



**ISPRA**

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

**NOTE ILLUSTRATIVE  
della  
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA  
alla scala 1:50.000**

foglio 251

**PORRETTA TERME**

A cura di:

**F. Botti**<sup>(1)</sup>, **G. Daniele**<sup>(2)</sup>, **F. Baldacci**<sup>(1)</sup>

*Biostratigrafia:* **S. Palandri**<sup>(1)</sup>

*Petrografia:* **F. Botti**<sup>(1)</sup>, **G. Daniele**<sup>(2)</sup>

*Contributi tematici:* **A. Ribolini**<sup>(1)</sup>, **A. Ungari**<sup>(1)</sup>, **G. Molli**<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa

<sup>(2)</sup> Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

Ente realizzatore:



**Regione Emilia-Romagna**

Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

*Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia:*  
**Leonello Serva.**

*Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:* **Fabrizio Galluzzo.**

*Responsabile del Progetto CARG per la Regione Emilia-Romagna:*  
**Raffaele Pignone.**

DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO-SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

*Revisione scientifica*

**C. D'Ambrogi, M. D'Orefice, M. Rossi**

*Coordinamento cartografico*

**D. Tacchia (coord.), S. Falcetti**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici*

**L. Battaglini, V. Campo, D. Delogu, R. Ventura, A. Fiorentino,  
R.M. Pichezzi, M. Rossi**

*Coordinamento editoriale*

**M. Cosci, S. Falcetti**

REGIONE EMILIA-ROMAGNA - SERVIZIO GEOLOGICO, SISMICO E DEI SUOLI

*Coordinamento informatizzazione*

**M. Grandi (direzione lavori), I. Pellegrino**

*Coordinamento allestimento cartografico per la stampa*

**A. Angelelli (direzione lavori), S. Scappini**

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa  
a cura di SYSTEMCART - ROMA*

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG

**M.T. Lettieri** - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia

**G. Falanga, S. Stagni** - Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

*Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.*

Stampa

## INDICE

<b>I</b>	- <b>INTRODUZIONE</b> .....	pag 7
<b>II</b>	- <b>INQUADRAMENTO GEOLOGICO – CENNI STORICI.</b> »	13
<b>III</b>	- <b>CENNI DI GEOMORFOLOGIA</b> .....	» 21
1.	- <b>INQUADRAMENTO ORO-IDROGRAFICO E MORFOTETTONICO</b> .....	» 21
2.	- <b>MOVIMENTI GRAVITATIVI DI VERSANTE</b> .....	» 28
2.1.	- <b>DGPV E FRANE ANTICHE-PALEOFRANE</b> .....	» 33
2.2.	- <b>CORPI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a1) E SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE (a2), DEPOSITI DI <i>DEBRIS FLOW</i> (w)</b> .....	» 42
3.	- <b>FORME GLACIALI E PERIGLACIALI</b> .....	» 49
<b>IV</b>	- <b>STRATIGRAFIA</b> .....	» 55
1.	- <b>SUCCESSIONE EPILOGURE</b> .....	» 56
1.1.	- <b>FORMAZIONE DI ANTOGNOLA</b> .....	» 56
2.	- <b>DOMINIO LIGURE</b> .....	» 57
2.1	- <b>UNITÀ MONGHIDORO</b> .....	» 57
2.1.1	- <i>Formazione di Monghidoro</i> .....	» 57
2.2.	- <b>UNITÀ VENANO</b> .....	» 58
2.2.1	- <i>Arenarie del Poggio Mezzature</i> .....	» 58
2.3.	- <b>UNITÀ OFIOLITICA DELLA VAL BAGANZA</b> .....	» 60
2.3.1.	- <i>Argille a Palombini</i> .....	» 60
2.3.2.	- <i>Formazione di Romanoro</i> .....	» 62
3.	- <b>DOMINIO TOSCANO</b> .....	» 63
3.1	- <b>UNITÀ MODINO-CERVAROLA</b> .....	» 63
3.1.1	- <i>Successione Modino</i> .....	» 64
3.1.1.1.	- <i>Successione argilloso-calcareo pre-campaniana</i> .....	» 64
3.1.1.2.	- <i>Formazione del Fosso della Cà</i> .....	» 66
3.1.1.3.	- <i>Formazione dell'Abetina Reale</i> .....	» 67
3.1.1.4.	- <i>Flysch di Sorba</i> .....	» 68
3.1.1.5.	- <i>Argille di Fiumalbo</i> .....	» 69
3.1.1.6.	- <i>Marne di Marmoreto</i> .....	» 71
3.1.1.7.	- <i>Arenarie di Monte Modino</i> .....	» 73
3.1.1.8.	- <i>Marne di Civago</i> .....	» 74
3.1.2.	- <i>Successione Cervarola</i> .....	» 75
3.1.2.1.	- <i>Formazione di Serpiano</i> .....	» 76
3.1.2.2.	- <i>Arenarie di Monte Cervarola</i> .....	» 78

