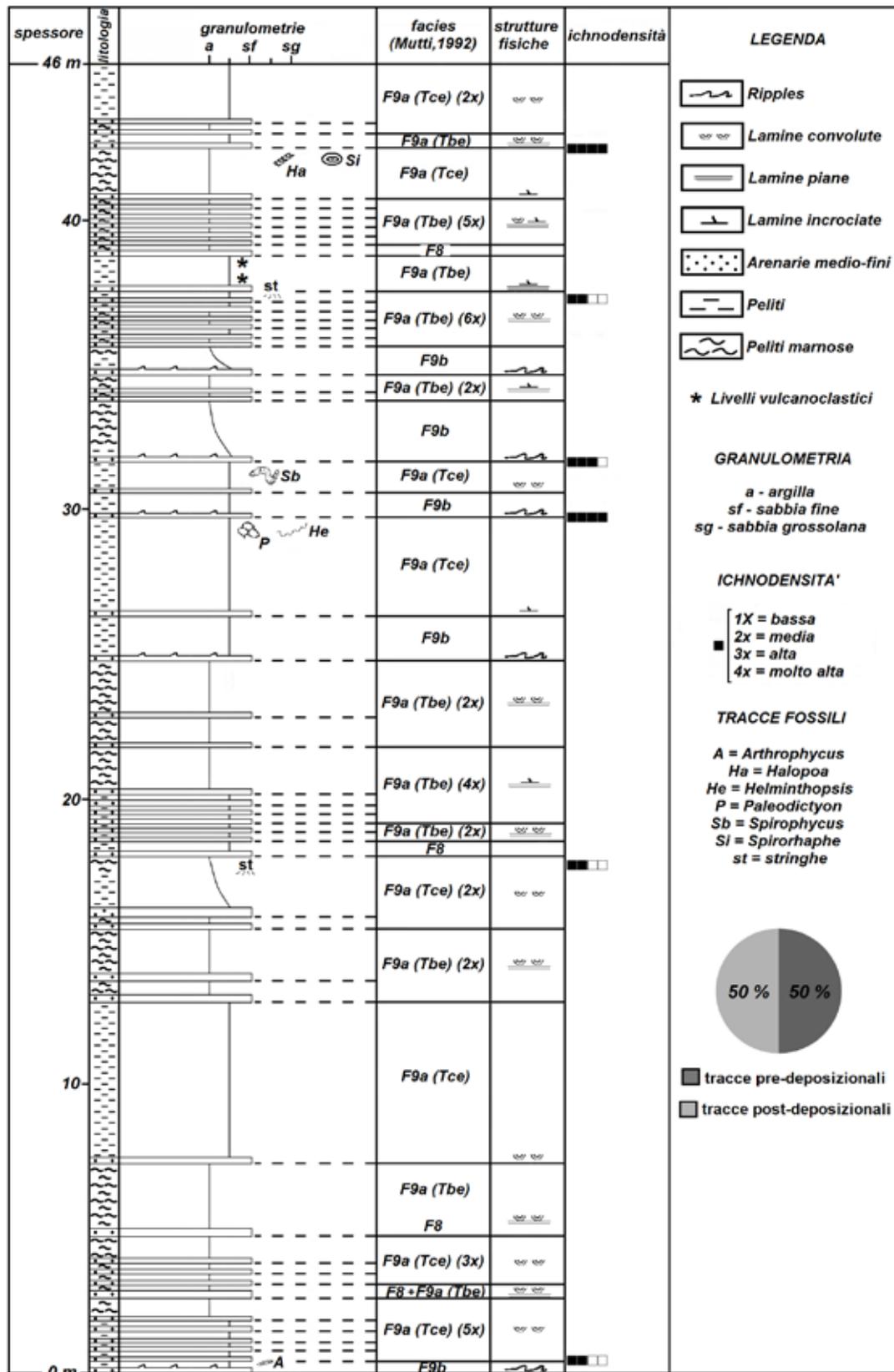


Fig. 16: Log ichnologico-stratigrafico, sezione Poggio Prato Pagliaio. Notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

al gruppo dei grafogliptidi. Alcune tra queste sono preservate in campioni sparsi provenienti da Moggiona e da Pratale (*Desmograption* ed *Helminthorhapse*, Tav. 15, fig. 5), mentre i grafogliptidi *Paleodictyon* (Tav. 15, fig. 6), *Spirorhapse* (Tav. 15, fig. 7) e *Megagraption* (Tav. 15, fig. 8) sono stati scoperti negli stessi affioramenti dove è stato rinvenuto in grande abbondanza *Halopoa* (ichnodensità fino a 20 tracce/dm²). E' stata rinvenuta anche una tipica associazione di tracce tubolari disposte a ventaglio, in parte erose superficialmente assumendo un tipico aspetto concavo (a grondaia), riferibili all'ichnotaxon *Phycodes bilix* (Ph, Tav. 15, fig. 4), associato a *Spongiomorpha* (S, Tav. 15, fig. 4).

Tra gli ichnogeneri appena elencati, solo *Helminthorhapse* non è stato rinvenuto in sezioni già descritte in precedenza, forse perché è una traccia molto rara nei flysch oligo-miocenici analizzati. Si tratta di una *hypichnia* caratterizzata da stringhe di diametro esiguo che formano meandri di prim'ordine molto ampi e stretti; gli ultimi due caratteri sono molto pronunciati in *Helminthorhapse japonica*, ichnospecie che si può far coincidere con quella traccia trovata a Pratale (cfr. Uchman, 1998, pag. 175, fig. 81).

Sezione Poggio Prato Pagliaio (membro marnoso-arenaceo): La sezione è posta lungo la strada che da Lonnano (Comune di Pratovecchio) porta all'Eremo di Camaldoli, nel lato orientale di Poggio Prato Pagliaio (versante casentino dell'Appennino Tosco-Romagnolo). L'affioramento (taglio stradale sulla sinistra, se si proviene da Lonnano) è facilmente riconoscibile per la presenza di un ampio spiazzo, frangeggiato da una Croce di ferro.

La sezione è rappresentativa della porzione intermedia del membro marnoso-arenaceo della Cervarola. Il passaggio dalla sotto-unità inferiore, lento e graduale, è esposto poco a sud di Poggio Prato Pagliaio.

Gli strati affiorano in giacitura rovescia (215/55) sul fianco inverso di un'anticlinale. L'età dei terreni è compresa tra Aquitaniano medio e superiore: le datazioni di riferimento

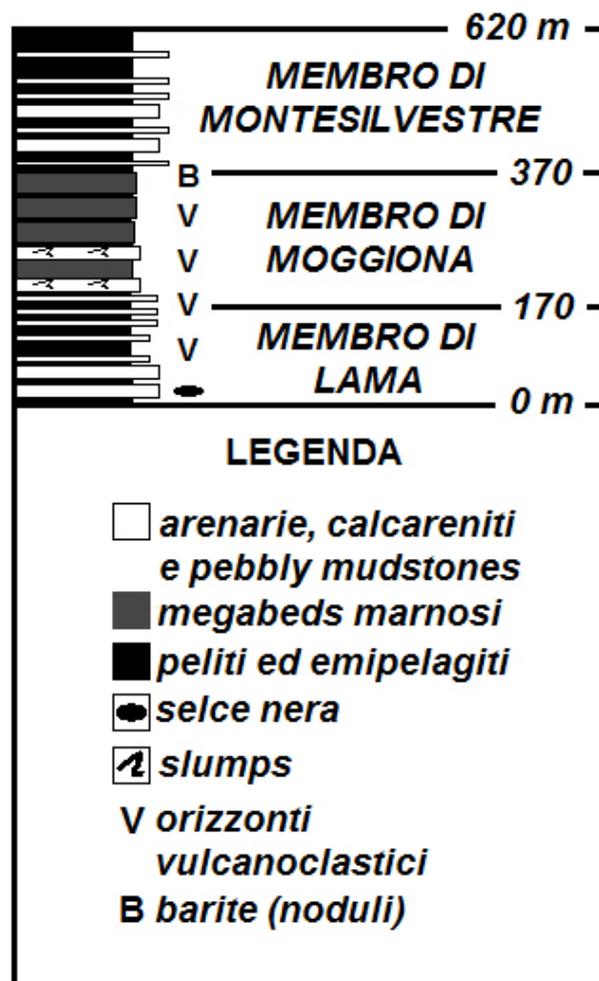


Fig. 17: Formazione di Vicchio: sezione-tipo (Moggiona-Valle del Sova).

sono state stabilite da alcuni autori (Nini, 1996; Bucefalo Palliani et al., 1997) proprio in quest'affioramento, adottato come sezione-tipo del Membro di Lonnano delle Arenarie di Monte Falterona (FAL 4).

I 46 m della successione in esame (Tav. 16, fig. 1) sono contraddistinti da alternanze regolari di torbiditi sottili, organizzate in facies F8, F9a e F9b. Le sequenze di Bouma incomplete (F9a Tb-e e Tc-e) prevalgono nettamente sulle complete; le F9b sono sporadiche, come, in generale, in tutto il membro marnoso-arenaceo della Cervarola. Rispetto al membro sottostante, nel marnoso-arenaceo di Poggio Prato Pagliaio muta la composizione e cambia anche il colore delle peliti (prevalentemente marnose e di colore grigio chiaro-biancastro) nelle quali, al tetto

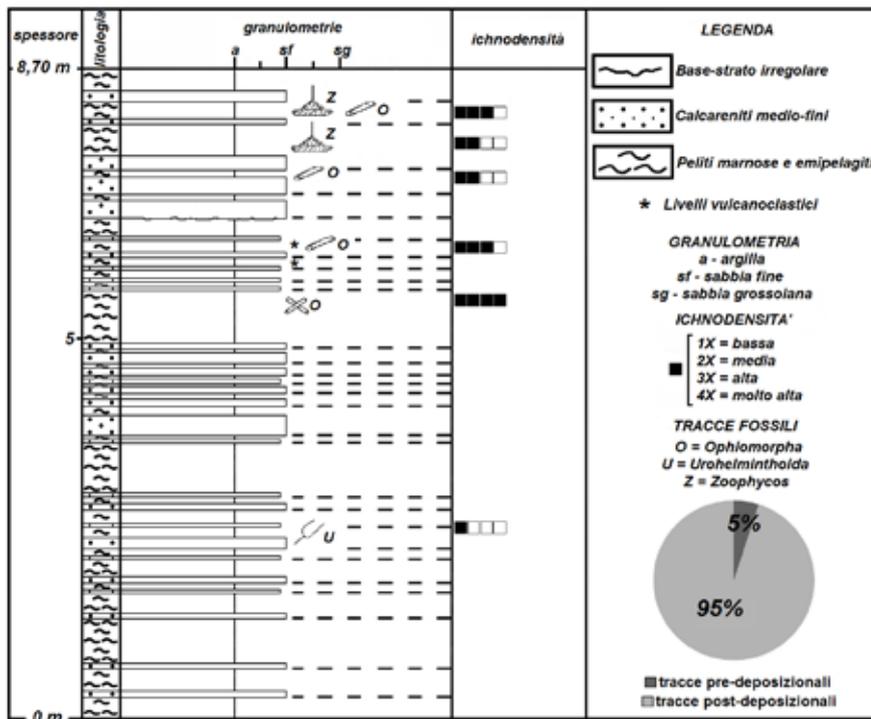


Fig. 18: Log ichnologico-stratigrafico: tetto del Membro di Lama (affioramento in località Moggiona). Notare i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

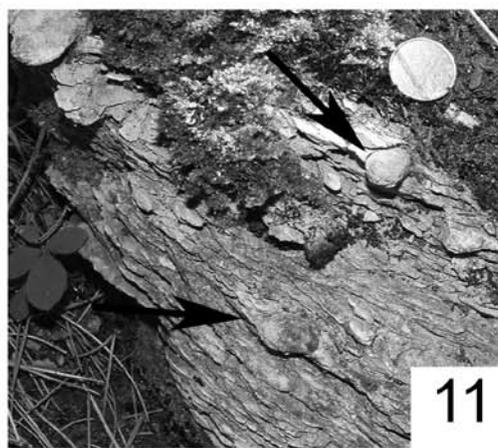
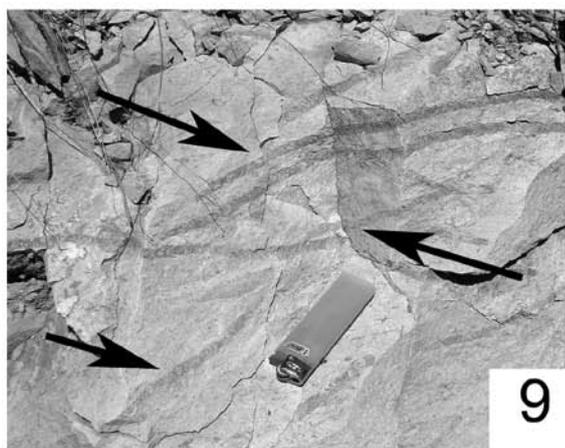
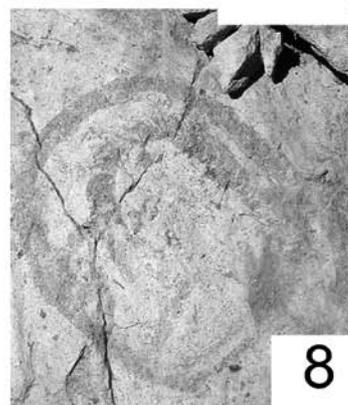
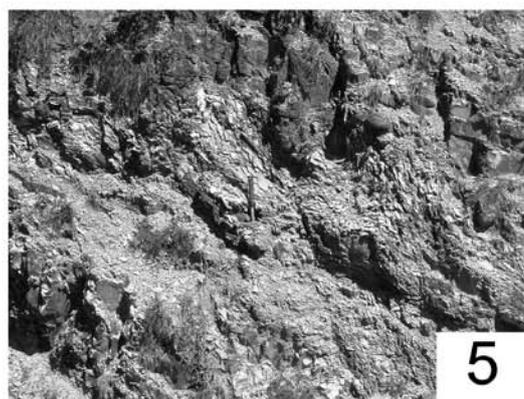
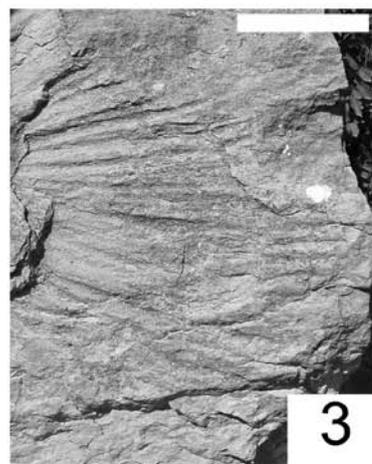
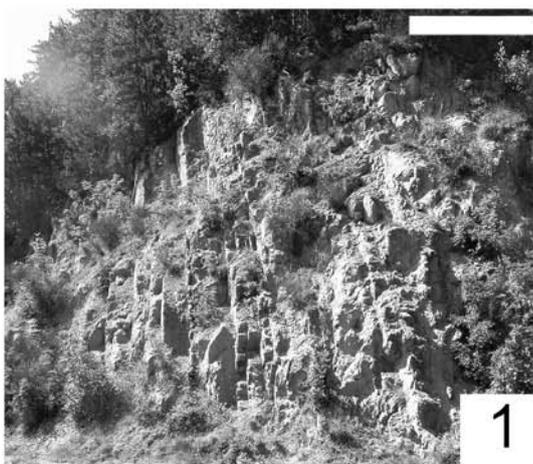
dell'affioramento, è intercalato pure un orizzonte vulcanoderivato discontinuo, arancio-giallastro (Tav. 16, fig. 2).

Nelle torbiditi sottili della porzione superiore dell'affioramento (Tav. 16, fig. 3) si osservano due ichnoassociazioni miste: *Paleodictyon-Helminthopsis* (Tav. 16, figs. 4-5) e *Spirorhaphes-Halopoa* (Tav. 16, figs. 6-7). La loro presenza, già notata nella Cervarola di Frassineta e dei dintorni di Moggiona, dimostra, ancora una volta, come possano considerarsi entrambe tipiche della Formazione.

Tra le tracce rimanenti, rinvenute nelle torbiditi sottili dell'affioramento, la più indicativa è una *hypichnia* simile a *Ophiomorpha*, catalogabile come *Spirophycus*. Infatti, come evidenziato nella Tav. 16, fig. 8, si evince che il *burrow* è riempito dallo stesso sedimento ossidato di cui è costituito lo strato: si tratta, quindi, di una traccia pre-deposizionale (mentre *Ophiomorpha* è post-deposizionale). Il diametro della galleria sinuosa di *Spirophycus* è ragguardevole (2.5 cm); sulla traccia, inoltre, si sovrappongono delle stringhe minute (Tav. 16, fig. 9), lasciate (forse) da organismi che hanno rielaborato, in tempi successivi, la galleria principale per tro-

Tavola 17

1. Porzione arenaceo-marnosa al tetto del Membro di Lama (Moggiona). Scala grafica = 2 m.
2. Particolare di un tunnel di *Ophiomorpha* (*endichnia*). Tetto del Membro di Lama (Moggiona).
3. *Zoophycos* (*endichnia*). Tetto del Membro di Lama (Moggiona). Scala grafica = 10 cm.
4. *Megabed* fangoso con base netta. Membro di Moggiona (dintorni del paese omonimo).
5. Particolare di un piccolo *slump* in cui sono compresi livelli vulcanoderivati (vicino al martello al centro). Membro di Moggiona (dintorni del paese omonimo).
6. Marne grigio-azzurre per lo più massive in un affioramento-tipo del Membro di Moggiona. Scala grafica = 2 m.
7. Apice superiore e lamelle primarie di uno *Zoophycos* (*epichnia*). Membro di Moggiona (dintorni del paese omonimo). Il riferimento è la punta del martello.
8. Sezione longitudinale di uno strato, in cui si osservano la spira continua e lo sviluppo concentrico del canale marginale di *Zoophycos* (*endichnia*). Scala grafica = 10 cm.
9. *Zoophycos* in sezione perpendicolare allo strato: tubi marginali (freccie) con strutture di avanzamento (menischi). Membro di Moggiona (dintorni del paese omonimo).
10. Lobo di *Zoophycos* con strutture di avanzamento. Membro di Moggiona (dintorni del paese omonimo).
11. Tubuli di *Ophiomorpha* cf. *rudis* (freccie) sporgenti dalle nelle peliti alla base del Membro di Montesilvestre (dintorni di Moggiona).



vare riparo o, più plausibilmente, per la ricerca di nutrienti (commensalismo).

La presenza di tracce fossili di Poggio Prato Pagliaio e, soprattutto, l'organizzazione delle torbiditi sottili, indicano come la deposizione abbia avuto luogo in un ambiente stabile e poco energetico, in cui arrivavano torbide diluite, non in grado di erodere in profondità il substrato. Quest'ultima conclusione è confermata anche dall'assenza di strutture fisiche di fondo e di casi di deformazione/fluitazione delle tracce.

L'ichnodensità, tuttavia, non è elevata come ci si aspetterebbe in associazioni di facies di questo tipo, ideali per i grafogliptidi: il valore di questo parametro è particolarmente basso in prossimità dell'orizzonte vulcanoderivato (la cui messa in posto è, probabilmente, stata accompagnata da una momentanea riduzione della quantità di ossigeno nell'ambiente di sedimentazione).

d) Formazione di Vicchio

La Formazione di Vicchio affiora estesamente al tetto delle Arenarie di Monte Cervarola in due zone distinte del transetto (vedi Fig. 1): Moggiona–Valle del Sova (tra Camaldoli e Poppi, in alto Casentino) e Monte Fatucchio–Montesilvestre (a nord di Chiusi della Verna), pertanto verranno descritte di seguito separatamente.

L'area di riferimento per la descrizione della Formazione è quella di Moggiona–Valle del Sova, in cui è ben esposto il passaggio fra i tre Membri che la compongono (Membri di Lama, Moggiona e Montesilvestre) e dove si nota pure la transizione con la sottostante Cervarola. In questa zona, il maggior grado di bioturbazione si registra al tetto del Membro basale (Lama) e nel Membro intermedio (Moggiona). Lo spessore complessivo della Formazione, nella Valle del Sova, è di 620 m (molto inferiore rispetto a quello della sezione di Monte Fatucchio–Montesilvestre di circa 1.850 m), luogo in cui il Membro sommitale occupa, da solo, 1.200 m della successione e presenta associazioni di facies ben differenti rispetto a quelle che lo contradd-

distinguono nella Valle del Sova. È per questo motivo che il Membro in esame sarà descritto, in dettaglio, anche nella sezione-tipo di Montesilvestre.

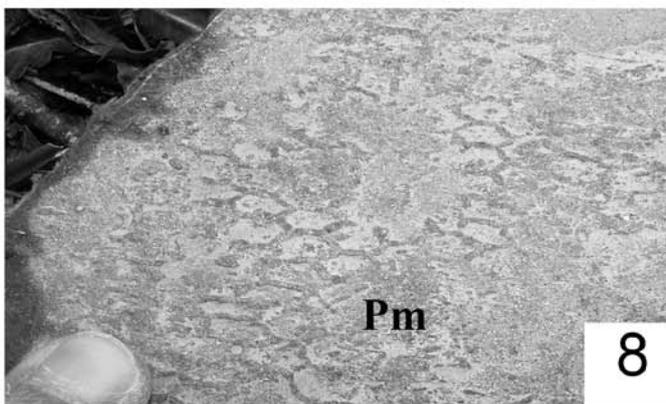
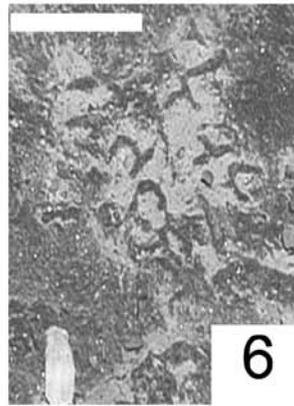
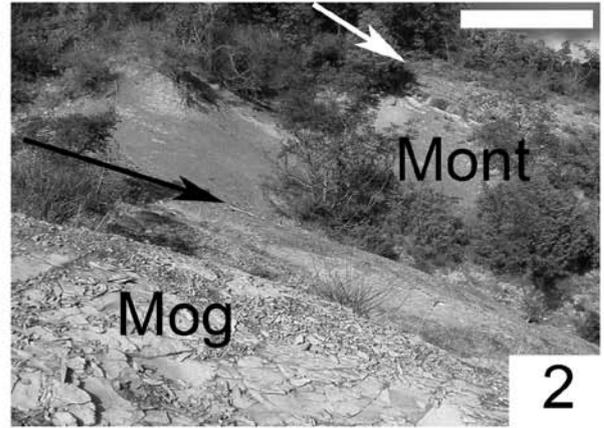
Formazione di Vicchio nell'area di Moggiona–Valle del Sova

La Formazione di Vicchio è stata descritta mettendo in atto la distinzione tra i tre Membri. Sebbene vi si annoverino fenomeni circoscritti di eteropia e riduzioni locali di potenza, per ognuno sono stati indicati degli spessori fissi.

Il passaggio tra le Arenarie di Monte Cervarola e la Formazione di Vicchio è difficile da delineare con certezza, viste l'assenza di caratteri completamente distintivi e la gradualità con cui avviene. Tuttavia se l'orizzonte a selce nera

Tavola 18

1. Balze argilloso-marnose nella parte bassa dell'affioramento di Montesilvestre. Scala grafica = 20 m.
2. Contatto tra Membro di Moggiona (Mog) e Membro di Montesilvestre (Mont). La freccia nera indica il limite stratigrafico, la freccia bianca lo strato-guida "Dante". Scala grafica = 3 m.
3. Panoramica delle debriti e torbiditi sottili di scarpata della porzione basale del Membro di Montesilvestre affiorante nella sezione-tipo.
4. *Megaslump* nella porzione basale del Membro di Montesilvestre. Scala grafica = 5 m.
5. Panoramica del tetto della sezione di Montesilvestre (torbiditi sottili marnoso-arenacee di piana di bacino). Scala grafica = 5 m.
6. Piccolo esemplare di *Megagraptus* (*hypichnia*) alla base della sezione (facies di scarpata). Scala grafica = 3 cm.
7. Grande esemplare di grafogliptide deformato (?*Megagraptus*, *hypichnia*) in un'arenaria fine (tetto della sezione, facies di piana di bacino). Scala grafica = 5 cm.
8. Esemplare di grafogliptide (*Paleodictyon majus*, Pm, *hypichnia*) alla base della sezione (facies di scarpata); notare il diverso grado di "stiramento" delle celle tra l'alto e il basso nella foto.
9. *Paleodictyon maximum* (*hypichnia*) in un'arenaria medio-fine (tetto della sezione, facies di piana di bacino) a stringhe robuste e parzialmente deformate, simili in forma e dimensioni a quelle di altri esemplari quali *Paleodictyon hexagonum* (cfr. Monaco, 2008).



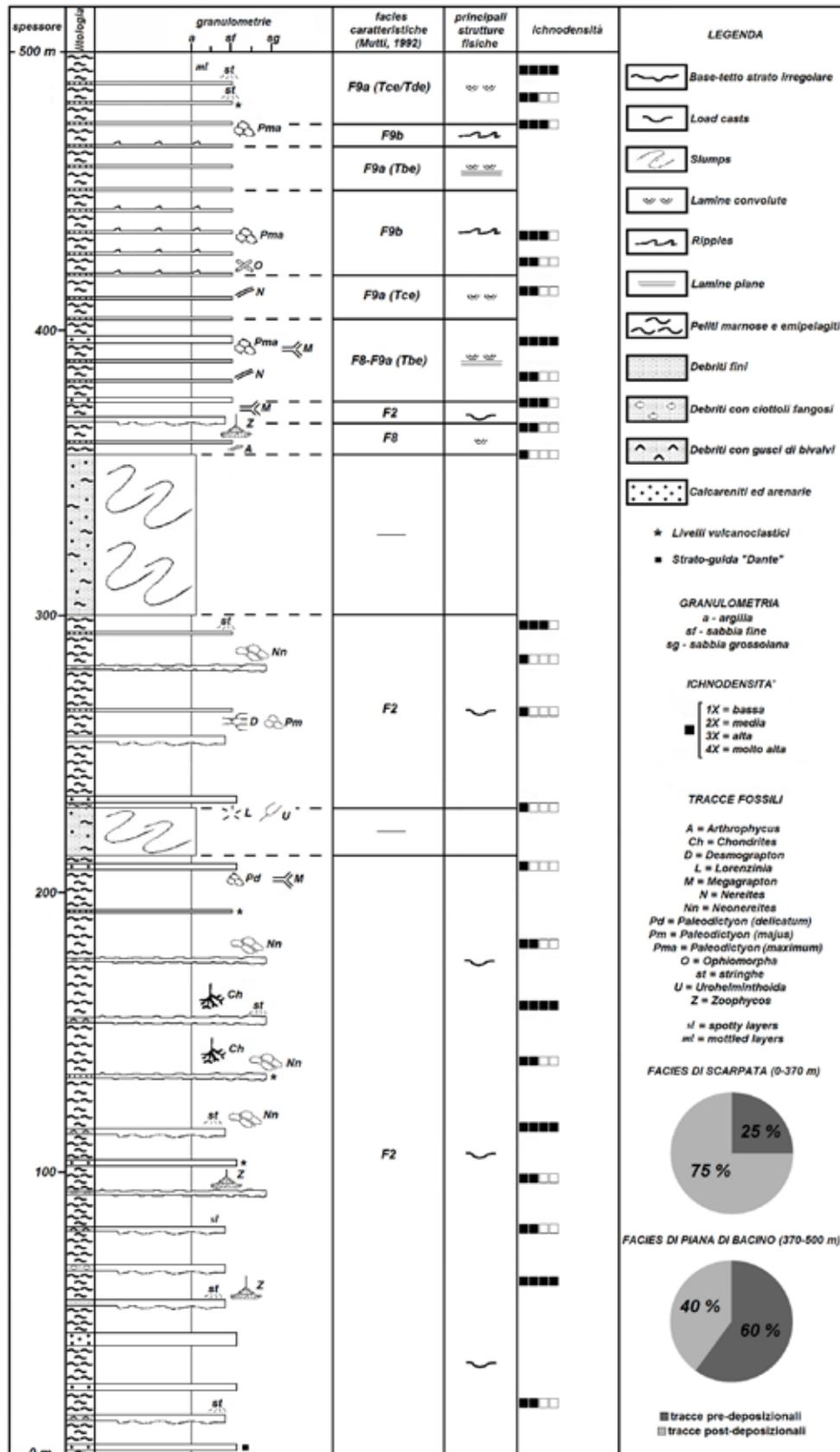


Fig. 19: Log sintetico della base del Membro di Montesilvestre (Formazione di Vicchio); notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità relativi agli ambienti di scarpata e piana di bacino.

è un buon indicatore della prossimità della transizione, lo è ancora di più la prima comparsa della glauconite fra i componenti principali delle rocce.

Membro di Lama: La base del Membro di Lama, molto eterogenea, è occupata sia da marne giallastre silicizzate, organizzate in strati amalgamati di spessore molto variabile (60–80 cm, senza strutture sedimentarie e tracce fossili), sia da calcari marnosi grigio-scuro di aspetto esterno “spugnoso” (spessi, in media, 20–30 cm); tra i granuli dei calcari e delle marne giallastre abunda la glauconite fine.

Da una base prevalentemente marnoso-calcareo, si passa gradualmente, verso il tetto del Membro, ad alternanze di torbiditi sottili marnoso-arenacee e calcareniti: aumenta la granulometria e cambia il colore delle rocce che, da grigio-scuro e giallastre, diventano grigio-cenero ed azzurrine. Lo spessore dei livelli marnosi può essere molto superiore rispetto a quello delle arenarie: la scarsa consistenza di peliti di questa natura, facilmente erodibili, ha favorito la formazione di balze (ad esempio a sud-ovest di Moggiona e nei pressi di Sasso alla Croce).

Dove prevalgono le alternanze arenaria-marina, sono diffuse anche le tracce fossili, ad esempio nell'affioramento-tipo del tetto del Membro di Lama, ad ovest di Moggiona (Tav. 17, fig. 1); in questa zona il contatto con il soprastante Membro di Moggiona è per faglia inversa: la prossimità di questa struttura si evince dalla giacitura subverticale degli strati (214/86 rovesci) e dalla presenza di numerose microfratture riempite da calcite.

Nell'affioramento in esame, gli strati (spessi 40–50 cm) sono composti da coppie calcarenite medio-fine/pelite marnosa, con rapporto A/P variabile da 1:2 a 1:3. Le calcareniti, grigio-azzurre e scarsamente cementate, sono composte da quarzo, muscovite, ossidi di ferro, glauconite finissima e granuli giallastro-arancioni che, verso il tetto della sezione, formano anche due orizzonti centimetrici a sé stanti (Fig. 18). In tutti gli strati arenacei mancano sia le strutture sedimentarie, sia le tracce pre-deposizionali, ad

eccezione di un solo campione di *Urohelminthoida*. La bioturbazione si concentra prevalentemente nelle marne grigie e grigio-marroni al tetto dell'affioramento. *Ophiomorpha* è l'ichnogenere più frequente: è preservato sia nelle marne (*endichnia*), sia in corrispondenza del contatto tra queste e le calcareniti. Non è da escludere che, come fa abitualmente, si sviluppasse su più livelli (*crossichnia*) e ne consegue, quindi, che il tracciatore (crostaceo) non si limitava a colonizzare le sole marne ma attraversava più orizzonti (Uchman, 1995b). Le gallerie, lisce e regolari all'esterno, sono di varie dimensioni (il diametro massimo è di 3 cm); il fango del riempimento è di colore leggermente più scuro rispetto a quello delle peliti marnose incassanti (Tav. 17, fig. 2). Solo nei punti d'incrocio-ramificazione si osservano ispessimenti anomali dei tunnel e rugosità sulle superfici in vista.

Negli ultimi strati della sezione (ultimi anche del Membro di Lama) sono preservati anche alcuni *Zoophycos* (Tav. 17, fig. 3). In tanti affioramenti dell'area, dove il contatto tra Membro di Lama e di Moggiona è stratigrafico, la prima comparsa di questa traccia fossile (diffusissima nel Membro di Moggiona) è un ottimo indicatore del limite tra le due sotto-unità.

Membro di Moggiona: Nella Valle del Sova, il Membro intermedio della Formazione di Vichio affiora più estesamente degli altri due ed è, per litologia, il più omogeneo. Solo alla base ed al tetto sono intercalate poche calcareniti con glauconite (grigio-azzurre e con granulometria medio-fine) che rivelano la lenta transizione con le sotto-unità attigue. Alla base del Membro di Moggiona, le calcareniti sono associate a torbiditi giallo-grigie con base netta, spesse 2-3 m ed esclusivamente fangose (depositi da *mudflow*; Tav. 17, fig. 4). In questa porzione sono presenti anche noduli e livelli vulcanoderivati, talvolta inclusi negli *slumps* (Tav. 17, fig. 5).

La rimanente porzione del Membro è dominata da marne grigio-azzurre, organizzate in strati amalgamati, privi di strutture sedimentarie fisiche (Tav. 17, fig. 6); è probabile che l'assenza di queste ultime sia legata all'elevato grado

di bioturbazione.

Tra le tracce fossili *Zoophycos*, diffusissimo nelle marne di scarpata, rappresenta l'ichnogenere più caratteristico nel Membro di Moggiona. La traccia era lasciata, presumibilmente, da vermi sipunculidi (Olivero & Gaillard, 2007), organismi che prediligevano substrati fangosi e a bassa velocità di sedimentazione, entrando molto in profondità nel sedimento; a ciò è legata la sovrapposizione di più canali marginali; inoltre nelle marne grigie si osserva un'elevata ichnodensità di questo ichnogenere (aspetti che si riscontrano anche nella sotto-unità in esame). I sipunculidi proliferavano tranquillamente pure in condizioni di scarsa ossigenazione, tanto che nel Membro di Moggiona (così come nel sottostante) i *burrows* attraversavano anche gli orizzonti vulcanoderivati. La forma più comune è *Zoophycos* di tipo A, traccia elicoidale le cui dimensioni (in genere varia da pochi decimetri finì ad un metro, con larghezza leggermente maggiore dell'altezza) tendevano a ridursi a causa della compattazione. La spira continua del canale marginale con le lamelle primarie, appare come un tubo semplice rettilineo di colore più scuro, con menischi allineati a concavità pronunciata (indicante il senso di progressione dell'attività del verme) che si piega progressivamente sul piano orizzontale e s'incurva fino a raggiungere l'apice superiore, in risposta alla crescente attività di esplorazione del verme nel fango dal basso verso l'alto, seguendo l'accumulo del sedimento emipelagico (Olivero & Gaillard, 2007). Mano mano che cresceva la curvatura, si formavano lamelle primarie e secondarie, orientate diversamente rispetto al tubo marginale.

L'esposizione favorevole di molti affioramenti ha reso agevole l'osservazione sia della porzione superiore degli *Zoophycos* (intorno all'apice superiore, Tav. 17, fig. 7), sia dell'interno della struttura. Lo sviluppo concentrico della spira tra i due apici si distingue, in sezione parallela allo strato, nei pacchi di marne parzialmente erosi (Tav. 17, fig. 8). Nelle sezioni di strato oblique e/o trasversali, invece, si notano sia i tubi marginali, lunghi anche alcuni metri

(Tav. 17, fig. 9), sia alcuni lobi interi (Tav. 17, fig. 10); in entrambi, comunque, si riconoscono le strutture di avanzamento lasciate dell'organismo.

Gli esemplari di *Zoophycos* scompaiono verso il tetto del Membro di Moggiona, in prossimità del passaggio stratigrafico col Membro soprastante (Montesilvestre); il limite coincide con un orizzonte ricco di noduli di barite.

Membro di Montesilvestre: La variazione litologica rispetto al Membro di Moggiona è abbastanza evidente nel terreno: il passaggio stratigrafico s'individua anche grazie al variare della vegetazione (da leccete a pinete); l'aumento di acidità del terreno è legato alla presenza di rocce silicoclastiche quali arenarie medio-fini quarzo-micacee-glaucolitiche e peliti marnose bioturbate (Tav. 17, fig. 11), organizzate in strati di spessore superiore al metro. Insieme ad arenarie e peliti, si rinvengono calcareniti fini e calcari grigio-verdastri (verde oliva al taglio fresco), organizzati in strati aventi terminazioni a *pinch-out*, spessi in media, 30 cm. Nella porzione centrale e sommitale del Membro dominano pacchi

Tavola 19

1. Tracce fossili nella sezione di Montesilvestre.

Desmograption cf. *dertonensis* (*hypichnia*).

2. *Lorenzina* cf. *pustulosa* (*hypichnia*).

3. Le frecce indicano un esemplare meandriforme di *Neonereites* (*epichnia*), preservato in una calcarenite fine (base della sezione).

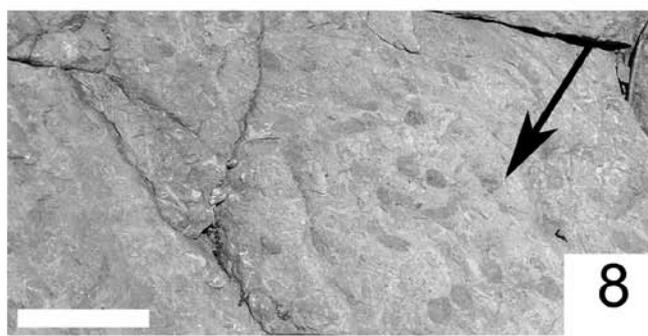
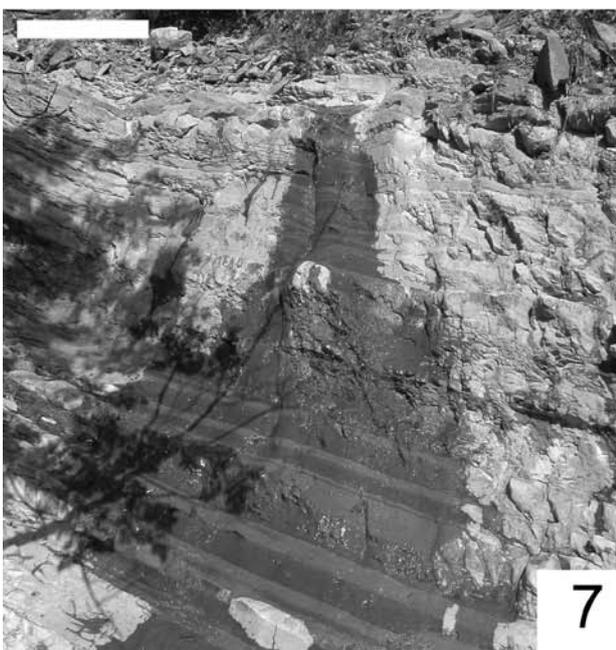
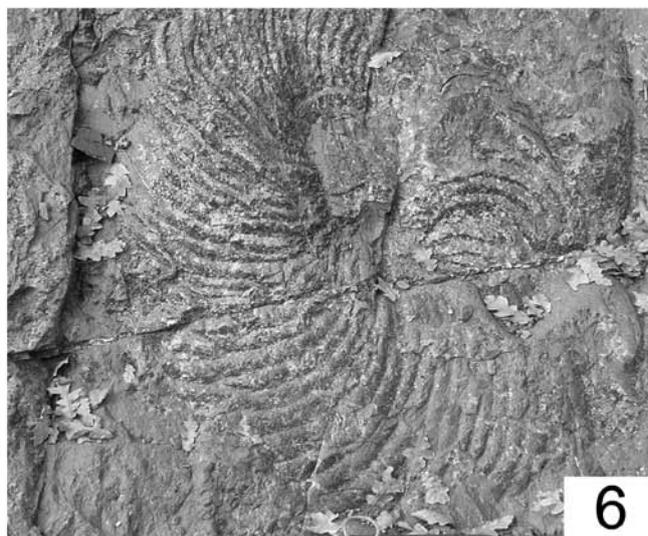
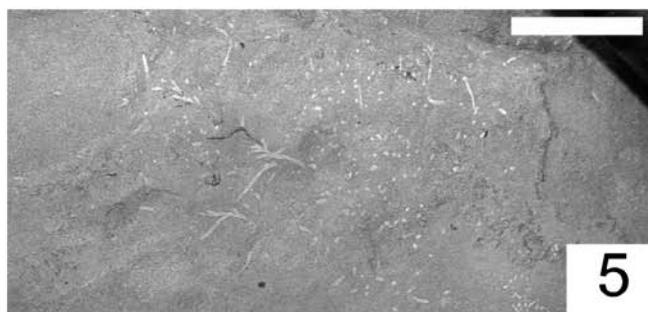
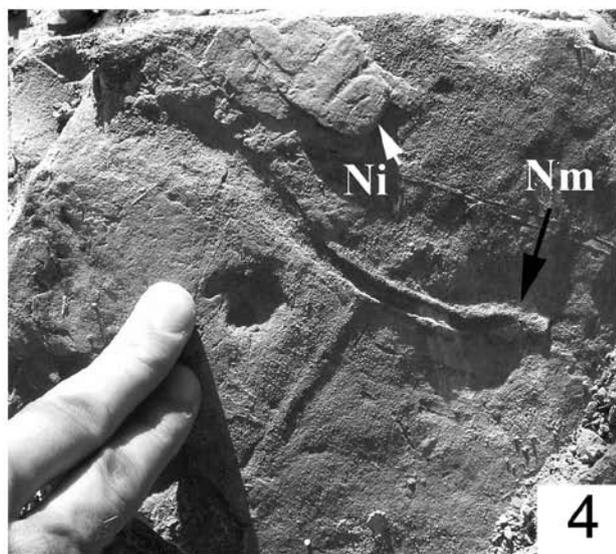
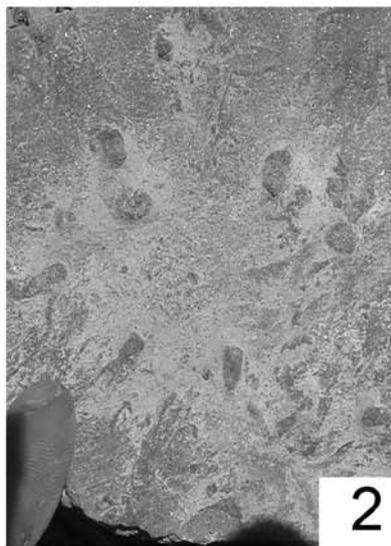
4. *Nereites* cf. *missouriensis* (Nm, *epichnia*) e *N. irregularis* (Ni, *epichnia*) in un'arenaria fine (tetto della sezione); notare la parte esterna irregolarmente ispessita (freccia nera); sopra sono visibili i meandri stretti di *Nereites irregularis* (Ni, *epichnia*, freccia bianca).