3.1.3.	- <i>Successione Porretta-Suviana</i> .....	»	87
3.1.3.1.	- <i>Marne del Monte San Michele</i> .....	»	87
3.1.3.2.	- <i>Formazione del Rio Poggialto</i> .....	»	88
3.1.3.3.	- <i>Arenarie di Suviana</i> .....	»	90
3.2.	- <i>FALDA TOSCANA E UNITA' TETTONICA ACQUERINO</i> .....	»	92
3.2.1.	- <i>Calccare Cavernoso</i> .....	»	93
3.2.2.	- <i>Calcari a Rhaeticvicvula contorta</i> .....	»	94
3.2.3.	- <i>Calccare Massiccio</i> .....	»	95
3.2.4.	- <i>Rosso Ammonitico</i> .....	»	96
3.2.5.	- <i>Calccare selcifero di Limano</i> .....	»	96
3.2.6.	- <i>Calcari e marne a Posidonia</i> .....	»	97
3.2.7.	- <i>Calccare selcifero della Val di Lima</i> .....	»	98
3.2.8.	- <i>Diaspri</i> .....	»	99
3.2.9.	- <i>Maiolica</i> .....	»	100
3.2.10.	- <i>Scaglia toscana</i> .....	»	103
3.2.11.	- <i>Macigno</i> .....	»	109
4.	- <b>DOMINIO TOSCO-UMBRO</b> .....	»	113
4.1.	- <b>UNITÀ RENTELLA</b> .....	»	113
4.1.1.	- <i>Formazione di Monte Rentella</i> .....	»	114
4.1.2.	- <i>Formazione del Torrente Carigiola</i> .....	»	115
4.1.3.	- <i>Formazione di Stagno</i> .....	»	119
4.1.4.	- <i>Formazione di Pacchioni</i> .....	»	124
4.1.5.	- <i>Formazione di Castiglione dei Pepoli</i> .....	»	125
5.	- <b>DEPOSITI QUATERNARI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA</b> .....	»	128
5.1.	- <b>CORPI DI FRANA IN EVOLUZIONE, SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE, ANTICA</b> .....	»	129
5.2.	- <b>DEPOSITI DI VERSANTE INDIFFERENZIATI</b> .....	»	129
5.3.	- <b>DEPOSITI ELUVIALI E COLLUVIALI, DEPOSITI PALUSTRI</b> .....	»	130
5.4.	- <b>DETRITI DI FALDA</b> .....	»	130
5.5.	- <b>DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE, TERRAZZATI</b> .....	»	130
5.6.	- <b>DEPOSITI PROGLACIALI E/O FLUVIOGLACIALI</b> .....	»	130
5.7.	- <b>DEPOSITI CRIONIVALI</b> .....	»	131
5.8.	- <b>DEPOSITI MORENICI SCHELETRICI SPARSI</b> .....	»	131
5.9.	- <b>DEPOSITI DI <i>DEBRIS FLOW</i></b> .....	»	131
<b>V</b>	- <b>TETTONICA</b> .....	»	133
1.	- <b>SUCCESSIONE EPILIGURE</b> .....	»	137
2.	- <b>UNITÀ TETTONICHE DEL DOMINIO LIGURE</b> .....	»	137
2.1.	- <b>UNITÀ MOGHIDORO</b> .....	»	137
2.2.	- <b>UNITÀ VENANO</b> .....	»	138

2.3.	- UNITÀ OFIOLITICA DELLA VAL BAGANZA .....	»	138
3.	- UNITÀ TETTONICHE DEL DOMINIO TOSCANO E TOSCO-UMBRO.....	»	139
3.1.	- UNITÀ MODINO-CERVAROLA (SOTTOUNITÀ MODINO-PIEVEPELAGO) .....	»	139
3.2.	- FALDA TOSCANA.....	»	141
3.2.1.	- <i>Le relazioni tra le diverse generazioni di strutture plicative e clivaggi osservabili .....</i>	»	148
3.2.2.	- <i>Il significato e i rapporti tra fianco rovesciato e fianco normale: la piega coricata della Val di Lima .....</i>	»	154
3.2.3.	- <i>Strutture a locale geometria sottrattiva: il sistema di Faglie di Vico Pancellorum (SFVP) .....</i>	»	156
3.2.4.	- <i>Strutturazione fragile tardiva e suo ruolo nella decomposizione dell'edificio strutturale .....</i>	»	162
3.3.	- PRINCIPALI ELEMENTI STRUTTURALI TARDIVI NELLA FALDA TOSCANA E NELLA SOTTOUNITÀ MODINO-PIEVEPELAGO... »		163
3.3.1.	- <i>Elemento Libro Aperto .....</i>	»	163
3.3.2.	- <i>Elemento Pievepelago .....</i>	»	164
3.3.3.	- <i>Elemento Corno alle Scale .....</i>	»	167
3.4.	- UNITÀ ACQUERINO.....	»	168
3.5.	- UNITÀ MODINO-CERVAROLA (SOTTOUNITÀ SESTOLA-VIDICIATICO) »		170
3.6.	- UNITÀ RENTELLA.....	»	172
3.7.	- PRINCIPALI ELEMENTI STRUTTURALI TARDIVI NELLA UNITÀ RENTELLA E NELLA SOTTOUNITÀ SESTOLA-VIDICIATICO ... »		174
3.7.1.	- <i>Elemento Monte La Nuda.....</i>	»	174
3.7.2.	- <i>Elemento Monte Grande - Monte Pizzo.....</i>	»	175
3.7.3.	- <i>Elemento Granaglione .....</i>	»	176
3.7.4.	- <i>Elemento Castelluccio.....</i>	»	179
	<b>APPENDICE 1</b>		
	<b>NANNOFOSSILI .....</b>	»	181
	<b>BIBLIOGRAFIA.....</b>	»	184

PROGETTO  
CARG

tutto il nostro correre e soffrire,  
la forza d'animo e le lacrime,  
la ricerca spasmodica del nostro obiettivo  
e di un buon risultato  
hanno il solo scopo  
di condurci alla quiete dello spirito.