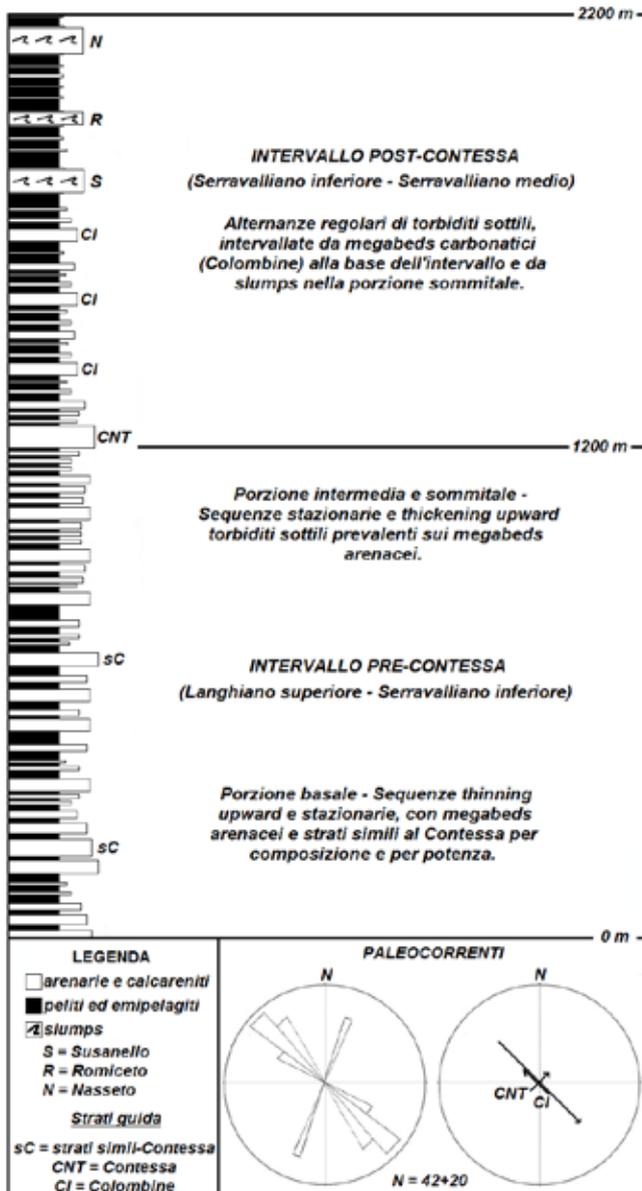
5. Stringhe *Phycosiphon-like* e/o *Chondrites* (*epichnia*) al tetto di una debrite fine (base della sezione). Scala grafica = 5 cm.

6. Grande *Zoophycos* (*epichnia*) nelle marne alla base della sezione (manico del martello in basso).

7. Torbiditi fangose molto bioturbate al tetto (strati dritti). Porzione sommitale dell'affioramento di Montesilvestre. Scala grafica = 10 cm.

8. Livello marnoso bioturbato (freccia) tipo *spotty layer* al tetto. Porzione inferiore della sezione, alla base del Membro di Montesilvestre. Scala grafica = 5 cm.





plurimetrici di marne di colore giallastro-avana, appena bioturbate.

Il Membro di Montesilvestre nella sezione-tipo: La sezione è posta nel versante tirrenico dell'Appennino Tosco-Romagnolo. Si può raggiungere da Chiusi della Verna o da Bibbiena, per mezzo della Provinciale n° 62 di Corsalona. L'esposizione nell'area di Monte Fatucchio-Montesilvestre è ottima: la copertura vegetale è molto limitata, poiché sfavorita dalla natura dei terreni (in prevalenza argillosi). I versanti sono modellati in balze (Tav. 18, fig. 1), specialmente in corrispondenza della base del Membro di

Montesilvestre che affiora, sul versante meridionale dell'omonima collina, lungo il Fosso della Selva.

Il Membro sommitale della Formazione di Vicchio raggiunge, nella sezione-tipo di Montesilvestre, uno spessore di circa 1.200 m; l'età è compresa tra Langhiano terminale e Serravalliano Medio (Delle Rose et al., 1994). Il passaggio con il Membro di Moggiona si può collocare, come presso la Valle del Sova, in corrispondenza di un orizzonte con noduli di barite. Sopra a quest'orizzonte, a Monte Fatucchio-Montesilvestre, è segnalata una lacuna stratigrafica che va dal Burdigaliano superiore al Langhiano su-

periore (Delle Rose et al., 1994).

Il Membro di Montesilvestre è chiuso, al tetto, dal contatto tettonico con le Liguridi che, a sud della sezione in esame, sono estesamente osservabili presso la rupe della Verna e nelle aree attigue.

Il log è riferito alla porzione inferiore del Membro di Montesilvestre (0–500 m), affiorante in giacitura normale (92/25), dalla quale si evince il graduale approfondimento dell'ambiente di sedimentazione (da depositi di scarpata-base scarpata, alla base, a torbiditi di piana di bacino prossimale, al tetto). L'evoluzione si arguisce sia dalle associazioni di facies esposte, sia dalle tracce fossili, presenti in grande quantità. La successione esposta non è particolarmente disturbata dalla tettonica, eccezion fatta per i settori a contatto con la coltre Ligure (a sud-est).

Nella porzione inferiore e media della sezione (Tav. 18, fig. 3) dominano pacchi plurimetri di marne grigio-chiare molto scompagnate, alternate a sottili calcareniti di 20–30 cm (tra le quali si annovera lo strato-guida Dante, Tav. 18, fig. 2) e interposte a debriti fini (alcune anche con ciottoli fangosi biancastri), organizzate in livelli molto discontinui lateralmente, con frequenti terminazioni a *pinch-out*. L'irregolarità della base delle debriti fini e delle calcareniti, in cui si rinvencono frequentemente “bozzi” di varie dimensioni, è legata al basso grado di compattazione dei fanghi sopra ai quali si trovano deposte. Tra i componenti principali delle calcareniti prevalgono il quarzo, la mica bianca, la glauconite finissima e gli ossidi. Se ne distinguono, inoltre, alcuni di origine vulcanica (accumulati in singoli noduli ed in spalmature). In determinati strati sono preservati pure gusci di bivalvi. Lo spessore e la mancanza di organizzazione interna dei pacchi di marne e delle debriti fini denotano la messa in posto a partire da flussi fangosi (*mudflows* e *cohesive debris flows*): i depositi gravitativi di questo genere, vista l'abbondanza di debriti tipo *pebbly mudstone* e la presenza di due potenti *slumps* (Tav. 1, fig. 3; Tav. 18, fig. 4), sono tipici di *slope* a bassa inclinazione (nella fattispecie di base

scarpata).

Verso il tetto della sezione (Tav. 18, fig. 5) mutano, progressivamente, le associazioni di facies esposte: da debriti e calcareniti fini, ancora presenti in un piccolo intervallo sopra al *mega-s slump* della fig. 4 di Tav. 18, si passa lentamente a torbiditi sottili organizzate in facies F8 e F9a (Tb-e, Tc-e, Td-e), molto continue lateralmente e caratterizzate da un basso rapporto A/P (da 1:5 a 1:10). Gli strati sono chiusi al tetto da letti emipelagici di colore differente rispetto a quello distintivo dei pacchi di peliti marnose (biancastri i primi, azzurro-grigie le seconde).

La variazione delle associazioni di facies esposte dalla base al tetto della sezione, denota un lento approfondimento dell'ambiente di sedimentazione (da scarpata inferiore a piana di bacino prossimale). Questa evoluzione è resa evidente anche dalla distribuzione delle tracce fossili e dalla composizione delle ichnoassociazioni: nelle facies di piana di bacino i grafogliptidi rimpiazzano gradualmente le forme comuni negli *slope*. In realtà, alcune tracce appartenenti al gruppo sono preservate anche nelle calcareniti e nelle debriti fini di scarpata (alla base della sezione). La presenza di grafogliptidi nei depositi di *slope* non costituisce un fatto anomalo, giacché, questi, possono proliferare ai margini dei principali canali distributari. I grafogliptidi nei depositi di scarpata sono di dimensioni ridotte rispetto alle forme analoghe di piana di bacino (tetto della sezione). Ciò è particolarmente evidente nel caso di *Megagraption* (Tav. 18, figs. 6-7) e di *Paleodictyon* (Tav. 18, figs. 8-9); quest'ultimo ichnogenere è frequente nelle facies di scarpata in poche forme e di piccole dimensioni (*Paleodictyon delicatum* e *Paleodictyon majus*), mentre è rinvenibile (in quelle di bacino) in esemplari di maggiori dimensioni (*Paleodictyon maximum*).

Tra gli altri grafogliptidi dei depositi di scarpata si contano singole tracce di *Urohelminthoida*, *Desmograption* (Tav. 19, fig. 1) e *Lorenzina* (Tav. 19, fig. 2). *Neonereites* (Tav. 19, fig. 3), al contrario, è davvero abbondante. Questo ichnogenere, preservato al tetto di numerose calcareniti, si rinviene sovente negli ambienti di scarpata

inferiore e di piana prossimale ed è, in sostanza, una varietà preservazionale del *Nereites* (*epichnia* diffusi, invece, esclusivamente nelle facies di piana bacinale al tetto della sezione, rappresentati da *Nereites missouriensis*, Tav. 19, fig. 4). *Neonereites*, debolmente meandranti, sono contraddistinti da vari ordini di bozzi e di pustule asimmetriche; negli strati che colonizzano raggiungono un'elevata ichnodensità.

Le altre forme rinvenute nelle facies di scarpata sono stringhe filiformi riempite da materiale biancastro, diverso dalla roccia incassante (Tav. 19, fig. 5); sono presenti, in grandi quantità, soprattutto all'interno ed al tetto delle debriti fini con base irregolare. In alcuni strati, specialmente in coincidenza di concentrazioni di ossidi e di spalmature arancio-rossastre di origine vulcanica, le stringhe sono associate ai *Chondrites* (Tav. 19, fig. 5) ed a grandi *Zoophycos* (Tav. 19, fig. 6). Alcuni *Zoophycos*, di dimensioni esigue, sono stati recuperati anche nelle marne deposte sopra al secondo slump, in prossimità delle torbiditi di piana di bacino.

La riduzione del numero e delle dimensioni di *Zoophycos* è un buon indicatore della lenta transizione tra scarpata e piana di bacino adiacente.

L'analisi ichnologica ha fornito altri elementi essenziali per operare una distinzione tra facies di scarpata e facies di piana di bacino (specialmente per quanto concerne le *epichnia*). Al tetto dell'affioramento, ad esempio, sono diffuse torbiditi fangose fortemente rimaneggiate nella loro porzione superiore, assimilabili a *mottled layers* (Monaco & Uchman, 1999). La bioturbazione, che determina l'alternanza delle bande chiare e scure, è evidente soprattutto quando la superficie esterna della roccia viene bagnata, ad esempio dall'azione di un rivolo d'acqua lungo il letto di un ruscello (Tav. 2, fig. 6; Tav. 19, fig. 7). Ai depositi di scarpata, invece, si ascrivono gli *spotty layers* (Uchman, 1999; Tav. 19, fig. 8), meno bioturbati dei *mottled* e contraddistinti da tracce simili a *Planolites* (ovali in sezione) o più sottili (stringhe del tipo *Phycosiphon*).

Descrizione delle sezioni stratigrafiche nel

transetto Pratomagno–Verghereto: tratto Linea dei Varicolori–Verghereto

a) Le Unità di Monte Nero e

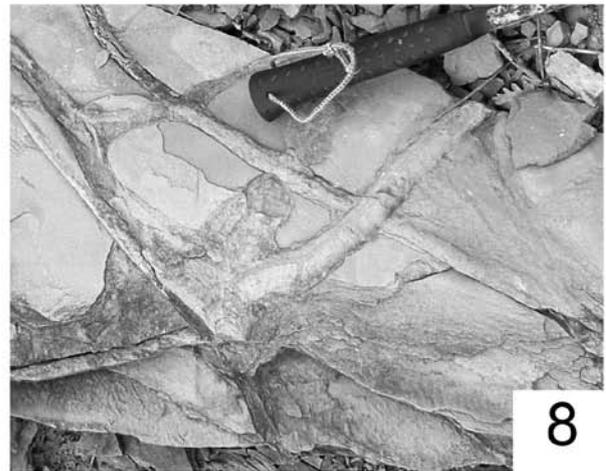
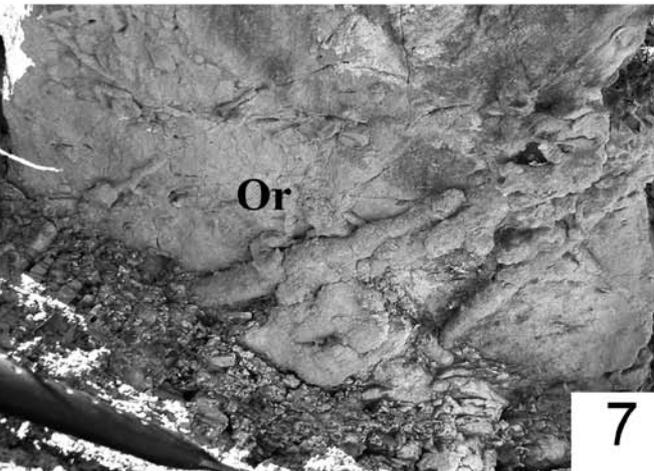
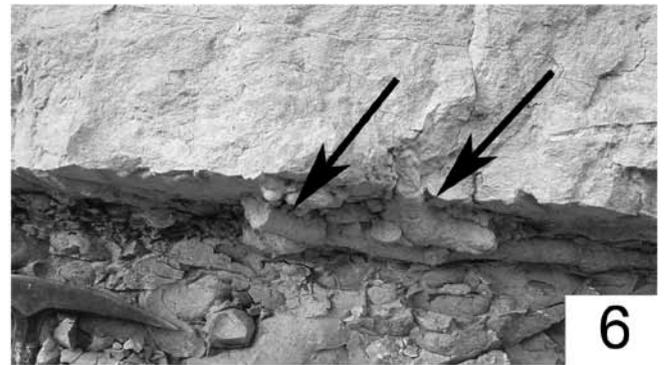
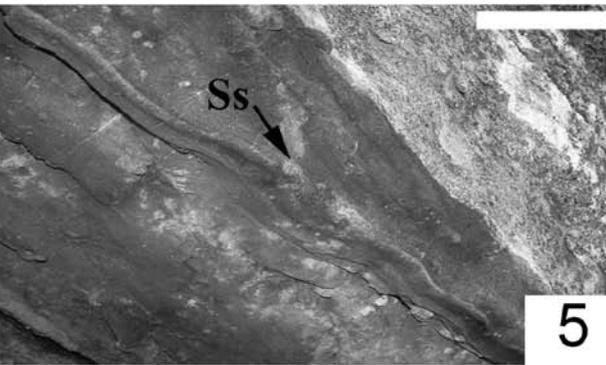
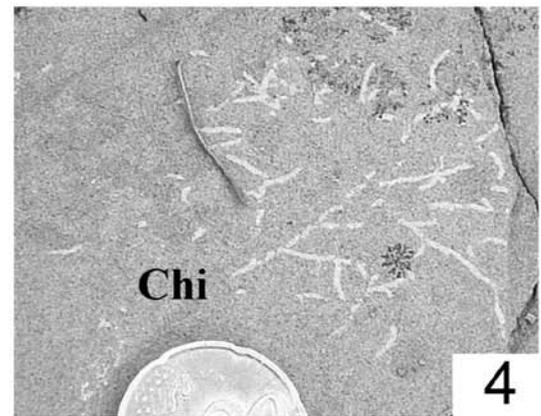
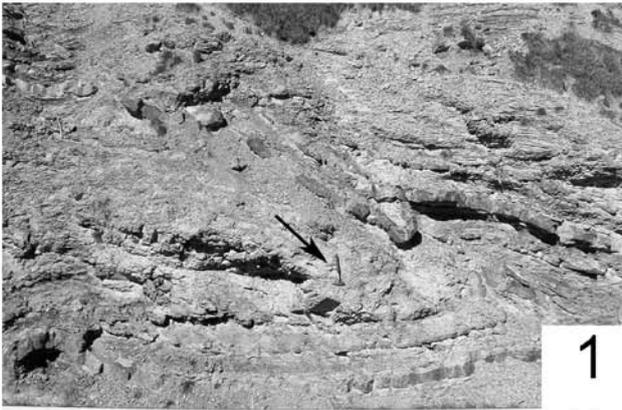
Poggio Castellaccio: Marnoso-arenacea

Nel transetto affiora, estesamente, l'Unità Marnoso-arenacea appartenente al Dominio Umbro-Romagnolo (le Unità tettono-stratigrafiche sono quelle di Monte Nero e di Poggio Castellaccio). Percorrendo i passi che collegano la Romagna alla Toscana in direzione di quest'ultima, la giacitura a reggipoggio degli strati consente sempre di risalire le successioni di entrambe le Unità.

La Marnoso-arenacea di Monte Nero (interna) è spessa circa 1.100 m ed ha un'età compresa tra Langhiano superiore e Serravalliano inferiore. Nelle sezioni esaminate (Cancellino, Passo della Calla e Campigna) l'ichnodensità e l'ichnodiversità sono molto basse, specie nelle sequenze *thickening upward*, prevalenti nella

Tavola 20

1. Particolare dello *slump* di Susanello. Versante adriatico dell'Appennino Tosco-Romagnolo (tratto Passo dei Mandrioli-Bagno di Romagna della Strada Regionale n° 71). Il riferimento (martello) è indicato dalla freccia.
2. Particolare dello *slump* di Nassetto. Versante adriatico dell'Appennino Tosco-Romagnolo (tratto Passo dei Mandrioli-Bagno di Romagna della SR 71). Il riferimento (martello) è indicato dalla freccia.
3. Fronte d'accavallamento dell'Unità di Poggio Castellaccio (SW) sull'Unità di Berleta (NE): sinclinale con fianco sud-occidentale quasi verticale (frece nere). Versante destro del Bidente di Ridracoli (Poggio delle Stolle), fotografato da Biserno.
4. *Chondrites* cf. *intricatus* (Chi, *epichnia*). Valle del Bidente di Ridracoli.
5. *Scolicia strozzii* (Ss, *hypichnia*). Valle del Bidente di Ridracoli. Scala grafica = 10 cm.
6. Tunnel (indicati dalle frecce) di probabili esemplari di *Ophiomorpha rudis* (*hypichnia*). Valle del Bidente di Ridracoli.
7. Camera di rigiro con relitti di biforcazione, *Ophiomorpha rudis* (Or, *hypichnia*). Valle del Bidente di Ridracoli.
8. Stringhe tubolari probabilmente attribuibili a *Ophiomorpha* (*O.* cf. *rudis*, *endichnia*), sebbene la preservazione delle ramificazioni non sia ottimale.



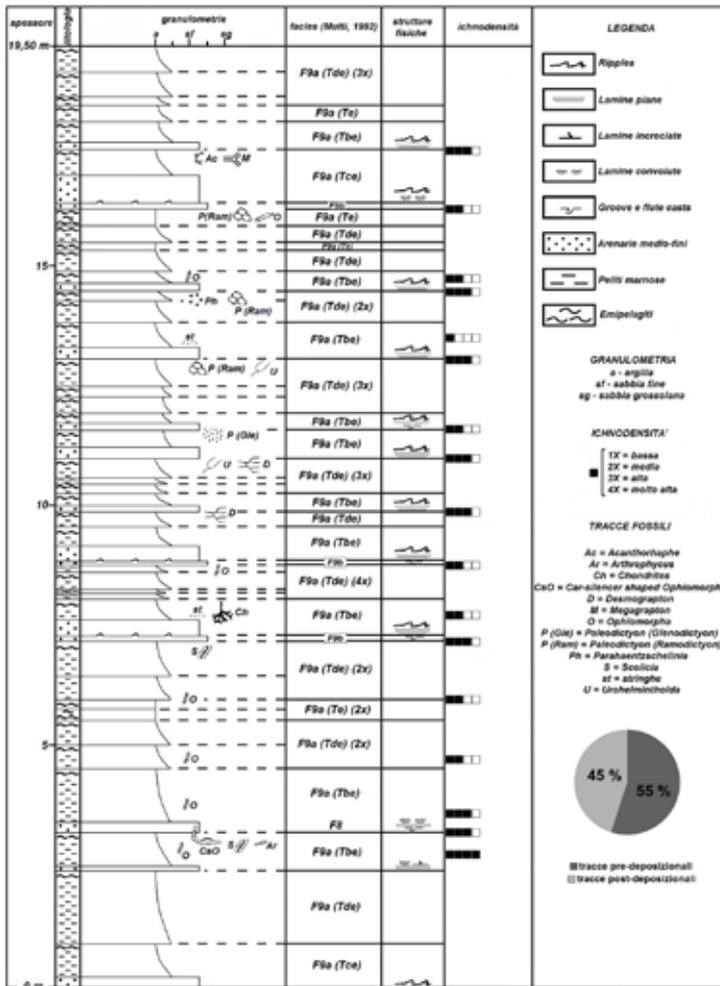


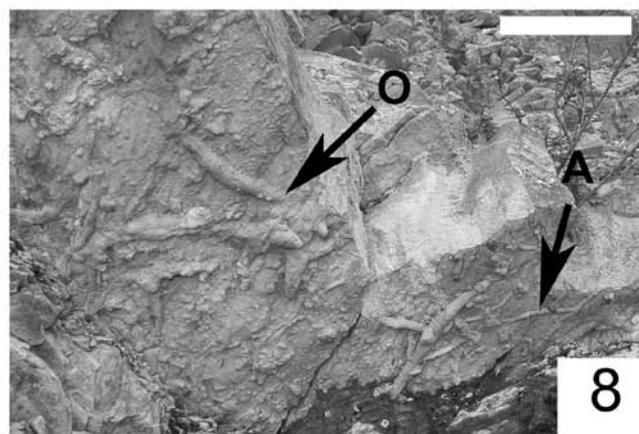
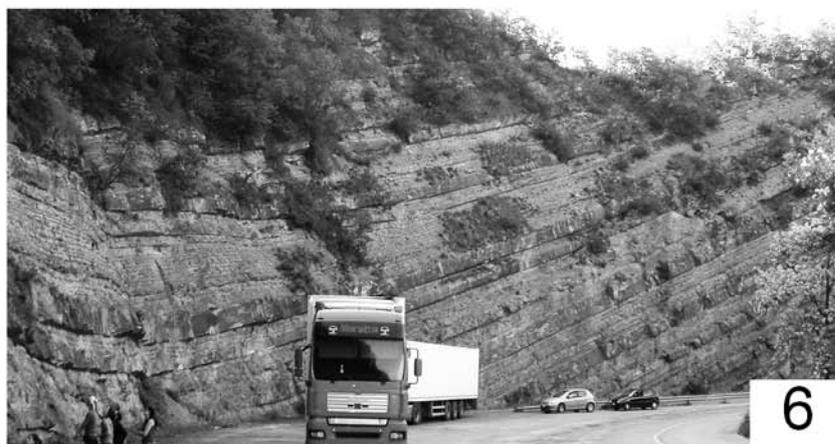
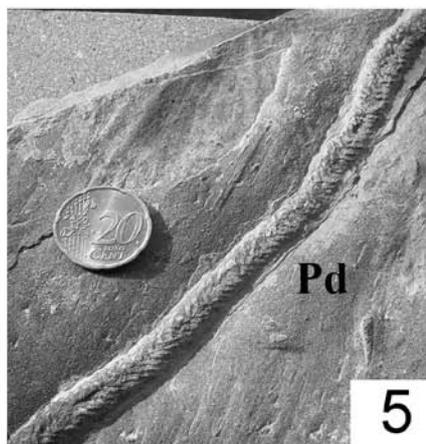
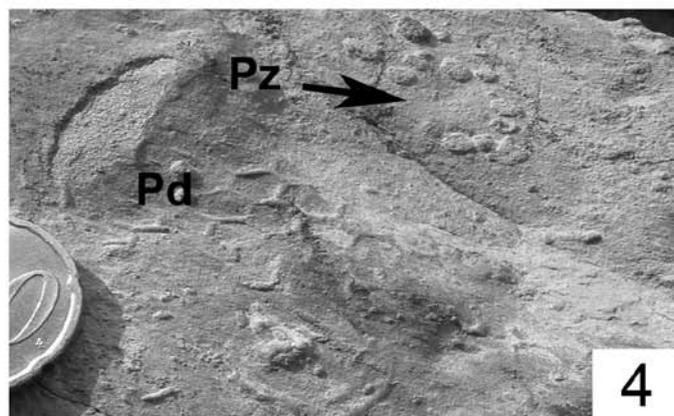
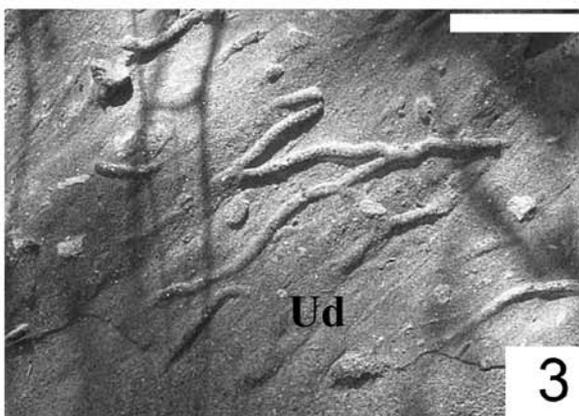
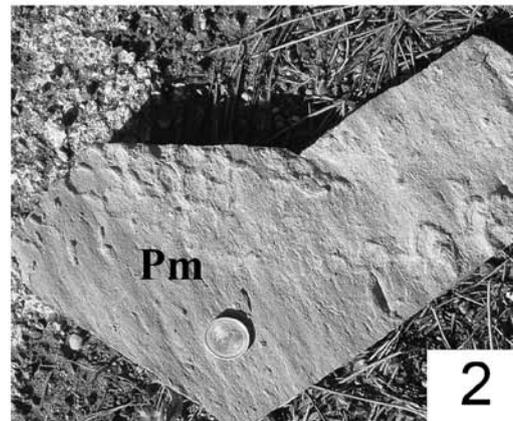
Fig. 21: Log ichnologico-stratigrafico, sezione Gli Scalacci. Notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

porzione sommitale della Marnoso-arenacea di Monte Nero. Sono stati rinvenuti esclusivamente alcuni ichnogenere che prediligono processi deposizionali energetici (*Scolicia* ed *Ophiomorpha*), mentre sono davvero pochi i grafoliptidi (solo nelle torbiditi sottili delle sequenze *thinning upward*, alla base dell'Unità, sono preservati alcuni esemplari di *Desmograption*, *Paleodictyon*, *Paleomeandron* (*P. transversum*) e pochi *Urohelminthoida*) e altri ichnogenere a differente grado di preservazione (*Alcyonidiopsis*, *Cardioichnus*, *Palaeophycus*, *Saerichnites*, *Taenidium*).

Da un punto di vista ichnologico, la Marnoso-arenacea di Poggio Castellaccio (Unità strutturale esterna) è molto più interessante della precedente: per questo motivo le sezioni sono state scelte in questa porzione del Dominio Umbro-Romagnolo Interno. Lo spessore complessivo dell'Unità di Poggio Castellaccio è 2.800 m, di

Tavola 21

1. Affioramento-tipo della porzione intermedia dell'intervallo pre-Contessa. Valle del Bidente di Pietrapazza.
2. *Paleodictyon maximum* (Pm, *hypichnia*). Valle del Bidente di Pietrapazza (Monte Casaccia).
3. *Urohelminthoida dertonensis* (Ud, *hypichnia*). Valle del Bidente di Pietrapazza. Scala grafica = 3 cm.
4. *Hypichnia*, *Paleodictyon delicatum* (Pd) e *Parahaentzschelinia* (Pz). Campione proveniente dal fondo valle del Bidente di Pietrapazza.
5. *Protovirgularia dzulynskii* (Pd, *hypichnia*). Campione proveniente dai dintorni di Strabatenza (Valle del Bidente di Pietrapazza).
6. Marnoso-arenacea in prossimità dello Strato Contessa (bivio Bagno di Romagna - Passo dei Mandrioli, torbiditi di lobo mediano).
7. Porzione inferiore della Marnoso-arenacea post-Contessa (Strada Bagno di Romagna-Verghereto) con torbiditi sottili di lobi distali.
8. *Ophiomorpha rudis* (O) ed *Arthropycus* cf. *strictus* (A) (*hypichnia*), ichnoassociazione ricorrente nella Marnoso-arenacea di Bagno di Romagna. Scala grafica = 10 cm.



cui 600 sono occupati dalle Marne di Verghereto (e dalle soprastanti Argille di San Paolo) e 2.200, circa, dalla Marnoso-arenacea.

Quest'ultima Formazione si diparte in due intervalli (Fig. 20), separati dallo Strato Contessa (CNT in Fig. 20). Nella successione sono evidenti anche altri livelli-guida d'importanza regionale: strati simil-Contessa (sC in Fig. 20), Colombine (Cl in Fig. 20) e tre *slumps* (Susanello, Tav. 20, fig. 1, Romiceto e Nasseto, Tav. 20, fig. 2).

Nel complesso, la Marnoso-arenacea di Poggio Castellaccio è caratterizzata da un trend *thinning* e *fining upward*: da sequenze di lobo interno (predominanti nel pre-Contessa), si passa, dapprima, ad alternanze di torbiditi sottili e banconi spessi (lobo esterno), poi a depositi di frangia di lobo e di piana di bacino (prevalenti nella porzione compresa tra l'ultimo strato-Colombina e lo *slump* di Nasseto). A questa evoluzione dell'ambiente deposizionale corrisponde un progressivo incremento della bioturbazione ed, in particolare, l'accrescersi della presenza e nella diversificazione dei grafogliptidi.

L'analisi delle paleocorrenti (Fig. 20) indica l'alimentazione prevalente delle torbiditi silico-clastico-carbonatiche della Marnoso-arenacea da aree alpine (da NE), mentre Colombine e Contessa provengono da sud (rispettivamente da SE e da SW).

Localizzazione delle sezioni stratigrafiche: La Marnoso-arenacea dell'Unità di Poggio Castellaccio affiora estesamente, nel tratto romagnolo del transetto, lungo una fascia allungata in direzione appenninica, compresa tra Corniolo (NE) e Verghereto (SW). Nelle Valli del Bidente di Pietrapazza e del Bidente di Ridracoli, zone comprese tra l'accavallamento dell'Unità di Poggio Castellaccio sull'Unità esterna di Berleta (NE) (Tav. 20, fig. 3) e l'allineamento Corniolo-Monte Castelluccio (SW), emerge la parte basale ed intermedia dell'intervallo pre-Contessa. La transizione tra gli intervalli pre- e post-Contessa è ben esposta tra Bagno di Romagna e Verghereto, settore, quest'ultimo, particolarmente suggestivo poiché situato a ridosso

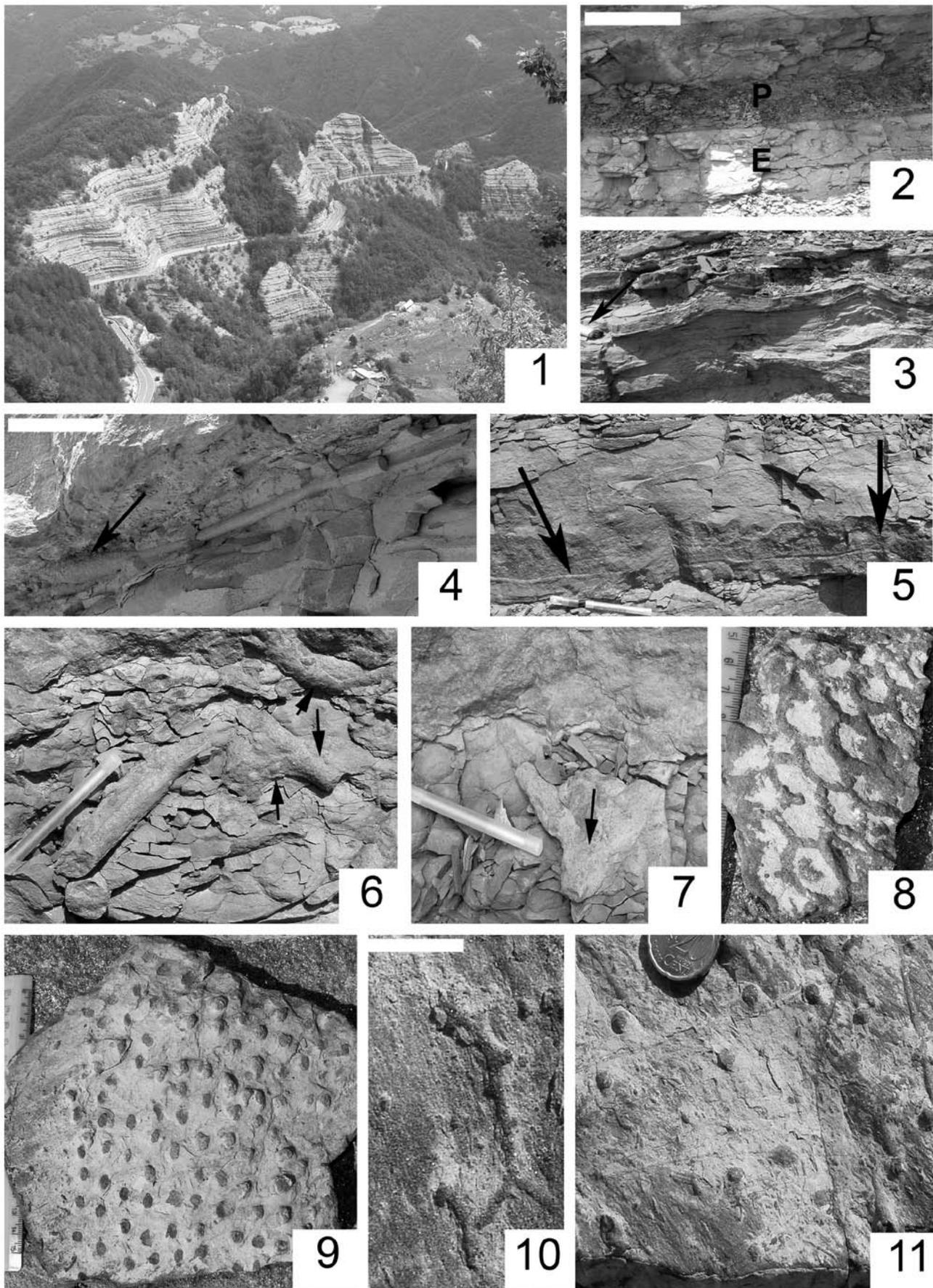
del paleorilievo di Verghereto: le eteropie di facies tra le Marne di Verghereto e la Marnoso-arenacea sono frequenti al passaggio tra le due Formazioni, sia lungo la Valle del Savio (Conti, 1989), sia nell'area dei Mandrioli, dove è stata descritta la porzione sommitale della Marnoso-arenacea post-Contessa (sezione Gli Scalacci).

Marnoso-arenacea pre-Contessa nelle Valli del Bidente di Ridracoli e del Bidente di Pietrapazza e nei dintorni di Bagno di Romagna:

Nelle Valli del Bidente di Ridracoli e del Bidente di Pietrapazza è splendidamente esposto il sovrascorrimento grazie al quale l'Unità di Poggio Castellaccio si accavalla sull'Unità esterna di Berleta. In corrispondenza del *thrust* si sono enucleate, in entrambi i blocchi coinvolti, spettacolari pieghe. La sinclinale di letto si distin-

Tavola 22

1. Panoramica dell'affioramento areale Gli Scalacci della Marnoso-arenacea.
2. Alternanza tra peliti (P) ed emipelagiti (E) al tetto dell'affioramento. Scala grafica = 10 cm.
3. *Ripples* al tetto di una facies F9a Tc-e. La freccia indica il riferimento (accendino).
4. "Car-silencer shaped" *Ophiomorpha* (*hypichnia*). La freccia indica l'improvviso ampliamento del tunnel. Scala grafica = 10 cm.
5. Le frecce indicano il tunnel di *Ophiomorpha rudis* (*endichnia*) che attraversa orizzontalmente un livello arenaceo sottile.
6. Grossi tunnels di *Ophiomorpha* (*O. cf. rudis* (*endichnia*)) preservati in un pacco di peliti marnose; notare la struttura mammellonare esterna (frecce nere). Il riferimento è la penna sulla sinistra.
7. Camera di rigiro di *Ophiomorpha rudis* (*endichnia*) in freccia nera nelle peliti marnose. Il riferimento è la penna in basso a sinistra.
8. *Paleodictyon* (*Glenodictyon*) *hexagonum* (*hypichnia*) in un'arenaria medio-fine quarzoso-muscovitica.
9. Pozzi verticali leggermente fluitati di *Paleodictyon* (*Ramodictyon*) cf. *tripatens* (*hypichnia*) in un'arenaria fine.
10. *Acanthorhapha* cf. *delicatula* (*hypichnia*) in un'arenaria fine quarzoso-muscovitica. Scala grafica = 3 cm.
11. Tipici pozzi verticali in serie di difficile attribuzione (?*Parahaentschelinia*) preservati come *hypichnia* in un'arenaria fine quarzoso-muscovitica.



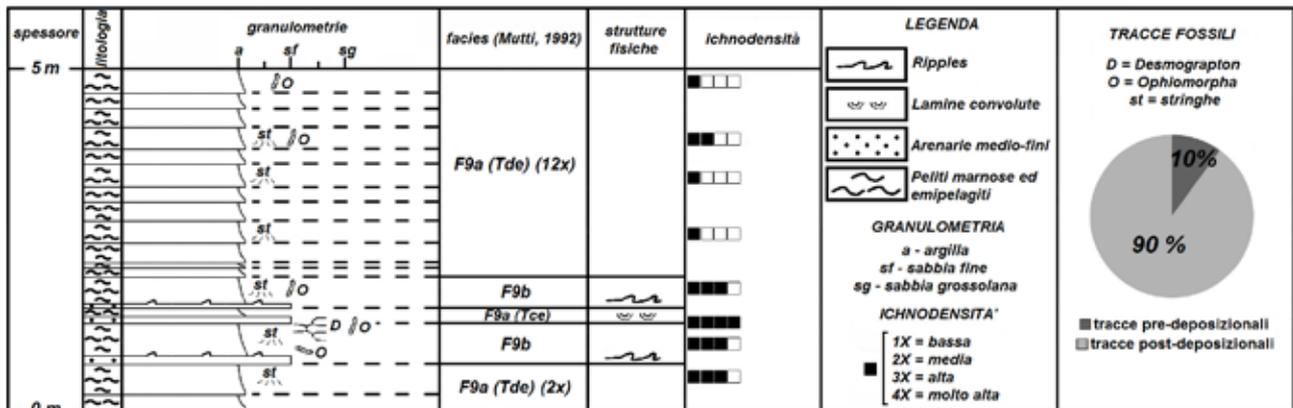


Fig. 22: Log ichnologico-stratigrafico della porzione basale dell'affioramento di Verghereto. Notare le facies sedimentarie con i parametri dell'ichnodensità e ichnodiversità.

gue chiaramente nel versante destro della Valle del Bidente di Ridracoli (Tav. 20, fig. 3).

La base dell'intervallo pre-Contessa, sopra il piano di sovrascorrimento appena descritto, è caratterizzata da corpi sedimentari organizzati in sequenze *thinning upward* e stazionarie, con *megabeds* arenacei (in facies da F4 a F8) alternati a poche torbiditi sottili (F9a e F9b). Negli affioramenti migliori di questa parte della successione (Valle del Bidente di Ridracoli), si contano molte tracce fossili post-deposizionali nei banconi arenacei, mentre nelle torbiditi sottili - in cui mancano quasi totalmente le pre-deposizionali (ad eccezione di pochi *Paleodictyon* ed *Urohelminthoida*) le uniche tracce sono osservabili in posizione di *epichnia* (stringhe tipo *Phycosiphon* e *Chondrites*, Tav. 20, fig. 4).

Alla base dei livelli arenacei spessi, dominano, ancora una volta, le due ichnospecie che prediligono substrati a granulometria grossolana ed ambienti deposizionali energetici: *Scolicia strozzii* (Tav. 20, fig. 1) e, soprattutto, *Ophiomorpha rudis* (Tav. 20, figs. 6-7). Quest'ultima è costituita da tunnel di diametro compreso tra 3 e 6 cm che si allungano anche per alcuni metri alla base dei *megabeds* arenacei. L'intersezione e la sovrapposizione di più gallerie danno origine, in corrispondenza delle camere di rigiro, a rigonfiamenti di notevoli dimensioni. I tunnel, che convergono nei punti d'incrocio, riemergono spesso in posizioni differenti nello strato (sia all'interno di quest'ultimo, sia nelle peliti

ed emipelagiti adiacenti, Tav. 20, fig. 8). La tendenza abituale di *Ophiomorpha* a colonizzare più strati, è un carattere molto pronunciato nell'intera successione della Marnoso-arenacea.

La porzione intermedia della Marnoso-arenacea pre-Contessa è ben esposta lungo la Valle del Bidente di Pietrapazza (specialmente a sud-est di Strabatenza). Le torbiditi sottili formano la porzione più rilevante delle sequenze (depositi di lobo, Tav. 21, fig. 1).

Nelle torbiditi sottili (F8, F9a e F9b) si concentrano molte tracce appartenenti al gruppo dei grafogliptidi (spesso associati ad *Arthropycus*, *Cardioichnus*, *Ophiomorpha*, *Saerichnites*, *Scolicia*) tra le quali si annoverano *Desmograpton*, *Paleodictyon* (Tav. 21, fig. 2) e *Urohelminthoida* (Tav. 21, fig. 3). Quest'ultimo ichnogenere è il più noto del gruppo degli *uniramous meanders*. E' un grafogliptide costituito da stringhe profonde che formano meandri più o meno stretti; dal punto di massima curvatura del meandro si avvia una biforcazione che conferisce a *Urohelminthoida* una forma a diapason. L'ichnospecie rinvenuta nella Valle del Bidente di Pietrapazza (*Urohelminthoida dertonensis*) possiede delle appendici che si legano direttamente ad un braccio del meandro e formano, con l'altro braccio, un angolo pronunciato.

In posizione *hypichnia*, associata ai grafogliptidi (*Paleodictyon*), è preservata anche *Parahaentzschelinia* (Tav. 21, fig. 4), traccia che si sviluppa, in prevalenza, all'interno dello

strato ed è caratterizzata da un sistema di pozzi verticali che si diramano a partire da un pozzo centrale. In posizione *hypichnia* sono conservate soprattutto le terminazioni delle strutture verticali, coincidenti con gruppi più o meno nutriti di bozzi sub-circolari.

Un ultimo ichnogenere (anch'esso abbastanza diffuso alla base delle torbiditi medio-fini sottili della porzione intermedia del pre-Contessa) è *Protovirgularia* (Tav. 21, fig. 5), traccia cilindrica lievemente sinuosa che non appartiene al gruppo dei grafogliptidi ma spesso li attraversa deformandone la struttura (Monaco, 2008). La caratteristica preponderante dell'ichnospecie *Protovirgularia dzulynskii*, recuperata nei dintorni di Strabatenza, è la superficie esterna, incisa da *grooves* sottili disposti a *chevron* che le conferiscono un aspetto "a fune" (cfr. Uchman, 1998, pag. 169, fig. 71).

La transizione tra gli intervalli pre- e post-Contessa è ben esposta lungo la Provinciale Tiberina che da Bagno di Romagna sale verso Verghereto, specialmente nei pressi del bivio con la SR 71 dei Mandrioli, dove si possono esaminare numerosi affioramenti in parete. In uno di questi (Tav. 21, fig. 6), si osserva la regolare alternanza di facies medio-spesse (da F7-F8) e di torbiditi sottili (F9a-F9b), organizzate, sporadicamente, in piccole sequenze *thickening upward*. Le associazioni di facies di questo genere sono tipiche del tetto del pre-Contessa (lobo esterno) e della porzione inferiore del post-Contessa (frangia di lobo); quest'ultima affiora nei numerosi tagli stradali lungo Provinciale Bagno di Romagna-Verghereto (Tav. 21, fig. 7), fino al contatto con le Marne di Verghereto.

Le tracce post-deposizionali (*Ophiomorpha* ed *Arthropycus* cf. *strictus*, Tav. 21, fig. 8) dominano negli strati più spessi e, in secondo luogo, nelle torbiditi sottili delle associazioni di lobo esterno; i grafogliptidi pre-deposizionali, al contrario, si rinvencono, in numero esiguo e *Paleodictyon* è l'ichnogenere più diffuso.