*A Graziano, mai dimenticato*

## I - INTRODUZIONE

(a cura di G. Daniele, F. Botti & F. Baldacci)

Il Foglio 251 Porretta Terme si estende fra il meridiano dell'Abetone (Provincia di Pistoia) e Casoli (Val di Lima, Prov. di Lucca) ad Ovest, quello di Ponte della Venturina (Provincia di Bologna) a Est, il parallelo di Gaggio Montano (Provincia di Bologna) a Nord e quello di Le Grazie (Provincia di Pistoia, nei pressi di Piteccio) a Sud. Esso è situato a cavallo dello spartiacque principale dell'Appennino tosco-emiliano, corrispondente circa al limite regionale Emilia Romagna-Toscana, che lo attraversa compiendo un ampio arco intorno al quadrante sud-occidentale; tale collocazione fa sì che il foglio stesso si trovi prevalentemente in territorio emiliano, rispetto a quello toscano.

Si tratta di un'area quasi interamente montuosa, con orografia complessa, che va dalle pronunciate dorsali e valli a direzione appenninica e all'aspra morfologia del "nucleo mesozoico della Val di Lima", sul versante toscano, alle più blande forme collinari del settore emiliano nord-orientale. Le cime più elevate, lungo lo spartiacque e da Ovest verso Est, sono: il Libro Aperto (1937 m), la Cima Tauffi (1799 m), il M. Spigolino (1827 m), il Corno alle Scale (1945 m) e il M. Gennaio (1814 m); il M. Cimone (2165 m), il M. Lagoni (1962 m) e il M. Orsigna (1555 m) che si trovano sul versante emiliano.

Dal punto di vista idrografico l'area del foglio si trova quasi interamente nel Bacino del Fiume Reno, che scorre sul versante padano e attraversa sia l'Emilia Romagna che la Toscana, e da quello del Fiume Serchio - Val di Lima, sul versante tirrenico; porzioni minori di territorio si trovano nel Bacino del Fiume Panaro e del Torrente Scoltenna (versante padano) e in quelli del Torrente Ombrone e delle Pesce di Collodi e Calamacca (versante tirrenico).

Le principali aree pianeggianti coincidono perlopiù con i depositi alluvionali dei maggiori corsi d'acqua, e si trovano:

- nel Bacino del Fiume Reno, lungo i suoi principali affluenti di sinistra (T. Silla, Rio Maggiore, T. Randaragna, T. Orsigna e T. Maresca); quelli di destra non ne presentano di apprezzabili, ad esclusione del Limentra di Sambuca;
- sul versante emiliano, oltre a quelle del Bacino del Reno, piane alluvionali minori si trovano lungo i corsi dei torrenti Fellicarolo, Ospitale e Dardagna (appartenenti al Bacino del Fiume Panaro);
- sul versante toscano, i più estesi depositi alluvionali, caratterizzati spesso da forme terrazzate e coniche, sono situati nel sottobacino del T. Lima (Bacino del Fiume Serchio), in particolare alla confluenza Lima - Sestaione e nel Bacino del T. Ombrone.

Il principale centro abitato (da cui prende nome il foglio), ed in particolare il suo nucleo storico con i suoi stabilimenti termali, è situato appunto sui terrazzi alluvionali del Fiume Reno; analogamente, l'abitato di Silla è ubicato alla confluenza del torrente omonimo con il F. Reno stesso. Anche Campo Tizzoro si trova su un'ampia piana alluvionale (che ha consentito importanti insediamenti industriali metallurgici attualmente in fase di ridimensionamento), che si sviluppa in corrispondenza della confluenza del T. Maresca con il suo affluente di destra Rio Bardalone. Quasi tutti gli altri insediamenti maggiori, o parte di essi, (Lizzano in Belvedere, Vidiciatico e Gaggio Montano, sul versante emiliano; Cutigliano, S. Marcello Pistoiese, Gavinana, Pian di Novello e Pian degli Ontani, sul versante tirrenico) sono fondati su ripiani, talvolta in contropendenza, originati da paleofrane o legati a Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV); in questi casi le condizioni morfologiche naturali sono state in generale modificate dall'antropizzazione. Altri borghi, alcuni storici (Pianaccio, Montecatone dell'Alpi, Castelluccio, Granaglione, etc., sul versante emiliano, Lizzano Pistoiese, Spignana, Popiglio, Piteglio, Maresca, S. Mommé, Lucchio, Vico Pancellorum, Limano, Crasciana, etc., sul versante toscano) sono caratteristicamente ubicati, "a mezza costa" sui principali versanti, o su contrafforti minori di questi o, su picchi e rilievi isolati.