Lo studio di alcune tra le numerose sezioni dell'intervallo pre-Contessa della Marnoso-arenacea ha rivelato, ancora una volta, l'importanza dei grafogliptidi nell'analisi di facies: la loro

distribuzione è strettamente correlata all'energia dei processi deposizionali ed alla stabilità dell'ambiente di sedimentazione. I grafogliptidi sono pressoché assenti nelle sequenze *thinning upward* basali (dominate da strati arenacei spessi) mentre aumentano progressivamente mano mano che le torbiditi sottili rimpiazzano gradualmente quelle spesse (porzione intermedia e superiore del pre-Contessa e base del post-Contessa). Nelle sequenze di lobo esterno i grafogliptidi sono associati a *Scolicia*, *Arthropycus* ed *Ophiomorpha*, ichnogenere questo che, pur continuando a preferire gli strati spessi e grossolani, può raggiungere la posizione *hypichnia* nelle torbiditi sottili dopo aver attraversato più livelli tra loro adiacenti. Nelle porzioni marnose è comune *Ophiomorpha annulata*.

Marnoso-arenacea post-Contessa, sezione de

Gli Scalacci: L'affioramento (Tav. 22, fig. 1) è posto in prossimità di una Casa Cantoniera pericolante e si può raggiungere percorrendo la Strada Regionale n° 71 da Bagno di Romagna verso il Passo dei Mandrioli. La splendida parete, facilmente identificabile, è esposta sul lato destro della strada, a ridosso della banchina.

La sezione descritta è rappresentativa della porzione sommitale della Marnoso-arenacea di Poggio Castellaccio, compresa tra gli *slumps* di Susanello e di Nasseto. La continuità laterale degli strati, affioranti in giacitura normale (da 170/15 a 195/6), è notevole, la loro esposizione ottima.

La porzione più interessante dell'affioramento areale, compresa tra la casa cantoniera diroccata e la prima curva che s'incontra, sulla sinistra, salendo verso il Passo dei Mandrioli, è contraddistinta da torbiditi sottili F9a, alternate a poche F8 e F9b decimetriche. Il rapporto A/P, nei singoli strati, è basso: i letti arenacei non superano i 20 cm di spessore, mentre le peliti e le emipelagiti formano anche pacchi metrici. Sono frequenti le amalgamazioni di F9a composte esclusivamente da intervalli Td-e, inoltre, sporadicamente, compaiono le sole emipelagiti (biancastre) che, proprio sulla base del colore, si distinguono facilmente nel terreno dalle peliti

marnose attigue (grigie) (Tav. 22, fig. 2).

Nelle sequenze di Bouma complete (F8+F9a Tb-e) e nelle F9a Tb-e, oppure Tc-e, le arenarie sottili (marroni-giallastre esternamente, grigio-chiare all'interno) hanno una composizione pressoché invariata e costante, con prevalenza di quarzo e di muscovite. Le strutture sedimentarie sono abbondanti in tutti i livelli arenacei (lamine piane, convolute ed incrociate). Il tetto dei livelli Tc è, frequentemente, modellato in *ripples* (Tav. 22, fig. 3) che, in certi casi, manifestano un verso del flusso da SE a NW, non conforme a quello deducibile dalla disposizione dei delicati *flutes* (che indicano apporti, invece, da NW, allineati con i maggiori della Marnoso-arenacea). La diversa orientazione dei *ripples* potrebbe esser legata, tuttavia, ad effetti locali di stagnamento delle torbide provenienti da nord-ovest (imposti dalla presenza dell'alto di Verghereto) oppure derivare dall'azione di correnti di fondo.

Alla base dei livelli arenacei sono preservate molte tracce fossili. Tra le ichnospecie più diffuse, soprattutto in una delle torbiditi basali della sezione, spicca *Ophiomorpha rudis*. Nello strato in questione (e pure in quelli soprastanti) la traccia è contraddistinta da gallerie di diametro variabile (da 1 a 6 cm), con parete esterna rugosa; si sviluppano, in prevalenza, al contatto tra arenaria fine ed emipelagite e sono orientate nella stessa direzione dei piccoli *groove* e *flute casts* (quindi di massimo apporto di nutrienti). Si osservano, molto spesso, improvvisi dilatazioni delle gallerie (da 2 fino a 6 cm) che conferiscono alla traccia, nel complesso, una forma molto simile a quella di tubo di scarico di un'automobile ("car-silencer shaped" *Ophiomorpha*, Monaco & Caracuel, 2007; Monaco et al., 2007) (Tav. 22, fig. 4). Sebbene prevalga la preservazione al contatto arenaria-emipelagite, i tunnel, a volte, s'immergono, improvvisamente, anche all'interno del letto arenaceo (Tav. 22, fig. 5) e, dopo averlo attraversato, compaiono di nuovo o alla base dell'arenite o nelle peliti marnose attigue (al pari di *Thalassinoides*). Il bioturbante, quindi, era in grado di attraversare più livelli sovrapposti nelle fasi sin e post-depo-

sizionali (*crossichnia*).

Salendo nell'affioramento, invece, *Ophiomorpha* è preservata soprattutto in posizione di falsa-*hypichnia* (alla base delle arenarie) o come *endichnia* (all'interno delle peliti marnose, Tav. 22, figs. 6-7).

In alcune torbiditi sottili, *Ophiomorpha rudis* è accompagnata da *Scolicia strozzii*. Seppure questa ichnoassociazione sia più consueta nei substrati a granulometria medio-grossolana e nei substrati mobili, il rinvenimento nelle facies sottili di frangia di lobo/piana di bacino testimonia un ampio *range* di distribuzione di queste due ichnospecie. Ciononostante, l'associazione *Ophiomorpha-Scolicia* è diffusa solo nella parte bassa dell'affioramento; *Ophiomorpha*, inoltre, viene progressivamente rimpiazzata dai grafo-gliptidi verso il tetto dell'affioramento. Questa evoluzione potrebbe essere giustificata da una lenta, ma progressiva diminuzione dell'energia delle correnti di torbida (come testimoniano sia la scomparsa delle strutture di fondo, sia la mi-

Tavola 23

1. *Megaslump* nelle Marne di Verghereto (Verghereto NW). Scala grafica = 10 m.
2. Panoramica delle Marne di Verghereto nel versante occidentale di Poggio Alto (Ville di Montecoronaro). La freccia indica la posizione dell'affioramento illustrato nelle figure 3 e 4.
3. Affioramento di Poggio Alto. La freccia indica uno dei sottili strati F9b intensamente bioturbati. Scala grafica = 2 m.
4. Tetto intensamente bioturbato e fratturato di uno dei livelli arenacei dell'affioramento di Poggio Alto.
5. *Nereites missouriensis* (*epichnia*). Poggio Alto. Scala grafica = 3 cm.
6. Traccia simile a *Psammichnites* (*epichnia*). La densità è elevatissima. Poggio Alto.
7. Forma raggiata tipo *Glockerichnus* isp. (*epichnia*). Poggio Alto. Scala grafica = 5 cm.
8. *Phycosiphon hamata* (Ph, *epichnia*), assieme a tracce tipo *Psammichnites?* (Ps?), Poggio Alto. Il riferimento è la punta del martello in alto a destra.
9. *Scolicia prisca* (*epichnia*). Scala grafica = 2 cm.
10. *Desmograption* cf. *dertonensis* (*hypichnia*) molto comune alla base dei livelletti calcarenitici con una serie di meandri opposti. Poggio Alto. Scala grafica = 3 cm.
11. *Bergaueria* isp. (*hypichnia*). Poggio Alto.

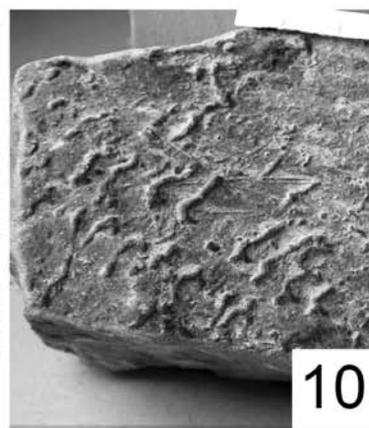
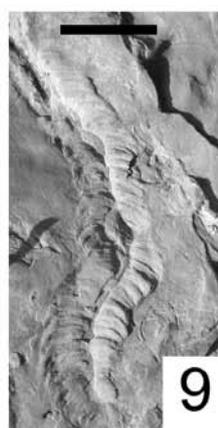
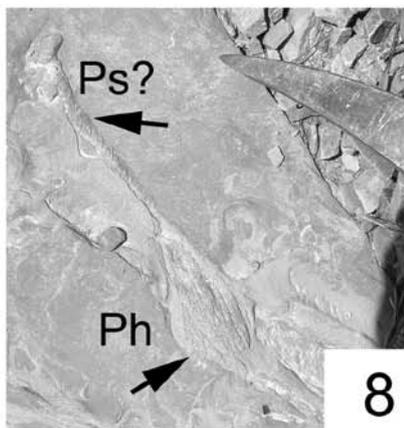
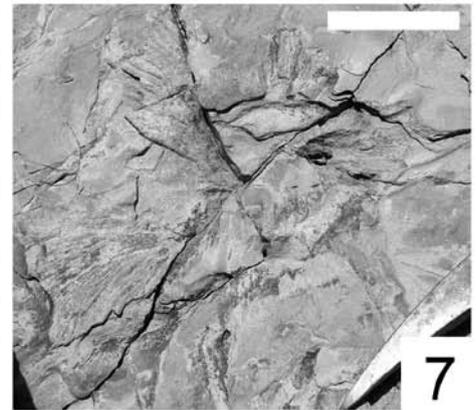
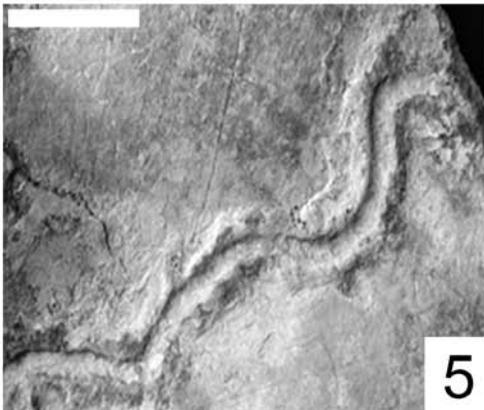
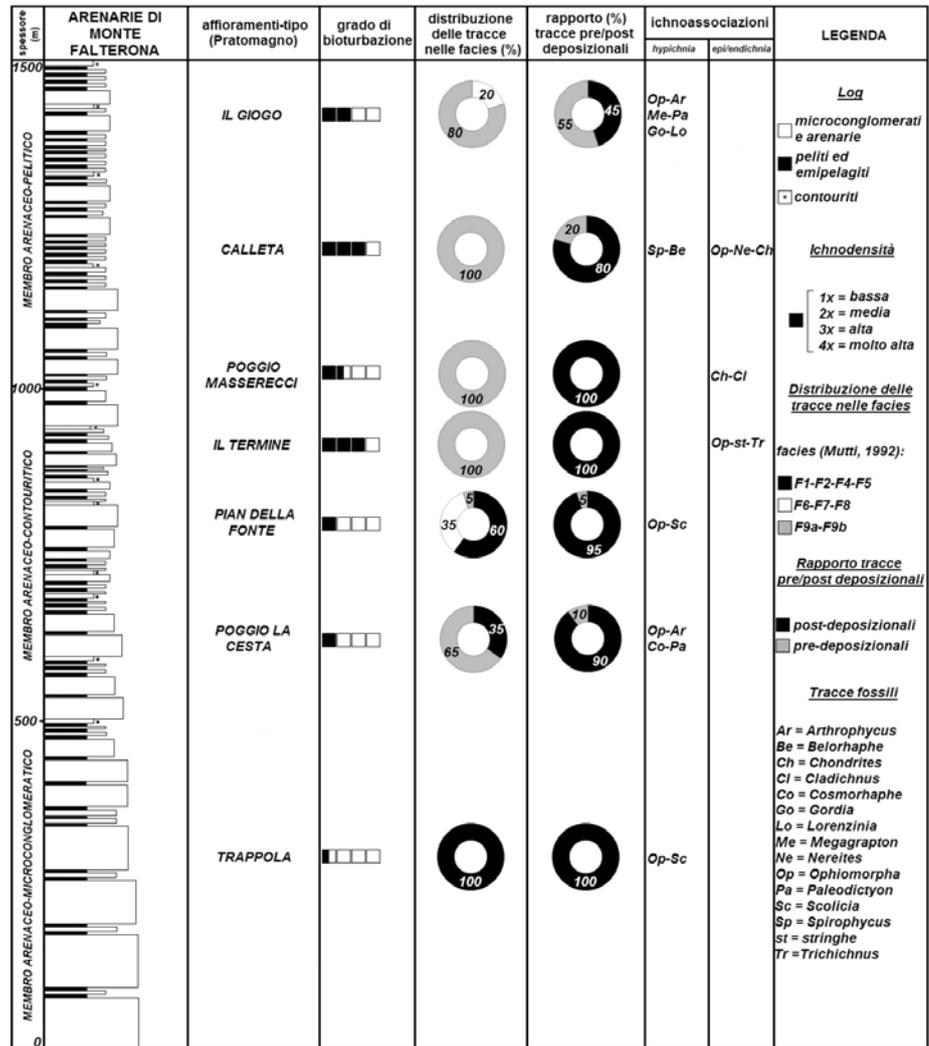


Fig. 23: Log riassuntivo della Formazione delle Arenarie di Monte Falterona (sezione-tipo Pratomagno, con gli affioramenti analizzati) ed integrazione dei dati stratigrafici (distribuzione degli ichtotaxa pre-postdeposizionali).

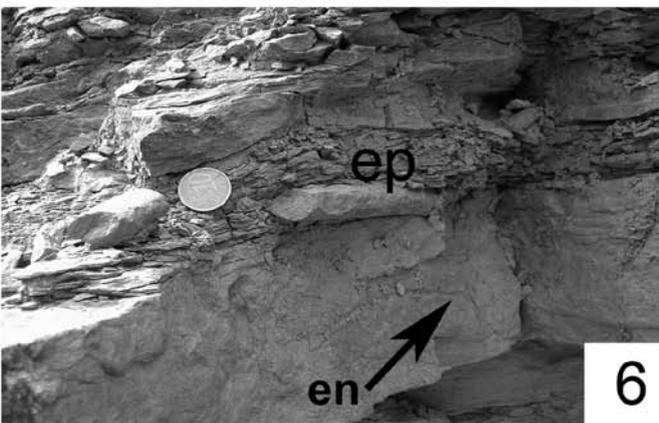
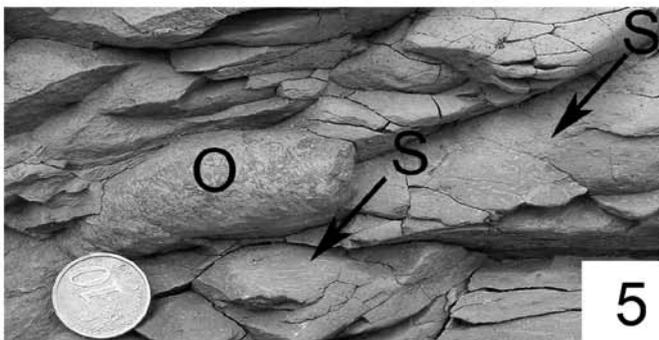
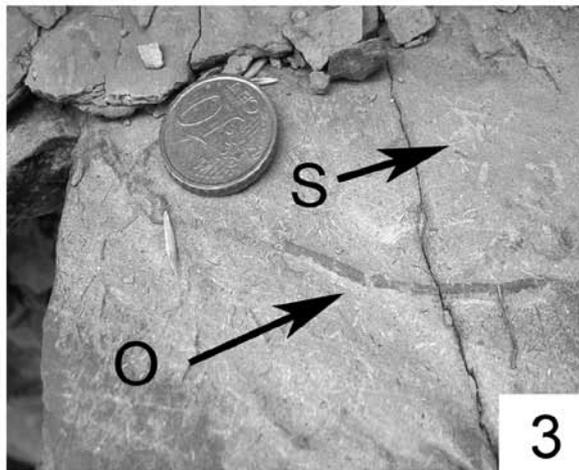
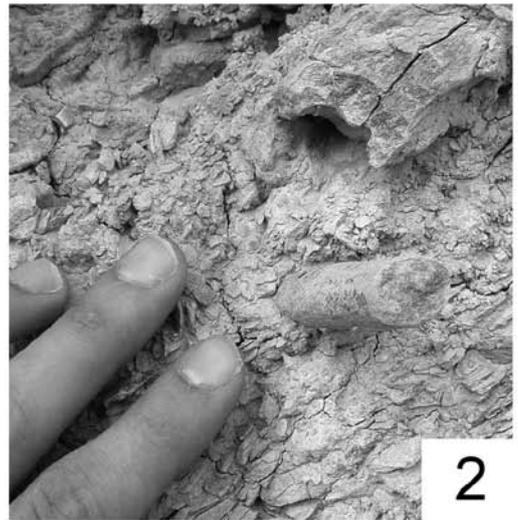
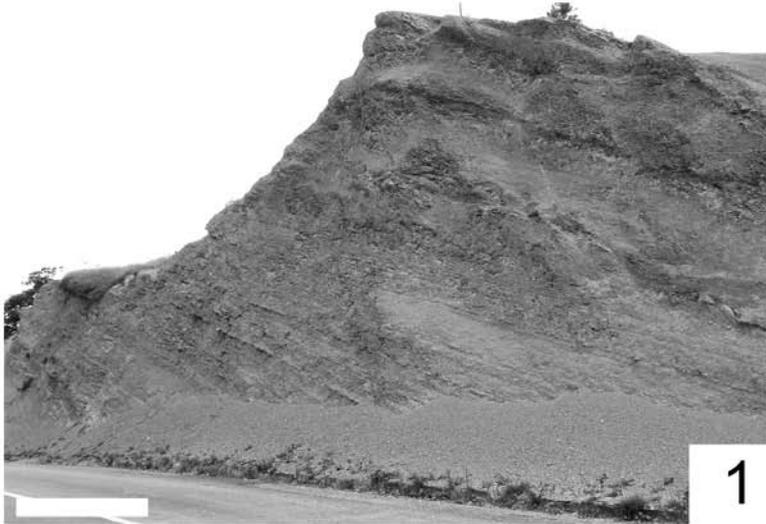


glier classazione delle sabbie dei livelli arena-
cei).

Le rimanenti tracce preservate in posizione *hypichnia* sono soprattutto i grafogliptidi. Tra questi, si annoverano molte delle forme tra le più diffuse nella Marnoso-arenacea: *Desmograption*, *Urohelminthoida*, *Megagraption* e *Paleodictyon*. Di quest'ultimo ichnogenere sono stati recuperati campioni in cui sono risultati intatti sia le celle esagonali *hypichnia* (Tav. 22, fig. 8) indicate come sub-ichnogenere "*Glenodictyon*" (Seilacher, 1977), sia i singoli pozzi che le collegano con la superficie del substrato indicati come sub-ichnogenere "*Ramodictyon*" (Seilacher, 1977), (Tav. 22, fig. 9). La preservazione di questi ultimi potrebbe, poi, stare a significare l'esistenza di correnti di torbida de-

Tavola 24

1. Affioramento di Marne di Verghereto presso il Valico di Montecoronaro. Scala grafica = 2 m.
2. Tunnel sporgente di *Ophiomorpha* cf. *annulata* (*endichnia*) nelle peliti marnose dell'affioramento della figura 1.
3. Stringhe *Phycosiphon*-like (S) ed *Ophiomorpha* (O) al tetto di un livello arenaceo fine.
4. Sequenza *thinning upward* in torbiditi fangose ed emipelagiti nei pressi del centro abitato di Verghereto. Scala grafica = 2 m.
5. Stringhe *Phycosiphon*-like (S) ed *Ophiomorpha* (O) (*endichnia-epichnia*) nelle marne dell'affioramento di figura 4.
6. Tunnel di *Ophiomorpha* di varie dimensioni (anche a forma di fiasco), preservati al tetto (ep, *epichnia*) ed all'interno (en, *endichnia*) di un livello arenaceo fine (Verghereto).
7. *Desmograption* cf. *dertonensis* (*hypichnia*) nell'affioramento di Verghereto.



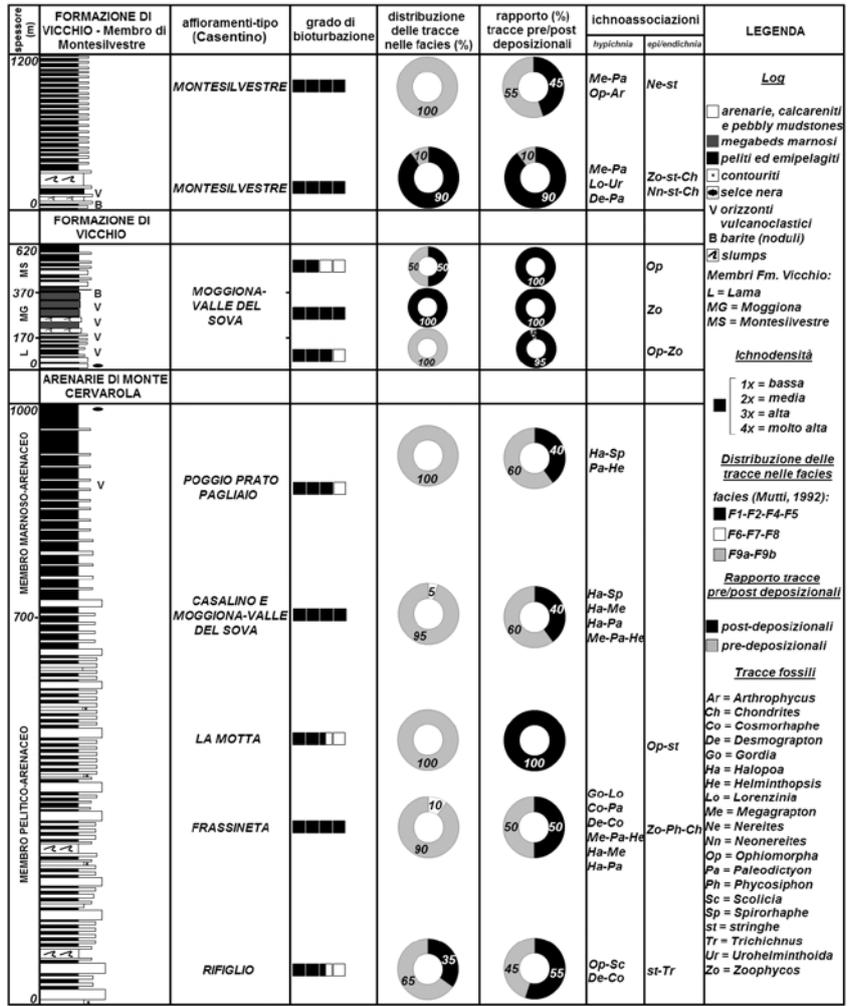


Fig. 24: Log riassuntivo delle Formazioni delle Arenarie di Monte Cervarola (sezione-tipo Casentino con gli affioramenti analizzati), Formazione di Vicchio (Moggiona-Valle del Sova e Montesilvestre, con i relativi affioramenti) ed integrazione dei dati stratigrafici (distribuzione degli ichnotaxa pre-postdeposizionali).

boli, non in grado, quindi, di erodere in profondità il substrato e, di conseguenza, di riesumare completamente le celle di *Paleodictyon*.