Nell'area del Foglio sono compresi anche territori di notevole valenza naturalistico-ambientale, come tutta la montagna pistoiese, ed i parchi regionali del Corno alle Scale e del Frignano; su queste aree si sono recentemente sviluppati anche insediamenti sparsi (come ad esempio intorno a Poggiolforato), villaggi turistici e campeggi, strettamente legati alle attività turistiche di fruizione dei parchi naturali e della montagna in generale. Notevole interesse economico (anche se attualmente declinante per i noti andamenti climatici) rivestono inoltre le attività turistiche invernali nelle stazioni sciistiche di Pian di Novello e Cutigliano (versante toscano), di M. Cimone e del Corno alle Scale (versante emiliano) oltre a quella dell'Abetone (in corrispondenza del Passo omonimo tra i due versanti).

Sono presenti anche interessanti beni del patrimonio geologico (CAZZOLI, dati non pubblicati), fra i quali, in territorio emiliano, i circhi glaciali tra il Libro Aperto e M. Lagoni, le Cascate del Doccione, i depositi glaciali e le gole del T. Ospitale, il Lago Pratignano, i Monti della Riva, il circo glaciale del Cavone, la testata della valle e le cascate del T. Dardagna, le spettacolari pareti rocciose sul versante sinistra del T. Dardagna, la Bocca delle Tese, le pareti orientali del Corno alle Scale e del M. Nuda, le ofioliti della Lastra Rossa e di Castelluccio.

Il foglio si caratterizza, inoltre, per vari importanti aspetti geomorfologico-applicativi, che vanno dai Movimenti Gravitativi di versante (MGV), ai *debris-flows*, al modellamento glaciale e periglaciale; In particolare il “nucleo mesozoico della Val di Lima”, oltre alla sua rilevanza geologico-strutturale, offre una interessante “palestra” per studi di geomorfologia lito-strutturale, nonché di morfo-neotettonica, finalizzati a varie tematiche applicative (idrogeologia, idrotermalismo, precursori sismici, rischio geomorfologico etc).

La Carta Geologica del Foglio 251, si basa su:

- rilevamenti geologico-strutturali e geomorfologici originali in scala 1:10.000 (su Carte Tecniche Regionali dell’Emilia-Romagna e della Toscana), eseguiti a partire dal 2001 nell’ambito del Progetto CARG (Legge 67/88) tramite convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale e la Regione Emilia-Romagna, e relativi al settore toscano del foglio;
- sulla revisione, talora sostanziale, dei rilevamenti già eseguiti nel settore emiliano nei primi anni ‘90, nell’ambito del Progetto “Carta Geologica dell’Appennino Emiliano-Romagnolo” della Regione Emilia-Romagna. Gli aggiornamenti si sono resi necessari oltre che sulla base di effettivi riscontri di campagna, anche in virtù della grande mole di dati biostratigrafici e petrografici resisi disponibili nel corso del tempo (i risultati di questa revisione sono stati recepiti nei 10.000 stessi, che risultano pertanto aggiornati);
- su fotointerpretazione, sia a scala regionale (1:33.000) che a grande scala (1:13.000), quest’ultima rivolta in particolare alla morfogenesi gravitativa.

Particolare attenzione è stata dedicata alle coperture superficiali plio-quadernarie, che sono state distinte su base genetica; ciò riveste particolare importanza ai fini della tutela del territorio e soprattutto rispetto alla pericolosità geomorfologica. A questo proposito è importante sottolineare che la distinzione fra roccia affiorante e sub-affiorante, adottata in fase di rilevamento geologico alla scala 1:10.000, fornisce un fondamentale elemento di base per il rilevamento geomorfologico. Le varie tipologie dei depositi di copertura, che in parte si differenziavano da quelle finora utilizzate nella cartografia geologica regionale, sono state motivatamente unificate al fine di renderle compatibili con quelle del Progetto CARG.

Il rilevamento è stato effettuato secondo criteri litostratigrafici, distinguendo formazioni, membri e litofacies, ma utilizzando, dove ritenuto necessario sulla

base di evidenti correlazioni con analoghe unità affioranti in altri settori della catena, anche denominazioni informali già utilizzate in Fogli limitrofi (es. “Successione argilloso-calcareo...” del Foglio 235 “Pievepelago”). In ogni caso è stato sempre fatto il massimo sforzo possibile per le correlazioni con le unità stratigrafiche analoghe o affini già distinte nei Fogli adiacenti (Foglio 252 “Barberino del Mugello”, Foglio 236 “Pavullo nel Frignano”, Foglio 262 “Pistoia”, Foglio 250 “Castelnuovo Garfagnana”). Le unità stratigrafiche riconosciute sono state raggruppate in Legenda, sulla base dei reciproci rapporti cronologici, stratigrafici, geometrici, in Successioni stratigrafiche ed Unità tettoniche, distinte, a loro volta, sulla base del grado di alloctonia, e differenziate, sia nelle note che nello schema stratigrafico, anche in base al dominio paleogeografico di provenienza. In Legenda Successioni stratigrafiche ed Unità tettoniche sono disposte secondo il loro ordine di sovrapposizione geometrica, dalla più alta alla più bassa.

Le unità stratigrafiche distinte sono state caratterizzate e differenziate anche sulla base di un gran numero di sezioni stratigrafico-sedimentologiche misurate, utilizzando per la classificazione degli strati torbiditici gli schemi di MUTTI (1992) e MUTTI *et alii* (1999). Lungo le sezioni misurate sono stati effettuati quasi tutti i campionamenti per l'analisi biostratigrafica e petrografica. Campioni sparsi sono stati raccolti solo su affioramenti significativi ma che non consentivano la misura di una sezione stratigrafica, per la loro limitata estensione.

L'analisi biostratigrafica è stata eseguita da S. Palandri con lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei, seguendo i criteri proposti da RIO *et alii* (1990) e facendo riferimento agli schemi biozonali di SISSINGH (1977) per il Cretaceo (in PERCH-NIELSEN, 1985), MARTINI (1971) per il Paleogene, CERRINA FERONI *et alii* (2002), FORNACIARI & RIO (1996) e FORNACIARI *et alii* (1996) per l'intervallo Oligo-Miocene.

L'analisi petrografica al microscopio ottico, eseguita da F. Botti sulle arenite dei flysch oligo-miocenici, è stata condotta tramite un duplice conteggio per punti. Il primo conteggio è stato effettuato secondo i criteri suggeriti da GAZZI (1966), DICKINSON (1970), ZUFFA (1980; 1985; 1987) e DI GIULIO & VALLONI (1992), che consentono di esprimere la Composizione Principale in forma di parametri NCE-CE-CI+NCI e Q-F-L+CE (granuli extrabacinali ed intrabacinali non carbonatici e carbonatici; granuli di quarzo e frammenti di roccia non carbonatici e carbonatici) e relativi diagrammi. Il secondo conteggio è stato effettuato seguendo i criteri di COSTA *et alii* (1989; 1992; 1993), che consentono di esprimere la Composizione della Frazione Litica fine dell'ossatura in forma di parametri Lm-Lv-Ls+CE (frammenti di rocce metamorfiche, vulcaniche, sedimentarie silicoclastiche+carbonatiche) e relativo diagramma. L'analisi della frazione litica fine dell'ossatura risulta estremamente efficace per differenziare le arenite dei diversi flysch oligo-miocenici.

Le Unità tettoniche, distinte e caratterizzate oltre che sulla base della pecu-

liare successione stratigrafica, anche sulla base dei rapporti geometrici reciproci, sono qui intese come coltri alloctone riconoscibili a scala regionale, ovvero il termine è usato come sinonimo di “falde”. Gerarchicamente subordinate rispetto alle Unità tettoniche sono le Sottounità, che possono essere costituite anche da porzioni della stessa falda con caratteri stratigrafici in parte differenti o con differente posizione geometrica, e gli Elementi, caratterizzati da raddoppi tardivi, di ordine minore, sia all’interno della stessa successione o Unità, che all’interno di una pila di unità già precostituita.

PROGETTO  
CARG

PROGETTO  
CARG

## II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO – CENNI STORICI

(a cura di Botti F. & Daniele G.)

L'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale è, come noto, legata all'orogenesi alpina, grazie alla quale si sono individuate, in risposta ad un processo di raccorciamento di una larga fascia di crosta terrestre compresa fra la placca apula e quella europea, le maggiori catene montuose oggi esistenti. Il processo di collisione fra le due placche, che ha comportato la formazione della catena a falde polifasica dell'Appennino e che si è sviluppato in un arco di tempo che va dal Cretaceo all'attuale, ha implicato la chiusura del paleoceano ligure, area oceanica ampia diverse centinaia di chilometri. I sedimenti depositi nei diversi domini paleogeografici (Dominio ligure dell'area oceanica; Dominio subligure del margine assottigliato della zolla africana, Domini toscano ed umbro della crosta continentale africana; Dominio epiligure, impostatosi a partire dall'Eocene medio sulle unità liguri già tettonizzate) si sono così deformati in modo complesso, strutturandosi in unità ed elementi tettonici interessati da un trasporto significativo rispetto al loro originario dominio di sedimentazione, oppure in successioni stratigrafiche che hanno subito un minor grado di alloctonia.

L'area del Foglio 251 "Porretta Terme" comprende unità tettoniche appartenenti a tutti i domini paleogeografici sopra citati (epiligure, ligure, subligure, toscano e toscano-umbro); sono invece assenti le formazioni appartenenti alle successioni post-orogenetiche, ad eccezione dei terreni di copertura superficiale pleistocenici e olocenici. Un caso a se stante, anche dal punto di vista cronostratigrafico, è rappresentato dalle DGPV, che alcuni Autori considerano come fenomenologie di passaggio tra geomorfologia e tettonica, argomento sviluppato nello specifico capitolo.

La distribuzione delle diverse unità tettoniche e la descrizione delle successio-

ni che le caratterizzano è dettagliatamente illustrata nei capitoli della stratigrafia e della tettonica, a cui si rimanda.