Tra gli altri grafogliptidi recuperati nella sezione, si annovera anche *Acanthorhapha* (Tav. 22, fig. 10), traccia *hypichnia* molto simile a *Megagraption* (rispetto a quest'ultima, è un po' più ramificata e complessa, Monaco & Checconi, 2008). La sottile stringa centrale di *Acanthorhapha*, sinuosa o arcuata, è munita di piccole appendici che si dipartono dal lato convesso (cfr. Uchman, 1998, pag. 186, fig. 94). Nella medesima posizione *hypichnia*, inoltre, sono stati rinvenuti ichnogeneri non appartenenti ai grafogliptidi, tra i quali spiccano *Arthropycus* e *Parahaentzschelinia* (Tav. 22, fig. 11).

b) Tetto dell'Unità di Poggio Castellaccio: Marne di Verghereto

Nella porzione sommitale dell'Unità di Poggio Castellaccio si osserva una progressiva sostituzione latero-verticale dei depositi di frangia di lobo e di piana di bacino della Marnoso-arenacea con accumuli di torbiditi fangose ed emipelagiti, almeno in parte di scarpata (Marne di Verghereto). Alla variazione litologica, in prossimità del passaggio tra le due Formazioni, corrisponde un evidente mutamento della morfologia dei versanti (balze di Verghereto) (vedi Tav. 23, fig. 2).

I depositi delle Marne di Verghereto sono organizzati in un trend complessivo *thinning upward*. Alla base dell'Unità si classificano poche torbiditi sottili marnoso-arenacee (F9a Tb-e, Tc-e, oppure soltanto F9b), non molto continue lateralmente (sono frequenti le terminazioni a *pinch-out*), alternate a torbiditi fangose spesse

e ad emipelagiti (F9a Td-e, Te). Queste associazioni di facies, al pari degli *slumps* più spessi (Tav. 23, fig. 1), sono riconoscibili soprattutto nelle adiacenze del contatto tra Marne di Verghereto e Marnoso-arenacea (al passaggio tra le facies scarpata inferiore e facies di frangia di lobo/piana di bacino), ossia ai margini dell'alto strutturale di Verghereto, in sollevamento dal Serravalliano post-Contessa (Capozzi et al., 1992; Lucente, 2004).

Verso il tetto della Formazione, il rapporto A/P diminuisce progressivamente. I pacchi metrici di peliti ed emipelagiti, depositi per decantazione nei punti più elevati dell'alto strutturale, sono intervallati frequentemente da torbiditi sottili con geometria tabulare (spessore: 5-10 cm al massimo), nelle quali sono preservate, sovente, tracce fossili in grande quantità. La presenza di strati depositi da torbide diluite dimostra come l'alto di Verghereto non ostruisce il passaggio delle correnti di densità tra i due settori del bacino (nel mezzo del quale si ergeva).

Una sezione, in cui sono osservabili le alternanze marne spesse/arenarie sottili, si trova nei dintorni di Ville di Montecoronaro - nel versante sud-occidentale di Poggio Alto (Tav. 23, fig. 2). L'aspetto saliente dell'affioramento (Tav. 23, fig. 3) è il seguente: in un solo livello arenaceo (Tav. 23, fig. 4), spesso circa 5 cm, si concentra una quantità elevatissima di tracce *epichnia* ed *hypichnia*. Un grado di bioturbazione così alto dimostra la persistenza, per lunghi periodi, di condizioni ambientali stabili e testimonia una buona disponibilità, nel substrato, di nutrienti trasportati dalle correnti e di ossigeno.

La giacitura dritta (170/20) permette di esaminare direttamente il tetto della torbidite, dominato dall'ichnoassociazione *Nereites missouriensis* (Tav. 23, fig. 5), *Psammichnites* (Tav. 23, fig. 6) *Glockerichnus* isp. (Tav. 23, fig. 7), *Phycosiphon hamata* (Tav. 23, fig. 8), *Scolicia prisca* (Tav. 23, fig. 9). A queste ichnospecie vanno aggiunte anche piste difficili da riconoscere a causa sia dell'elevata ichnodensità sia del deterioramento dovuto al ripetuto attraversamento legato alla locomozione di gasteropodi (*Psammichnites phantoms*, Seilacher, 2007, p.

83).

Nereites missouriensis era già stato osservato nella sezione "Calleta" (Arenarie di Monte Falterona) e "Montesilvestre" (Formazione di Vicchio) dove tuttavia erano poco preservate le pustule (disposte ai margini del canale centrale, tipiche dell'ichnospecie) che, invece, sono ben preservate nell'affioramento di Poggio Alto.

Scolicia, invece, non è stata documentata in nessun'altra sezione come *epichnia*. Anche in questa posizione così come in quella tipica di *hypichnia*, mostra una struttura trilobata e sinuosa, larga da 3 a 6 cm. Sul fondo del canale centrale (e sui lobi laterali) si concentrano numerose strie, fitte e sottili (spesse 1 mm circa; cfr. Uchman, 1998, pag. 15, fig. 57). La disposizione asimmetrica delle strie sui lobi permette di stabilire la direzione del movimento dell'organismo.

Le piste sinuose di *Scolicia prisca*, *Scolicia vertebralis* e *Scolicia* cf. *vertebralis* tagliano e rielaborano anche le tracce vicine, tra le quali si annoverano molti *Nereites* ma anche *Phycosiphon*, *Psammichnites*, *Glockeria* e *Glockerichnus*, ichnogenere radiato quest'ultimo, che si rinviene come *epichnia* esclusivamente nelle marne. È caratterizzato da numerose stringhe - lunghe più di 15 cm e larghe da 2 a 4 mm - che si diramano a raggiera a partire da un comune punto centrale (cfr. Uchman, 1998, pag. 145, fig. 47). La distinzione tra *Glockeria* e *Glockerichnus* non sempre è stata agevole (vedi Uchman 1998).

Nel medesimo livello arenaceo sono preservate anche molte tracce *hypichnia* alla base, sia grafogliptidi (*Acanthorhapha*, *Desmograpton*, Tav. 23, fig. 10, *Paleodictyon* (diverse specie), *Protopaleodictyon*, *Squamodictyon*, *Urohelminthoida*), sia non appartenenti al gruppo dei grafogliptidi (*Spongeliomorpha*, *Arthropycus*, *Parahaentzschelinia*, *Bergaueria*). *Bergaueria* (cfr. Uchman, 1998, pag. 109, fig. 3) può essere scambiata, più delle altre, per una struttura da carico, poiché ha forma arrotondata (tipo ghianda), contraddistinta da anelli sottili intorno al bozzo e da una depressione centrale (non sempre preservata, come nel caso del campione

rinvenuto a Poggio Alto, Tav. 23, fig. 11).

Nei pressi del Passo di Montecoronaro (Tav. 24, figs. 1-3) e pure nei dintorni del centro abitato di Verghereto (Tav. 24, figs. 4-7), non lontano dalla sezione appena descritta, si annoverano numerosi affioramenti in cui è estremamente diffusa, nei pacchi marne ed emipelagiti, l'ichnoassociazione *Ophiomorpha rudis*-stringhe *Phycosiphon-like* (Tav. 24, figs. 3 e 5). In uno di questi (piccola sequenza *thinning* e *fining upward*, Tav. 24, fig. 4), *Ophiomorpha* penetra sino all'interno delle arenarie sottili (Tav. 24, fig. 6), alla cui base è preservato solo *Desmograption ichtyforme* e *D. dertonensis* (assai comuni entrambi; Tav. 24, fig. 7).

Interpretazione dei dati: distribuzione delle ichnocenosi

Non è stato possibile applicare il metodo d'analisi stratigrafico-ichnologica negli Scisti Varicolori sia perché il modello di Mutti è utilizzabile solo in prossimità del contatto con la Formazione superiore (comparsa delle prime arenarie), sia perché mancano tracce fossili. Le osservazioni, perciò, si concentrano sulle altre Unità silicoclastiche sovrastanti del transetto. Per quanto concerne la discussione se adottare il termine ichnocenosi o ichnoassociazione, si rimanda a Monaco et al. (in stampa).

a) Ichnocenosi delle Arenarie di Monte Falterona

Dal log stratigrafico (Fig. 23), si evince che il grado di bioturbazione complessivo della Formazione è piuttosto basso. Ciononostante, esistono delle ichnocenosi specifiche, strettamente legate al tasso di sedimentazione ed alla natura del substrato.

Nei banconi arenaceo-microconglomeratici l'ichnocenosi più diffusa è la Op-Sc (*Ophiomorpha-Scolicia*). E' presente sia nel membro basale (Trappola), sia nel membro soprastante (Pian della Fonte). Specialmente il primo è dominato da depositi di riempimento di grandi canali, alternati a pochissime torbiditi sottili con

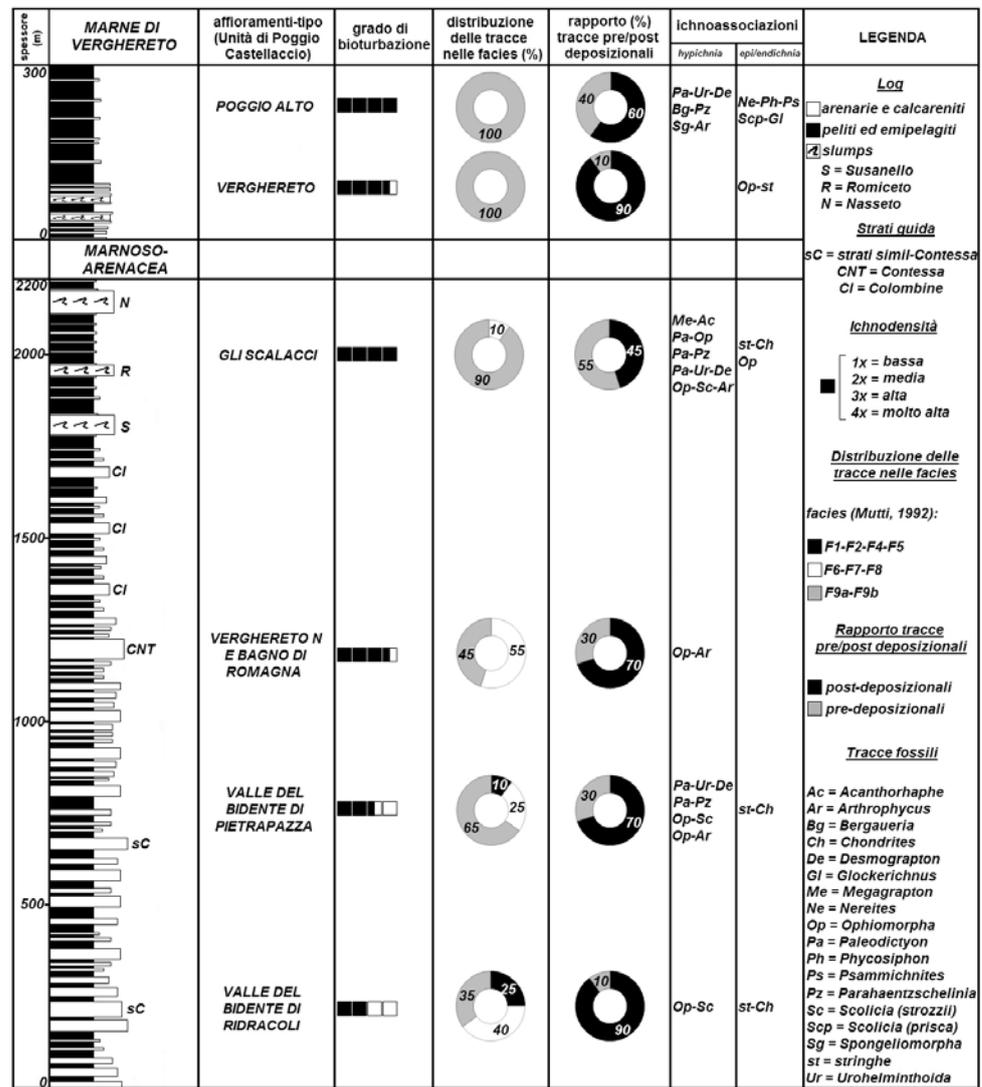
peliti scure al tetto. La carenza di queste ultime, insieme alle caratteristiche dei *megabeds* (base erosiva e totale assenza di strutture fisiche di fondo), sono buoni indicatori dell'energia elevata delle correnti di torbida, capaci di intaccare a tal punto il substrato da rimuovere i sedimenti fini che, per questo motivo, sono sovente inglobati all'interno dei banconi arenaceo-microconglomeratici (*clay chips*).

Negli altri due membri, contraddistinti da un rapporto A/P leggermente minore rispetto a quello del membro basale, è un po' più evidente l'organizzazione delle torbiditi in sequenze *thinning upward* (Poggio la Cesta e Il Termine), stazionarie (Poggio Masserecci e Il Giogo) o *thickening upward* (Pian della Fonte). Queste ultime possono essere interpretate come il risultato della progradazione di potenti lobi deposizionali canalizzati (che si formano allo sbocco dei canali distributori attivi), processo determinato, ad esempio, dall'incremento progressivo del volume degli apporti. Se il tasso di sedimentazione si riduceva nel tempo, oppure se un canale, riempito, veniva abbandonato, potevano formarsi le sequenze *thinning upward*. Le sequenze stazionarie (scariche random di grandi volumi di sedimento), rappresentano la situazione intermedia tra le due e sono le più comuni nella successione delle Arenarie di Monte Falterona.

Tutte le sequenze studiate nella Formazione sono accomunate dalla scarsità di tracce pre-deposizionali negli strati sottili: la velocità di sedimentazione elevata, insieme alla persistente carenza di ossigeno, sono fattori che giustificano il numero davvero esiguo di forme rinvenute. I grafogliptidi, se e quando presenti, sono piuttosto mal preservati. Si segnalano, tuttavia, alcune ichnocenosi (osservate pure nelle Formazioni soprastanti), tra le quali spiccano la Co-Pa (*Cosmorhapha-Paleodictyon*) di Poggio La Cesta e la Me-Pa (*Megagraption-Paleodictyon*) de Il Giogo.

Le tracce fossili in posizione epichnia, al contrario, sono localmente molto abbondanti nelle stesse torbiditi, specie al passaggio tra i membri arenaceo-contouritico ed arenaceo-pelitico. Le

Fig. 25: Log riassuntivo della Formazione Marnoso-arenacea e delle Marne di Verghereto (sezione-tipo dell'Unità di Poggio Castellaccio, con gli affioramenti analizzati) ed integrazione dei dati stratigrafici (distribuzione degli ichnotaxa pre-postdeposizionali).



ichnocenosi rinvenute sono la Op-st-Tr (*Ophiomorpha-stringhe Phycosiphon-Trichichnus*) de Il Termine, la Op-Ne-Ch (*Ophiomorpha-Nereites-Chondrites*) e la Ch-Cl (*Chondrites-Cladichnus*) delle calcilutiti di Poggio Masserecci.

b) Ichnocenosi delle Arenarie di Monte Cervarola

Le associazioni di facies e di tracce fossili, studiate in affioramento, confermano che c'è stata continuità di sedimentazione tra il membro arenaceo-pelitico delle Arenarie di Monte Falterona ed il membro basale della Cervarola (le analogie tra le sezioni Il Giogo e Rifiglio sono già note nel terreno). In quest'ultima Formazione, però, il trend di diminuzione nel numero e

nello spessore dei *megabeds*, sostituiti progressivamente da torbiditi sottili, è molto più evidente. La successione esaminata comprende depositi di canale, di intercanale e di lobo interno (prevalenti alla base) e depositi di lobo esterno e di frangia nella porzione sommitale. Questa evoluzione, verso depositi sempre più distali, è accompagnata dalla scomparsa delle contouriti e dal progressivo incremento dei carbonati e dell'ichnodiversità (specie del numero dei grafogliptidi).

Il carattere prossimale delle associazioni di facies alla base della Cervarola (Rifiglio e dintorni) è testimoniato soprattutto dalla presenza di alcuni *slumps*, di *megabeds* caotici, con base erosiva, (nei quali è ancora presente l'ichnoassociazione Op-Sc) e di torbiditi sottili - F9b

(prossimali) piuttosto che F9a (distali), facies, quest'ultime, in cui è presente una sola ichnocenosi a grafogliptidi (De-Co: *Desmograpton-Cosmorhaphe*).

La prima comparsa significativa di tracce pre-deposizionali si riscontra nella sezione di Frassineta. I valori di ichnodensità e di ichnodiversità si mantengono elevati pure nella porzione soprastante della successione della Cervarola, in particolare nei depositi di lobo esterno di Casalino e di Moggiona-Valle del Sova. A Frassineta le torbiditi sottili sono intervallate da piccoli *slumps* che potrebbero indicare la prossimità di una scarpata, ipotesi supportata anche dalla presenza di alcune tracce tipiche degli *slope*, appartenenti all'ichnofacies *Zoophycos* (ichnocenosi Zo-Ph-Ch: *Zoophycos*, *Phycosiphon*, *Chondrites*) (Uchman, 2007). La fitta copertura vegetale, tuttavia, limita notevolmente l'esposizione degli affioramenti di Frassineta e, quindi, la possibilità di appurare nel terreno sia la continuità laterale degli strati sottili, sia lo spessore degli *slumps*. Ciononostante, sono molte le ichnocenosi analizzate, sia a grafogliptidi, sia miste. Tra queste ultime spiccano la Me-Pa-He (*Megagraption-Paleodictyon-Helminthopsis*) e la Ha-grf (*Halopoa*-grafogliptidi); entrambe sono state osservate anche nelle torbiditi sottili di Casalino e Moggiona-Valle del Sova (lobo esterno) e di Poggio Prato Pagliaio (frangia di lobo).

c) Ichnocenosi della Formazione di Vicchio

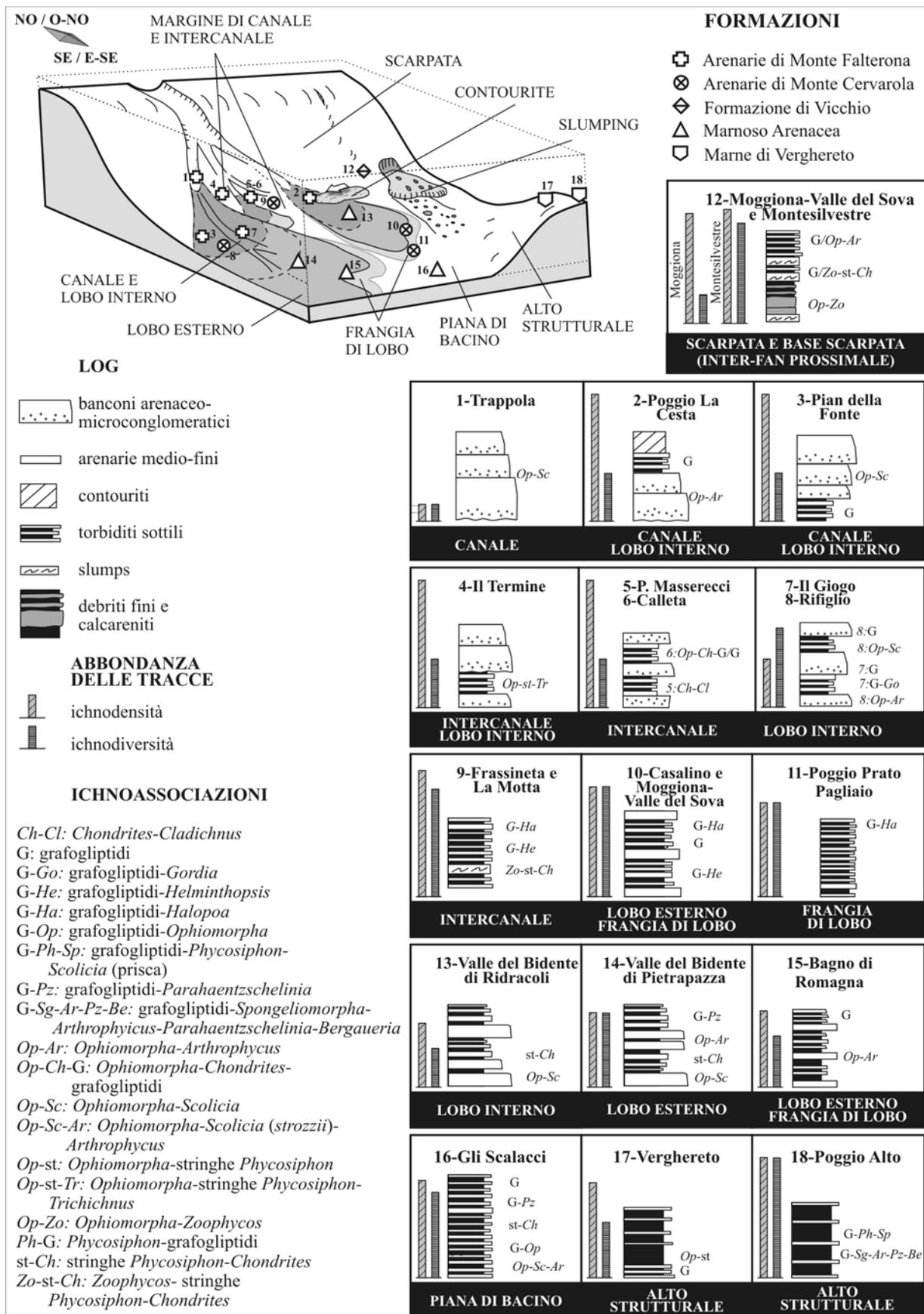
Nelle aree di affioramento della Formazione di Vicchio (Moggiona-Valle del Sova e Monte Fatucchio-Montesilvestre), i Membri di Lama e di Moggiona (sebbene più potenti nella seconda) sono contraddistinti da associazioni di facies tali e quali. Nelle due sotto-unità prevalgono i depositi di scarpata, specialmente nel Membro di Moggiona, formato da pacchi di marne grigio-azzurre in cui (soprattutto negli affioramenti della Valle del Sova) domina la traccia più comune negli *slope*, ovvero *Zoophycos*. Benché l'ichnodensità sia molto alta, ciò non vale per l'ichnodiversità; non sono presenti, infatti,

altre tracce fossili ad eccezione di *Zoophycos*. I grafogliptidi che, di solito, si collocano alla base delle scarpate o sui margini dei *canyon* attivi (Uchman, 2007; Heard & Pickering, 2008), sono sfavoriti dalla natura e dalla consistenza del substrato (pacchi di marne con livelli vulcanoderivati) in cui è molto improbabile che possano essere preservati. Gli strati marnosi, inoltre, quando non sono amalgamati, esibiscono una base molto netta che denota un'energia abbastanza elevata dei processi deposizionali (altro parametro che non favorisce la preservazione dei grafogliptidi). *Zoophycos*, al contrario, è preservato anche nei depositi di questo tipo e pure a ridosso degli *slumps*: ciò testimonia che, per sfruttare i sedimenti fangosi a lui congeniali, poteva tollerare le condizioni di momentanea instabilità dell'ambiente di deposizione (mentre, in genere, predilige i luoghi stabili e la bassa velocità di sedimentazione).