La collocazione geografica del Foglio, in un'area finora in parte relativamente poco studiata (a parte il settore della Val di Lima), ma nelle adiacenze della quale sono stati effettuati numerosi studi e sono già stati realizzati o sono in fase di allestimento conclusivo anche i fogli geologici in scala 1:50.000, ne fa un foglio in qualche modo "strategico" per la comprensione delle relazioni fra le unità dei diversi domini; d'altra parte però, proprio per la sua "caratteristica nodale", lo studio di queste aree ha comportato la reinterpretazione, o la revisione in alcuni casi, delle interpretazioni finora fornite dalla letteratura.

L'introduzione di questi elementi di novità, se da una parte può apparire come una complicazione, o in parte uno scardinamento del quadro che un pò a tasselli si è venuto finora a creare (ma che purtroppo, proprio per la sua natura frammentaria, non ha finora consentito la formazione di un quadro del tutto organico), a nostro avviso può dare nuovo respiro e nuova luce alla comprensione delle relazioni fra le diverse unità che affiorano in questo settore della catena.

Si è fatta pertanto la scelta, laddove gli elementi di novità introdotti rispetto ai fogli limitrofi (alcuni peraltro realizzati ormai diversi anni fa) potevano apparire di non immediata comprensione, in particolare per quanto riguarda le unità tettoniche del Dominio toscano e di quello tosco-umbro (di transizione fra il toscano e l'umbro-marchigiano), di introdurre nel testo anche uno schema strutturale di correlazione il più possibile esplicativo (Fig. 1), una tabella di correlazione (Tab. 1), in aggiunta alle sezioni ed agli schemi, stratigrafico e tettonico, già inseriti a margine della carta geologica.

Come si deduce da questi elaborati, nel Foglio 251 nell'ambito del Dominio toscano le unità tettoniche in cui sono presenti depositi di avampaese-avanfossa sono la Falda toscana e l'Unità Acquerino, differenziate anche sulla base della posizione geometrica e del grado di alloctonia; la Falda toscana rappresenta la porzione più interna del dominio toscano (anche rispetto al settore apuano), l'Unità Acquerino rappresenta la parte più esterna e laterale al Dominio tosco-umbro. Sempre nell'ambito del Dominio toscano si sono deposte le successioni oligomioceniche di *wedge-top basin* dell'Unità Modino-Cervarola, che è l'espressione della porzione più avanzata del prisma di accrezione appenninico in progressiva migrazione verso est.

Il Dominio tosco-umbro è rappresentato dall'Unità Rentella, che, in questo settore di catena, è costituita sia dai depositi di avanfossa aquitaniano-burdigaliani, sia dai depositi di *piggy-back basin* burdigaliano-langhiani.

Nella Tab. 1 sono schematizzate le correlazioni tra le unità tettoniche distinte in questo foglio e sopra descritte e le unità cartografate e distinte nei fogli limitrofi.

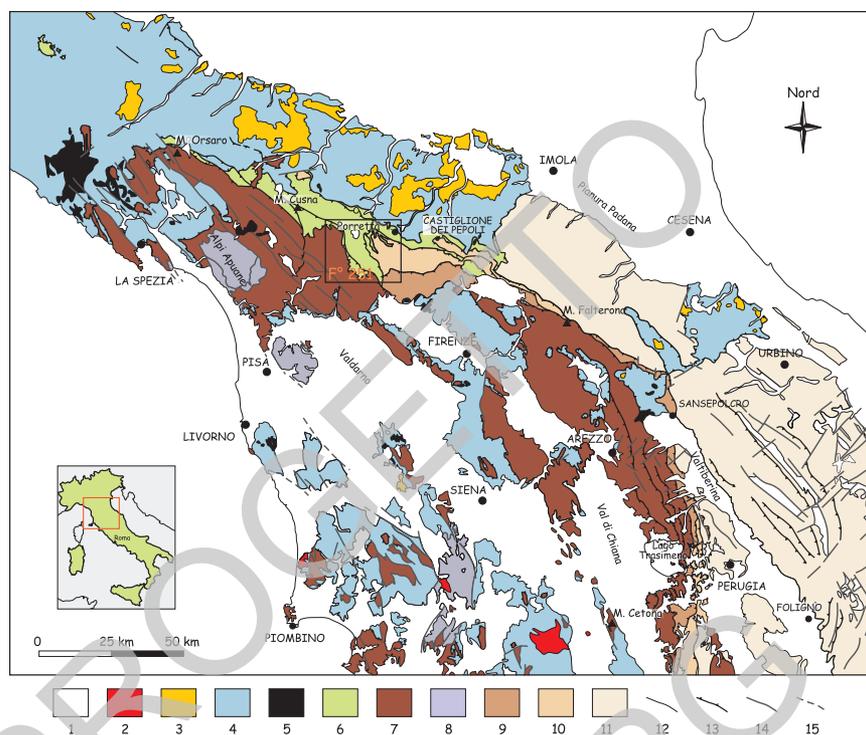


Fig. 1 - *Scheda strutturale dell'Appennino centro-settentrionale fra il M. Orsara ed il Lago Trasimeno. (1) Sedimenti neogenico-quadernari della pianura padana e dei bacini intermontani della Toscana interna; (2) vulcaniti della Toscana meridionale; (3) Successione epiligure; (4) Liguridi; (5) complessi ofiolitici delle unità ad affinità ligure; (6) Unità Modino-Cervarola; (7) Falda Toscana; (8) unità metamorfiche toscane; (9) Unità Acquerino; (10) Unità Rentella; (11) Unità umbro-romagnola; (12) contatti stratigrafici; (13) principali superfici di sovrascorrimento tettonico; (14) faglie ad alto e basso angolo; (15) faglie ad alto angolo sepolite.*

Per quanto riguarda le note storiche, ricordiamo di seguito gli studi più importanti relativi alle principali unità affioranti nel Foglio; si rimanda ai capitoli della stratigrafia e della tettonica per una trattazione più approfondita degli aspetti bibliografici.

#### *Unità Liguri:*

le successioni e le unità tettoniche del Dominio Ligure Esterno sono state oggetto di innumerevoli studi a carattere stratigrafico-sedimentologico, biostratigrafico, petrografico, strutturale, specie nelle aree dell'Appennino parmense, reggiano e modenese dove affiorano con le migliori esposizioni. Per non disperdersi in una lunga elencazione di tutti i lavori esistenti in merito, ne ricordiamo solo alcuni fra

Tab. 1 – Schema di correlazione tra le unità tettoniche toscane e tosco-umbre distinte nel Foglio 251 e nei fogli limitrofi. Le unità sono suddivise anche sulla base del bacino di sedimentazione.

<b>Dominio paleogeografico</b>	<b>Bacino di sedimentazione</b>	<b>F° 251</b>	<b>F° 250</b>	<b>F° 252</b>	<b>F° 262</b>	<b>F° 235</b>	<b>F° 236</b>	<b>F° 264 - 278</b>	<b>F° 299 - 310</b>
		Falda toscana	Falda toscana	Falda toscana	Falda toscana	Falda toscana		Unità tettonica Falda Falterona	Unità tettonica Falda toscana
	AVAMPAESE-AVANFOSSA								
		Unità Acquerino		Unità tettonica Cervarola	Unità tettonica Cervarola			Unità tettonica Falterona	Unità tettonica Falda toscana
<b>DOMINIO TOSCANO</b>									
	WEDGE-TOP BASIN	Unità Modino-Cervarola	Unità tettonica Falda toscana	Unità tettonica Sestola-Vidiciatico	Unità tettonica Falda toscana	Unità Modino	Successione Modino		
			Unità tettonica Cervarola		Unità tettonica Cervarola	Successione del Monte Cervarola			
	AVAMPAESE-AVANFOSSA	Unità Rentella		Unità tettonica Cervarola		Successione del Monte Cervarola			Unità tettonica Rentella
<b>DOMINIO TOSCO-UMBRO</b>									
	PIGGY-BACK BASIN	Unità Rentella - parte alta		Unità tettonica Cervarola					

i più significativi: BORTOLOTTI (1964), PAREA (1965), ABBATE (1969), REUTTER (1969), ABBATE & SAGRI (1970), ABBATE *et alii* (1970a; 1970b), SAGRI (1972), STURANI (1973), BRUNI (1973), ELTER (1975), ZANZUCCHI (1980), RIO & VILLA (1983), RIO *et alii* (1983), PRINCIPI & TREVES (1984), TEN HAAF (1985), CALANCHI *et alii* (1987), ZANZUCCHI (1988), BETTELLI & PANINI (1989; 1992a; 1992b), BETTELLI *et alii* (1989b), MANIVIT & PRUD'HOMME (1990), ELTER & MARRONI (1992), PLESI *et alii* (1994), FONTANA *et alii* (1996), DANIELE *et alii* (1996), MOLLI (1996), DANIELE (1998), DANIELE & PLESI (2000 *cum bibl.*), MARRONI *et alii* (2001), DANIELE & PLESI (2000) hanno distinto le Unità Liguri Esterne in due grandi gruppi, quelle caratterizzate da alimentazione più “oceanica”, con un certo contenuto di materiali ofiolitici sia nella parte basale che nei sovrastanti flysch, che potrebbero pertanto essersi sedimentate su crosta di tipo oceanico, e quelle più “continentali”, caratterizzate da assenza di componente ofiolitica e da alimentazione più francamente adriatica, che potrebbero essersi sedimentate sulla crosta continentale più o meno assottigliata della placca africana.

#### *Unità Modino – Cervarola:*

nel corso degli anni il dibattito scientifico si è sviluppato prevalentemente sulla natura dei rapporti fra le successioni arenacee (Macigno, Arenarie di Monte Modino, Arenarie di Monte Cervarola) e quelle argillose – calcaree ad affinità “ligure”, tra queste interposte. Le scuole di pensiero sono sostanzialmente due: una interpreta i rapporti fra le successioni arenacee e quelle argillose sovrastanti come tettonici (REUTTER, 1969 p.p.; MARTINI & PLESI, 1988; BETTELLI *et alii*, 1989a; CHICCHI & PLESI, 1992; PLESI *et alii*, 1998; PLESI *et alii*, 2000; PLESI *et alii*, 2002; BOTTI *et alii*, 2002; CERRINA FERONI *et alii*, 2002); l'altra considera le successioni argillose come degli olisostromi stratigraficamente intercalati alle successioni arenacee (NARDI, 1965; DALLAN *et alii*, 1981; ABBATE & BRUNI, 1989; BRUNI *et alii*, 1994 a e b; Foglio 234 “Fivizzano” p.p.; Foglio 250 “Castelnuovo Garfagnana” p.p). Una buona sintesi di queste interpretazioni è rappresentata in Fig. 2, che sebbene sia un po' datata, sintetizza il quadro tuttora corrente.