Dove i fanghi si alternano con strati a granulometria più grossolana, ossia in prossimità del passaggio tra Membro di Moggiona ed i due Membri attigui (specialmente, il Membro basale di Lama), gli esemplari di *Zoophycos* diminuiscono progressivamente e sono sostituiti da *Ophiomorpha* (sezione Moggiona).

Negli affioramenti di Monte Fatucchio-Montesilvestre, la Formazione di Vicchio, sebbene contraddistinta da facies identiche a quelle osservate nella Valle del Sova fino al livello formato da noduli di barite (collocato al tetto del Membro di Moggiona), nella restante porzione è completamente differente. Nelle zone prossime al fronte della catena in formazione, infatti, l'interferenza della tettonica, amplificata dagli effetti di risonanza dovuti all'abbondanza dei sedimenti fini, potrebbe aver influito notevolmente sull'entità della subsidenza dei *wedge-top* (bacini in cui, presumibilmente, si è deposta la

Fig. 26: Schema riassuntivo delle unità studiate e delle ichnoassociazioni rinvenute nelle sezioni stratigrafiche analizzate nel transetto Pratomagno-Verghereto.



Formazione di Vicchio) e, di conseguenza, sullo spazio di accomodamento (che, per il Membro di Montesilvestre della sezione-tipo di 1.200 m, è stato sicuramente maggiore rispetto al medesimo della Valle del Sova dove raggiunge i 250 m). Oltre allo spessore, anche le associazioni di facies e di tracce fossili non sono le stesse nelle due aree, in virtù della diversa evoluzione del bacino di sedimentazione.

A Montesilvestre, in particolare, la base del Membro omonimo è contraddistinta da depositi di scarpata inferiore (pacchi spessi di peliti marnose ed emipelagiti, alternati a debriti fini, calcareniti e *slumps*), piuttosto differenti rispetto a quelli osservati nel Membro di Moggiona (strati marnosi amalgamati, senza sedimenti silicoclastici). Nelle marne del Membro di Montesilvestre della sezione-tipo dominano, certamente, ancora gli esemplari di *Zoophycos* (a cui vanno aggiunte stringhe *Phycosiphon* e *Chondrites*); tuttavia nelle calcareniti sono presenti anche diversi grafogliptidi e tracce associate, specialmente *Neonereites* che si trova in posizione *epichnia*, mentre come *hypichnia* compaiono altri ichnogenieri localmente anche abbondanti (*Desmograpton*, *Megagrapton*, *Paleodictyon*, *Urohelminthoida*, *Lorenzina*). L'evoluzione da depositi di base scarpata a depositi di piana di bacino prossimale (*proximal interfan*, *sensu* Heard & Pickering, 2008), è segnata soprattutto dall'incremento del numero dei grafogliptidi. Sebbene l'ichnodensità che si riferisce alle tracce di questo gruppo sia più alta, ciò non vale per l'ichnodiversità, poiché nelle torbiditi sottili di piana prevale una sola ichnoassociazione, la Me-Pa, mentre nelle calcareniti di scarpata i grafogliptidi, seppur presenti in numero esiguo, sono maggiormente diversificati (Uchman, 2001).

d) Ichnocenosi della Marnoso-arenacea e delle Marne di Verghereto

La successione della Marnoso-arenacea, malgrado lo spessore maggiore, è, per diversi aspetti, molto simile a quella della Cervarola. Dalla base al tetto, infatti, si evince una progressiva

riduzione del tasso di sedimentazione (ed un conseguente aumento della bioturbazione), cui corrisponde la sostituzione dei depositi di lobo interno (Valle del Bidente di Ridracoli), con depositi di lobo esterno/frangia di lobo (Valle del Bidente di Pietrapazza e Bagno di Romagna) e di piana di bacino (Gli Scalacci). Per quanto le associazioni di facies della Marnoso-arenacea e della Cervarola siano, tra loro, molto simili, lo stesso non si può dire della composizione delle torbiditi, dato che, nella prima delle due Formazioni, la componente carbonatica è presente in percentuali molto più rilevanti.

Dalla distribuzione delle ichnocenosi osservate nei depositi della Marnoso-arenacea, si deduce che, tra le tracce post-deposizionali *hypichnia*, la Op-Ar (*Ophiomorpha-Arthrophyucus*) è diffusa specialmente nei depositi di lobo (Valle del Bidente di Pietrapazza e Bagno di Romagna), mentre la Op-Sc (*Ophiomorpha-Scolicia*), pur prediligendo sempre i banconi spessi (come nelle Formazioni sottostanti), può insediarsi perfino alla base degli strati sottili depositi da correnti di torbida diluite (Gli Scalacci). Quest'attitudine è particolarmente sviluppata in *Ophiomorpha*, ichnogenere, in assoluto, più comune lungo il transetto (dalle arenarie spesse di Pratomagno fino alle marne dell'alto strutturale di Verghereto). La tendenza ad attraversare più strati di *Ophiomorpha rudis* unita all'ampio spettro di depositi che è in grado di colonizzare (Uchman, 2007), giustifica l'abbondanza dell'ichnoassociazione che, nelle torbiditi sottili, è formata da questo ichnogenere (post-deposizionale) e dai grafogliptidi (pre-deposizionali). Non vi è esempio migliore, a tal proposito, di quello che proviene dalla sezione de Gli Scalacci, nella quale *Ophiomorpha* è associata a *Paleodictyon*, grafogliptide che, insieme a *Urohelminthoida* e *Desmograpton*, è uno dei più frequenti nelle torbiditi sottili del post-Contessa. E' durante quest'ultimo intervallo che, nel mezzo della piana di bacino, si è dipartito il sollevamento dell'alto di Verghereto (struttura sopra cui si sono accumulate, in grande quantità, peliti marnose, emipelagiti e non solo). Il paleorilievo non era completamente isolato dal resto del bacino, come si

deduce dalla presenza, anche nei punti topograficamente più alti, oltreché di potenti pacchi di marne, di strati arenacei sottili, ma arealmente molto estesi (sezione Poggio Alto). In questi ultimi si registrano i valori d'ichnodensità e d'ichnodiversità forse maggiori dell'intero transetto. La stabilità dell'ambiente di sedimentazione e, senza dubbio, la buona ossigenazione e l'alta quantità di nutrienti trasportati da correnti che bordavano l'alto, avevano favorito l'eccezionale proliferazione di bioturbanti che colonizzavano il substrato in tutte le direzioni. Per questo motivo, le tracce fossili sono preservate in gran numero alla base (soprattutto grafogliptidi), al tetto (ichnocenosi Ne-Ph-Ps-Scp-Gl: *Nereites missouriensis*, *Phycosiphon hamata*, *Psammichnites*, *Scolicia prisca*, *Glockerichnus* isp.) e pure all'interno dello strato (*Ophiomorpha*).

Modelli deposizionali

La sedimentazione nell'avanfossa oligomiocenica ha portato all'accumulo di migliaia di metri di torbiditi che (per spessore, composizione e granulometrie) sono molto diversi nelle Formazioni analizzate nel transetto Pratomagno-Verghereto. Le differenze sono legate sia alle aree sorgenti di sedimento, sia al tasso di sedimentazione (che registra i valori massimi nelle Arenarie di Monte Falterona ed i minimi nelle Marne di Verghereto), parametro, quest'ultimo, che influiva profondamente sul grado di diversità degli ichnotaxa. La relazione tra tasso di sedimentazione ed indice ichnodensità/ichnodiversità è, in sostanza, di proporzionalità inversa. A parità di volume di sedimento apportato dalle correnti di torbida, tuttavia, entravano in gioco altri fattori che determinavano la colonizzazione del substrato, tra cui il grado di ossigenazione e la quantità di nutrienti a disposizione dei bioturbanti.

Alcuni esempi provengono dalle Arenarie di Monte Falterona, Formazione in cui, nonostante il tasso di sedimentazione rimanesse sempre molto alto dalla base al tetto, sono compresi intervalli ristretti, formati da torbiditi sottili, in cui l'ichnodensità raggiunge picchi veramente ele-

vati (Il Termine, Poggio Masserecci e Calleta). È difficile stabilire se le torbiditi sottili bioturbate siano il prodotto della deposizione in zone d'intercanale, sugli argini dei canali, oppure all'interno di questi stessi. In genere, dove si osserva l'associazione diretta con i depositi canalizzati (Trappola, Poggio La Cesta e Pian della Fonte), le torbiditi sottili sono, di norma, chiuse al tetto da peliti molto scure non (o scarsamente) bioturbate. Tale carattere non si riscontra, per contro, negli strati analoghi de Il Termine, Poggio Masserecci e Calleta (presumibilmente d'intercanale) costituiti, invece, da arenarie fini ben classate e da peliti maggiormente marnose.

Le tracce rinvenute nelle torbiditi sottili delle tre sezioni appena nominate, sono in prevalenza *Ophiomorpha*, stringhe arcuate (*Phycosiphon-like*), *Chondrites*, *Trichichnus* e *Nereites*; si tratta di forme post-deposizionali prodotte da organismi specializzati che ben tolleravano le improvvise escursioni del tasso di sedimentazione (specie l'*Ophiomorpha*) e dell'ossigenazione del substrato (soprattutto *Chondrites* e *Trichichnus* che, in aggiunta, si adattavano anche ad ambienti riducenti). Non sorprende, quindi, scoprire, in questi intervalli, la scarsità di grafogliptidi. La successione verticale delle tracce negli strati arenaceo-marnosi in questione è ricorrente nei depositi torbiditici, tanto da coincidere perfettamente con il modello proposto da Uchman (2007), frutto della sintesi di numerosi dati di terreno su flysch paleogenico-neogenici europei.

Nelle torbiditi sottili dei depositi di lobo esterno, frangia di lobo e piana di bacino del transetto Pratomagno-Verghereto, l'ichnodensità, ancora elevata, è comunque inferiore, in genere, all'ichnodiversità (parametro, quest'ultimo, il cui incremento è dovuto soprattutto alla diffusione dei grafogliptidi). La distribuzione delle tracce pre-deposizionali nei tre sub-ambienti, tuttavia, non è mai uniforme.

Nella Cervarola, ad esempio, i grafogliptidi si osservano in numero maggiore nei depositi di lobo esterno/frangia di lobo prossimale (Casalino-Moggiona e Frassineta, rispettivamente) piuttosto che nelle associazioni distali di fran-

gia di lobo distale/piana di bacino (Poggio Prato Pagliaio). L'ichnodiversità complessiva delle associazioni di facies di lobo esterno/frangia della Cervarola, in più, è lievemente superiore se la si paragona a quella di associazioni analoghe (Valle del Bidente di Pietrapazza e Bagno di Romagna) e di piana di bacino (Gli Scalacci) della Marnoso-arenacea. La presenza di ichnospecie molto diversificate, nei lobi anziché nelle piane di bacino, potrebbe essere legata alla composizione del substrato (niente affatto monotona nella Cervarola, molto meno varia nella Marnoso-arenacea; Uchman, 2001).

Il potere erosivo delle correnti di torbida e l'azione di correnti di fondo potevano determinare, inoltre, variazioni preservazionali anche a livello di ichnospecie. A tal proposito, nella sezione Gli Scalacci, sono stati recuperati due campioni di *Paleodictyon*: nel primo, sono conservati i pozzi, nell'altro sono impresse le celle. In alcuni altri campioni sono presenti entrambi (pozzi e celle) disposti su due livelli differenti delimitati da un gradino morfologico ("step" in Monaco, 2008). Il *Paleodictyon* è, tra i grafogliptidi, l'ichnogenere più diffuso nelle torbiditi sottili di tutte le Formazioni del transetto. In molti casi si evince che le ichnospecie di maggiori dimensioni sono diffuse soprattutto negli ambienti più energetici. C'è quindi, un legame tra dimensioni delle celle, energia dell'ambiente deposizionale e granulometria del substrato.

Il grado di preservazione di *hypichnia* delicate (non solo *Paleodictyon*, ma anche gli altri grafogliptidi), poi, è ottimale nei livelli in cui il contenuto di carbonati si rileva in percentuali consistenti. È possibile che, a dispetto dell'elevata profondità dell'ambiente di sedimentazione, nei substrati ricchi di carbonati il consolidamento del *burrow*, da parte dell'organismo, sia stato facilitato da processi di diagenesi precoce.

Indipendentemente dal substrato, comunque, negli ambienti molto stabili, in cui giungevano solo torbide diluite, la preservazione è molto buona, anche perché le strutture sedimentarie fisiche raramente si sovrappongono alle biogeniche o, qualora ciò si verifici, raramente le obliterano del tutto.

Tra i luoghi di sedimentazione più tranquilli e, di conseguenza, adatti alla proliferazione dei bioturbanti, si annoverano gli alti strutturali come quello di Verghereto. E' in questo settore del bacino che si registrano i picchi massimi di ichnodensità e di ichnodiversità dell'intero transetto (sezione di Poggio Alto).

Nei sedimenti accumulati sui fianchi dell'alto di Verghereto (specie in prossimità del passaggio con la Marnoso-arenacea) tuttavia, mancano gli *Zoophycos* che, normalmente, abbondano nelle scarpate dei paleorilievi (oltre che in quelle continentali). Un'ipotesi è che la profondità dell'ambiente di sedimentazione delle Marne di Verghereto fosse inadeguata per lo *Zoophycos*, ichnogenere raro sotto i 2.000 m (Frey & Pemberton, 1985; Uchman, 2007). A questo va aggiunto che nella Formazione, in realtà, le associazioni di facies di scarpata occupano uno spessore molto ridotto rispetto alle alternanze di torbiditi sottili ed emipelagiti deposte da torbide diluite o decantate sulla sommità ed ai lati dell'alto strutturale.

Queste constatazioni, oltre che dai rilievi nel terreno, scaturiscono anche dal confronto con i dati relativi alla Formazione di Vicchio, Unità nei cui depositi di scarpata (che occupano la porzione maggiore dell'intero spessore della successione), i grandi *Zoophycos* sono in assoluto, le tracce fossili più abbondanti e, in certi intervalli, le sole presenti (Membro di Moggiona).

Considerazioni finali

Dall'integrazione dei molteplici dati in possesso, modulando le indicazioni ottenute dalla letteratura con i parametri raccolti sul terreno nel transetto Pratomagno-Verghereto, si pone in luce lo stretto legame che intercorre tra subambienti di sedimentazione e le ichnocenosi. Ogni deposito analizzato è contraddistinto da ichnoassociazioni specifiche, corporazioni di ichnogenere (alcuni dominati da forme elitarie) che registrano le oscillazioni di importanti fattori del substrato quali ossigenazione, granulometria e composizione.

Sarebbe molto interessante, se si volessero arricchire ulteriormente le conoscenze dei meccanismi deposizionali che regolano la sedimentazione in ambiente torbidityco, concentrarsi ad approfondire lo studio sui caratteri puntuali di ogni singola traccia. Questo approccio potrebbe rivelarsi davvero valido per l'acquisizione di dati significativi sull'azione delle correnti di fondo, i cui effetti nei bacini profondi, purtroppo, sono davvero poco noti (e spesso trascurati). Nelle facies che, più delle altre, sembrano legate all'effetto di queste correnti (contouriti s.s.), le tracce fossili, sfortunatamente, sono assenti (ad eccezione di stringhe al tetto che, però, non sono specifiche dei depositi contouritici ma, piuttosto dei substrati marnosi). Nel transetto si osserva come le contouriti siano comprese per lo più in associazioni di facies prossimali, tanto che, mano mano che si sale nella successione della Falterona-Cervarola (e si va verso depositi di lobo esterno), diminuiscono di spessore fino a scomparire del tutto, mentre si ritrovano solo fantasmi di strutture (spesso di taglia microscopica comunque <1 cm) prodotte dall'azione di correnti di fondo pre-torbidityche (Monaco, 2008). La provenienza dei carbonati che si concentrano nelle contouriti (ma non nelle torbidity adiacenti) non si conosce ancora in modo adeguato: potrebbero essere il prodotto della deposizione "normale" tra una torbida e l'altra, provenire da aree ristrette di produzione di carbonati (*piggy-back*) o avere origine, al pari delle torbide, da aree alpine. Indipendentemente dalla derivazione dei carbonati, le correnti di fondo ne hanno determinato la riorganizzazione ed il modellamento in corpi sedimentari dall'inconfondibile aspetto "a fisarmonica", carattere che, nelle contouriti, è identico dal Casentino fino ai monti di Cortona (molto più a sud rispetto all'area di studio).

Le analogie stratigrafiche ed ichnologiche tra le Unità silicoclastiche della Cervarola-Falterona delle due aree menzionate sono numerose, soprattutto per quanto concerne le Arenarie di Monte Falterona. Le associazioni di facies tipiche di quest'ultima Formazione affiorano in Pratomagno, settore del transetto in cui l'Unità

ha lo spessore più elevato, superiore anche rispetto alla sezione-tipo, dove, in verità, le Arenarie di Monte Falterona affiorano molto sporadicamente (per tutti questi motivi, "Arenarie di Pratomagno" sarebbe un termine forse più ragionevole per indicare la Formazione).

L'analisi stratigrafica ed ichnologica si è rivelata particolarmente efficace nella interpretazione della Formazione di Vicchio, poiché ha messo in risalto le notevoli differenze che intercorrono tra le due aree di affioramento (Moggiona-Valle del Sova e Monte Fatucchio-Montesilvestre). L'inizio della deposizione del Membro di Montesilvestre, in particolare, è uno dei momenti più importanti dell'evoluzione dell'avanfossa, ovvero la transizione tra Dominio Toscano Esterno ed il Dominio Umbro Romagnolo interno. Il Membro sommitale della Formazione di Vicchio si è accumulato contemporaneamente alla Marnoso-arenacea fino al Serravalliano medio (cfr. Delle Rose et al., 1994), quindi si potrebbe anche ipotizzare una connessione tra il bacino di sedimentazione della Formazione di Vicchio e l'avanfossa aperta della Marnoso-arenacea.

Nelle interpretazioni di questo genere, tuttavia, non bisogna dimenticare che la tettonica ha agito molto intensamente, alterando parecchio i rapporti laterali originali tra un bacino e l'altro. Nei terreni torbidityci, in più, la copertura vegetale, sempre molto estesa, come sappiamo, limita notevolmente le dimensioni degli affioramenti. È soprattutto in virtù delle difficoltà che si incontrano nelle indagini di terreno che non si possono trascurare le potenzialità dell'analisi integrata ichnologico-stratigrafica. Se si disponesse, ad esempio, di un numero considerevole di campioni provenienti da vari affioramenti dell'Appennino, si potrebbe stabilire quali siano le associazioni di facies e gli ichnogeni (o addirittura le ichnospecie) caratteristici di ogni Formazione e, quindi, sarebbe logico ed immediato inquadrare dettagliatamente l'evoluzione della sedimentazione in avanfossa nel Terziario.

Ringraziamenti

Si ringrazia per l'aiuto fornito nella raccolta di campioni ichnologici e nella collocazione nel laboratorio di Biosedimentazione dell'Università di Perugia, M. Gabrielli, M. Quirini, T. Trecci e altri numerosi studenti ed appassionati che hanno contribuito ad accrescere la vasta collezione degli ichnotaxa dell'Appennino. Un ringraziamento va a A. Uchman, per la discussione nel settembre 2008 a Cracovia e per l'attribuzione di alcune ichnospecie controverse ma fondamentali in flysch ma anche inerenti la Formazione Marnoso-arenacea; la determinazione è stata possibile soprattutto per il proficuo confronto, assieme a A. Giannetti, dei numerosi ichnogenere e ichnospecie provenienti dai flysch eocenico-miocenici dei Carpazi, appartenenti alla collezione M. Książkiewicz di Cracovia (Polonia) e alle proficue discussioni con ichtnologi di vari Paesi (L. Buatois, A. D'Alessandro, M.G. Mangano, A. Rindsberg, R. Bromley, A. Wetzel in primo luogo). Le stimolanti discussioni sulle contouriti avute con D. Stow e F. Trincardi a Geitalia 2007 sono state di grande utilità e potrebbero essere molto utili anche in futuro per comprendere il ruolo insostituibile delle correnti di fondo nella distribuzione delle attività degli organismi bentonici attualmente in Adriatico (o del paleo-Adriatico durante l'Oligo-Miocene), in un contesto dominato da facies essenzialmente di tipo torbiditico; per l'analisi di facies torbiditiche si ringraziano E. Mutti e F. Ricci Lucchi. Il progetto è stato realizzato in parte con fondi RicBas Monaco (2007-2009). Si ringrazia M. Barchi per il fondamentale contributo economico (fondi RU07BM.RU07BMFUN-09010101, Barchi 2008), che è risultato determinante per poter accedere alla collezione ichtnologica dell'Università di Cracovia. Un ringraziamento particolare ed un ricordo affettuoso vanno rivolti al caro amico recentemente scomparso Jesus Caracuel dell'Università di Alicante; la ricerca di terreno in Spagna e Italia sui grafogliptidi ed altre tracce fossili mancheranno di un apporto fondamentale nella prosecuzione delle ricerche.

Bibliografia

- Abbate, E., Bruni, P., 1987, Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine nord-appenninico: Mem. Soc. Geol. It., 39: 19-33.
- Abbate, E., Bruni, P., Sagri, M., 1991, Sezione geologica dai Monti del Chianti al Passo dei Mandrioli: Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1: 211-215.
- Amorosi, A., 1987, Analisi delle relazioni tra la "Marnoso-arenacea" e le "Marne di Verghereto" nella sinclinale di San Piero in Bagno (Appennino Forlivese): Giorn. Geol. serie 3a, 49 (2): 103-110.
- Amorosi, A., Conti, S., 1992, Itinerario n° 12 - Dal Valdarno a San Marino (km 250). Seconda parte: dal Passo dei Mandrioli a Valsavignone (km 30). La formazione Marnoso-arenacea "interna". In Bertolotti, V., ed., Appennino Tosco-Emiliano". Guide geologiche regionali, Soc. Geol. It., BE-MA, Roma: 279-280.
- Amorosi, A., Ricci Lucchi, F., Tateo, F., 1995, The Lower Miocene siliceous zone: a marker in the palaeogeographic evolution of the northern Apennines: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 118 (1): 131-149.
- Andreozzi, M., Dinelli, E., Tateo, F., 1995, Volcanoclastic key beds and megaturbidites in an early-Miocene turbidite system, Mt. Cervarola Fm. (northern Apennines): Giorn. Geol. serie 3a, 57 (1-2): 159-178.
- 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.
- Bally, A.W., Burbi, L., Cooper, J.C., Gherlandoni, R., 1986, Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines: Mem. Soc. Geol. It., 35 (1): 257-310.
- 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.
- Bertacchini, M., Gelmini, R., Ponzana, L., 1987, Le Arenarie di Monte Cervarola: caratteri sedimentologici e petrografici di alcune sezioni dell'Appennino Modenese: Mem. Soc. Geol. It., 39: 35-47.
- Boccaletti, M., Calamita, F., Deiana, G., Gelati, R., Masari, F., Moratti, G., Lucchi, F.R., 1990, Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 77: 3-14.
- Boncio, P., Brozzetti, F., Lavecchia, G., 2000, Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in central Italy: Tectonics, 19: 1038-1055.

- Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation, 168 p.
- Bromley, R.G., 1996, Trace fossils. Biology, taphonomy and application: Chapman & Hall, 2-6 Boundary Row, SE1 8HN, London, 361 p.
- Brozzetti, F., 2007, The Umbria preapennines in the Monte Santa Maria Tiberina area: new geological map and structural notes: *Boll. Soc. Geol. It.*, 126 (3): 511-529.
- Brozzetti, F., Boncio, P., Piali, G., 2002, Early-middle Miocene evolution of the Tuscan Nappe-western Umbria foredeep system: insights from stratigraphy and structural analysis: *Boll. Soc. Geol. It.*, 121: 329-331.
- Bruni, P., Cipriani, N., Pandeli, E., 1994, New sedimentological and petrographical data on the Oligo-Miocene Turbiditic Formations of the Tuscan Domain: *Mem. Soc. Geol. It.*, 48 (1): 251-260.
- 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.
- Bruni, P., Pandeli, E., 1992, Le Unità detritiche, In Bortolotti, V., ed., *Appennino Tosco-Emiliano: Guide geologiche regionali*, Soc. Geol. It., BE-MA, Roma: 31-35.
- Bruni, P., Sani, F., 1992, Itinerario n° 12 - Dal Valdarno a San Marino (km 250). Prima parte: dal Valdarno al Passo dei Mandrioli (km 40). L'Unità Cervarola-Falterona, In Bortolotti, V., ed., *Appennino Tosco-Emiliano: Guide geologiche regionali*, Soc. Geol. It., BE-MA, Roma: 274-279.
- Bucefalo-Palliani, R., Lucchetti, L., Nini, C., Nocchi, M., Rettori, R., 1997, Age and palaeoecological inferences of the upper Monte Falterona Sandstones Formation (Lonnano Member, early Miocene), Northern Apennines: *Giorn. Geol. serie 3a*, 59 (1): 143-168.
- Capozzi, R., Landuzzi, A., Negri, A., Vai, G.B., 1991, Stili deformativi ed evoluzione tettonica della successione Neogenica Romagnola: *Studi Geologici Camerti*, 1: 261-278.
- Capozzi, R., Landuzzi, A., Negri, A., Vai, G.B., 1992, Dominio Umbro-Romagnolo e Marchigiano-Adriatico, In Bortolotti, V., ed., *Appennino Tosco-Emiliano*. Guide geologiche regionali: Soc. Geol. It., BE-MA, Roma: 19-26.
- Capozzi, R., Landuzzi, A., Zanolì, S., 1998, Neogene evolution of the Apennine foothill structures from northern Marche to eastern Romagna: *Mem. Soc. Geol. It.*, 52: 631-646.
- Castellarin, A., Eva, C., Giglia, C., Vai, G.B., 1986, Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano: *Giorn. Geol. serie 3a*, 47: 47-75.
- 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.
- Ciarapica, G., Passeri, L., 1998, Evoluzione paleogeografica degli Appennini: *Atti Tic. Sc. Terra*, 40: 233-290.
- Cipriani, N., Malesani, P., Vannucci, S., 1985, Distribuzione e rapporti dei sedimenti oligocenici e miocenici nell'Appennino Settentrionale: *Miner. Petrogr. Acta*, 29: 191-210.
- Cipriani, N., Coli, M., Sani, F., 1993, Evoluzione tettonica ed idrodinamica del thrust del Cervarola: *Boll. Soc. Geol. It.*, 112 (1): 53-61.
- Coccioni, R., Wezel, F.C., 1980, Nuovi dati micropaleontologici sull'Unità Modino-Cervarola e sul Macigno: *Mem. Soc. Geol. It.*, 21: 73-83.
- Colacicchi, R., Baldanza, A., Parisi, G., 1985, Torbiditi carbonatiche nella Scaglia Rossa del Bacino Umbro-Marchigiano: stratigrafia, sedimentologia e confronto con le torbiditi silicoclastiche: *Geologica Romana*, 24: 35-72.
- 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.
- Coli, M., 1992, Assetto tettonico generale, In Bortolotti, V., ed., *Appennino Tosco-Emiliano*: Soc. Geol. It., BE-MA, Roma: 54-56.
- Conti, S., 1989, Geologia dell'Appennino marchigiano-romagnolo tra le valli del Savio e del Foglia: *Boll. Soc. Geol. It.*, 108: 453-890.
- 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 Tic. Sc. Terra*, 39: 281-302.
- Costa, E., Di Giulio, A.D., Negri, A., Plesi, G., 1991, CROP 03. Settore compreso tra Castiglione Fiorentino e Bocca Trabaria: nuovi dati stratigrafici, petrografici e strutturali: *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 1: 217-234.
- Crimes, T.P., Crossley, J.D., 1980, Inter-turbidite bottom current orientation from trace fossils with an example from the Silurian flysch of Wales: *Journ. of Sedimentary Petrology*, Tulsa, 50: 821-830.
- De Donatis, M., 1994, Considerazioni stratigrafiche e tettoniche sulla successione Falterona-Vicchio nell'Alta Val Marecchia (Appennino Settentrionale): *Giorn. Geol. serie 3a*, Bologna, 55 (1993) (2): 35-50.
- De Feyter, A.J., Koopman, A., Molenaar, N., Van-Den-Ende, C., 1986, Detachment tectonics and sedimentation, Umbro-Marchean Apennines (Italy): *Boll. Soc. Geol. It.*, 105 (1-2): 65-85.
- Delle Rose, M., Guerrera, F., Moretti, E., Rusciardelli, G., 1990, Evoluzione del segmento interno del-

- l'Avanfossa Appenninica durante il Miocene medio: *Giorn. Geol. serie 3a*, 52 (1-2): 135-158.
- 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.
- Dondi, L., Mostardini, F., Rizzini, A., 1982, Lessico delle Formazioni del bacino padano orientale, In Cremonini, G., and Lucchi, F.R., eds., *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Guide geologiche regionali: *Soc. Geol. It.*, Bologna, p. 205-236.
- 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: 313-339.
- Farabegoli, E., Benini, A., Martelli, L., Onorevoli, G., Severi, P., 1990, Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico: *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, 46: 165-184.
- Fazzini, P., 1964, Geologia dell'Appennino Tosco-Emiliano tra il Passo dei Mandrioli e il Passo della Calla: *Boll. Soc. Geol. It.*, 83 (2): 219-258.
- Frey, R.W., Pemberton, G.S., 1985, Biogenic structures in outcrops and cores. I - Approach to ichnology: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 33: 72-115.
- Frey, R.W., Pemberton, S.G., 1984, Trace fossil facies models, In Walker R.G. (ed.), "Facies Models": *Geoscience Canada reprint Series*, 2nd edn., Calgary: 189-207.
- Gandolfi, G., Paganelli, L., 1993, Le torbiditi arenacee oligo-mioceniche dell'Appennino Settentrionale fra La Spezia e Arezzo: studio petrografico e implicazioni paleogeografiche: *Giorn. Geol. serie 3a*, 55 (1): 93-102.
- Giannini, E., Nardi, R., Tongiorgi, M., 1962, Osservazioni sul problema della Falda Toscana: *Boll. Soc. Geol. It.*, 81 (2): 17-98.
- Guenther, K., Reutter, K.J., 1985, Il significato delle strutture dell'unità di M. Modino-M. Cervarola tra il Passo delle Radici e il M. Falterona in relazione alla tettonica dell'Appennino Settentrionale: *Giorn. Geol. serie 3a*, 47 (1-2): 15-34.
- Häntzschel, W., 1975, Trace fossils and problematica, In Teichert C. (ed.), "Treatise on Invertebrate Paleontology", part W, *Miscellanea, Supplement 1*: The Geol. Society of America and Kansas University, Boulder: 269 p.
- 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.
- Honeycutt, C.E., Plotnick, R.E., 2005, Mathematical analysis of *Paleodictyon*: a graph theory approach: *Lethaia*, 38 (4): 345-350.
- Kennett, J.P., 1982, *Marine Geology, Geological Effects of Bottom Currents: Motion and Commotion*: Prentice-Hall, New York: 505-535.
- Książkiewicz, M., 1970, Observations on the ichnofauna of the Polish Carpathians, In Crimes T.P. & Harper J.C. (eds.), "Trace Fossils": *Geological Journ. Spec. Issue, Liverpool*: 283-322.
- Książkiewicz, M., 1977, Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians: *Paleontologica Polonica*, 36: 1-208.
- Landuzzi, A., 1991, Structural setting and landforms in the Marnoso-arenacea of the Alta Romagna Apennines (Italy): an approach to neo-tectonics: *Boll. Soc. Geol. It.*, 110 (3-4): 581-600.
- Landuzzi, A., Capozzi, R., 1992, L'Appennino romagnolo, In Bortolotti, V., ed., *Appennino Tosco-Emiliano*: *Soc. Geol. It.*, BE-MA: 67-71.
- Levin, L.A., 1994, Paleoecology and ecology of Xenophyophores: *Palaios*, 9: 32-41.
- Losacco, U., 1963, Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale e centrale della catena di Pratomeno: *Boll. Soc. Geol. It.*, 82 (2): 291-404.
- 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.
- Lucente, C.C., Pini, G.A., 1999, Stratigraphic correlation and some submarine slide bodies in the lower Serravallian Marnoso-arenacea Formation, Northern Apennines, preliminary analysis: *Giorn. Geol. serie 3a*, 61: 99-106.
- Lucente, C.C., Pini, G.A., 2003, Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the northern Apennines, Italy: a field perspective: *American Journal of Science*, 303: 565-602.
- Lucente, C.C., Pini, G.A., 2004, Topography and palaeogeographic evolution of a middle Miocene foredeep basin plain (Northern Apennines, Italy): *Sedimentary Geology*, 170: 107-134.
- 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.
- Martelli, L., 1994, Note illustrative alla Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:50.000, Foglio 265, S. Piero in Bagno: *La Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna*. Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna: 1-122.
- Martinsson, A., 1970, Toponymy of trace fossils, In Crimes T.P., Harper J.C. (eds.), "Trace Fossils": *Geological Journal, Special Issue*: 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.
- Merla, G., Bortolotti, V., 1969, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 107 (M. Falterona): Serv. Geol. d'It., Ercolano (NA): 1-52.
- Miller, M.F., Smail, S.E., 1997, A semiquantitative field method for evaluating bioturbation on bedding planes: *Palaaios*, 12: 391-396.
- Monaco, P., 1989, La sedimentazione biodetritica nel Bacino Umbro sud-orientale durante il Paleogene: *Mem. Sc. Geol. e Paleont. Univ. di Padova*, 41: 191-253.
- Monaco, P., 2000, Biological and physical agents of shell concentrations of *Lithiotis* facies enhanced by microstratigraphy and taphonomy, Early Jurassic, Gray limestones Formation, Trento area (Northern Italy). In Hall, R., Smith, P., eds., *Advances in Jurassic Research 2000, Proceedings of the 5th Intern. Symp. on the Jurassic System, Vancouver BC (Canada), August 12-25, 1998: GeoResearch Forum, Trans Tech, Basel*: 473-486.
- Monaco, P., 2002, Tracce fossili di invertebrati marini e loro rapporti con il substrato: esempi dal mesozoico e dal terziario dell'Appennino Umbro e dell'area Vicentina: *Studi e Ricerche - Assoc. Amici del Museo - Museo Civico "G. Zannato" Montecchio Maggiore*, VI, vol. Dic. 2002, 15: 29-38.
- Monaco, P., 2008, Taphonomic features of *Paleodictyon* and other graphoglyptid trace fossils in Oligo-Miocene thin-bedded turbidites of Northern Apennines flysch deposits (Italy): *Palaaios*, 23 (10): 667-682.
- Monaco, P., Caracuel, J.E., 2007, Il valore stratigrafico delle tracce fossili negli strato evento (event bed) del registro geologico: esempi significativi di icnologia comportamentale dall'Italia e dalla Spagna: *Studi e Ricerche, Museo "G.Zannato" Montecchio Maggiore (VI)*, 14: 43-60.
- Monaco, P., Caracuel, J.E., Giannetti, A., Soria, J.M., Yébenes, A., 2007, *Thalassinoides* and *Ophiomorpha* as cross-facies trace fossils of crustaceans from shallow to deep-water environments: Mesozoic and Tertiary examples from Italy and Spain. In Garassino A., Feldmann R.M., Teruzzi G. (eds.), "3rd Symposium on Mesozoic and Cenozoic Decapod Crustaceans": *Mem. Soc. It. Sc. Nat. e Mus. Civ. St. Nat. Milano, Museo di Storia Naturale di Milano, May 23-25*: 79-82.
- 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 Geoitalia 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., Rimini, 1-5 Sett. 2007: 133-163.
- 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: 39-52.
- Monaco, P., Milighetti, M., Checconi, A., in stampa, Ichnocoenoses in the Oligocene to Miocene fore-deep basins, Northern Apennines, central Italy, In Uchman, A., and Rindsberg, A., eds., *Advances in Marine Ichnology: Acta Geol. Polonica*, Krakow.
- Montanari, A., Carey, S., Coccioni, R., Deino, A., 1994, Early Miocene tephra in the Apennine pelagic sequence: An inferred Sardinian provenance and implications for western Mediterranean tectonics: *Tectonics*, 13 (5): 1120-1134.
- Mutti, E., 1992, Turbidite sandstone: AGIP S.p.a., San Donato Milanese, 275 p.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F., 1972, Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies: *Mem. Soc. Geol. It.*, 11: 161-199.
- Nardi, R., 1965, Contributo alla geologia dell'Appennino Tosco-Emiliano. 4. La geologia della valle dello Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (Modena): *Boll. Soc. Geol. It.*, 83 (4): 353-400.
- Nini, C., 1996, Benthic foraminiferal assemblages as indicators of restricted conditions in the Lower Miocene (Aquitania) of the Eastern Tuscany Basin, Lonnano (Arezzo) section: *Palaeopelagos*, 6: 311-327.
- Olivero, D., Gaillard, C., 2007, A constructional model for *Zoophycos*, In Miller III W.M. (ed.), "Trace Fossils, Concepts, Problems, Prospects": Elsevier B.V.: 466-477.
- Ori, G.G., Friend, P.F., 1984, Sedimentary basin formed and carried piggyback on active thrust sheets: *Geology*, 12: 475-478.
- Pandeli, E., Vannucchi, P., Monechi, S., 1997, Clasti eratici negli Scisti Varicolori oligocenici dell'Unità Cervarola-Falterona (Toscana orientale): *Boll. Soc. Geol. It.*, 116: 379-405.
- Papini, M., Vannucci, S. (1993), Intercalazioni vulcanoclastiche e silicee nelle Arenarie del Cervarola del versante orientale di M. Giovi: *Giorn. Geol. serie 3a*, 55 (2): 51-69.
- Passerini, P., 1973, Studies on minor faults. 2 - The Monte Falterona thrust: *Boll. Soc. Geol. It.*, 92 (1): 49-74.
- Piccioni, R., Monaco, P., 1999, Caratteri sedimentologici, icnologici e micropaleontologici delle unità eoceniche degli scisti varicolori nella sezione di M. Solare (Trasimeno, Umbria occidentale): *Boll.*

- Serv. Geol. d'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.
- Pizziolo, M., Ricci Lucchi, F., 1991, Le Marne di Vicchio nel quadro evolutivo dei bacini oligomiocenici dell'Appennino Settentrionale (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., Moti, 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.
- Ponzana, L., 1993, Caratteristiche sedimentologiche e petrografiche della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale): Boll. Soc. Geol. It., 112: 201-218.
- 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, Excursion Guidebook n°7, Tecno-print Bologna, Bologna: 231-303.
- Ricci Lucchi, F., Pialli, G., 1973, Apporti secondari nella Marnoso-arenacea: 1 - Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a est-nordest di Perugia: Boll. Soc. Geol. It., 92 (3):669-712.
- Ricci Lucchi, F., Valmori, E., 1980, Basin-wide turbidites in a Miocene, oversupplied deep-sea plain: a geometrical analysis: Sedimentology, 27: 241-270.
- Sani, F., 1992, L'Appennino toscano: In Bortolotti V. (ed.), "Appennino Tosco-Emiliano": Soc. Geol. It., BE-MA, Roma: 56-60.
- Savrdá, C.E., 2007, Trace Fossils and Marine Benthic Oxygenation, In Miller III, W. (ed.), "Trace Fossils, Concepts, Problems, Prospects": Elsevier, Arcata (CA): 149-156.
- Seilacher, A., 1964, Biogenic sedimentary structures, In Imbrie J. & Newell N. (eds.), Approaches to Paleoecology: Wiley, New York: 296-316.
- Seilacher, A., 1967, Bathymetry of trace fossils: Marine Geology, 5: 413-428.
- 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., 1977, Pattern analysis of *Paleodictyon* and related trace fossils, In Crimes T.P., Harper J.C. (eds.), "Trace Fossils 2": Geological Journal, Special Issue 9, London: 289-334.
- Seilacher, A., 2007, Trace Fossil Analysis: Springer Verlag, Berlin, 226 p.
- Shanmugam, G., Moiola, R.J., 1985, Submarine fan models: problems and solutions, In Bouma A.H., Normark W.R. & Barnes N.E. (eds.), Submarine fans and related turbidite systems: Springer-Verlag, Berlin: 29-34.
- 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: 611-646.
- Stow, D.A.V., Piper, D.J.W., 1984b, Fine-grained sediments: deep-water processes and facies: Blackwell, Geol. soc. Spec. Publ., Oxford, 659 p.
- 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 F.I.S.T. (ed.), GeoItalia 2005: FIST, Spoleto 21-23 Settembre 2005, p. 321.
- Uchman, A., 1995a, 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., 1995b, Tiering patterns of trace fossils in the Paleogene flysch deposits of the Carpathians, Poland: Geobios, M.S. 18: 389-394.
- 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): 248-267.
- Uchman, A., Demircan, H., 1999, Trace fossils of Miocene deep-sea fan fringe deposits from the Cingöz Formation, southern Turkey: Annales Societatis Geologorum Poloniae, 69: 125-135.
- Van Wamel, W.A., Zwart, P.E., 1990, The structural geology and basin development of the Romagnan-Umbrian zone (Upper Savio and Upper Bidente Valleys, N Italy): Geologie en Mijnbouw, 69: 53-68.
- Walker, R.G., 1984, "Facies models", in Geoscience, 2nd edition, Canada reprints Series: Geol. Assoc. Canada, 1-317.
- Wetzel, A., Uchman, A., 1997, Ichnology of deep-sea fan overbank deposits of the Ganei Slates (Eocene, Switzerland) - a classical flysch trace fossil loca-

lity studied first by Osvald Heer: *Ichnos*, 5: 139-162.

Zuffa, G.G., 1980, Hybrid arenites: their composition and classification: *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 21-29.

Accettato per la pubblicazione: Giugno 2009.

Direttore Responsabile: Prof. Patrizio Bianchi

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-44100 Ferrara, Italia.