Un dibattito ancora aperto è relativo alla posizione del bacino di sedimentazione delle Arenarie di Monte Cervarola, interpretato sia come un *wedge-top basin* (BETTELLI *et alii* (1989a; LABAUME, 1992; CHICCHI & PLESI, 1995; PLESI *et alii*, 1998; BOTTI *et alii*, 2002; BETTELLI *et alii*, 2002b; PLESI, 2002), che come un'avanfossa (ABBATE & BRUNI, 1989; BETTELLI *et alii*, 2002a; CERRINA FERONI *et alii*, 2002); quest'ultima interpretazione ingloba nell'unità Cervarola una serie di formazioni piuttosto eterogenee per età e stratigrafia.

Anche le Arenarie di Suviana sono interpretate o come depositi di avanfossa (CERRINA FERONI *et alii*, 2002), o come depositi di *wedge-top basin* (FINOCCHI, 1996; BETTELLI *et alii*, 2002, PLESI *et alii*, 2002).

*Falda Toscana:* oggetto di studio già dalla fine dell'800 da parte di LOTTI (1886),

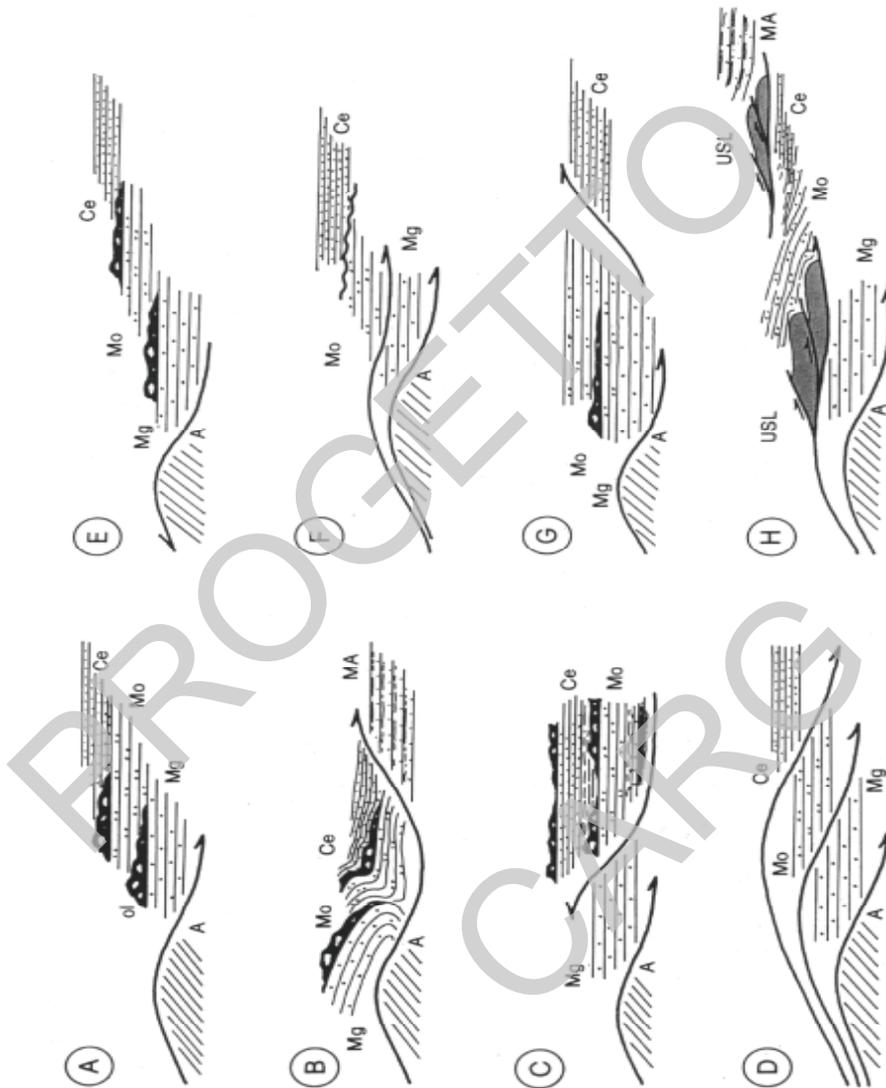


Fig. 2 – Principali interpretazioni sui rapporti esistenti tra le diverse successioni arenacee oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale: A) NARDI, 1965; DALLAN NARDI & NARDI, 1974; B) BALDACCINI et alii, 1967; C) REUTTER, 1969; D) PLESI, 1975; E) DALLAN NARDI & NARDI, 1979; F) MARTINI & PLESI 1988; G) ABBATE & BRUNI, 1989; H) BETTELLI et alii, 1989. (Da CHICCHI & PLESI, 1992). A: Apuane; Mg: Macigno, Mo: Modino; USV: Unità Sestola-Vidiciatico; Ce: Cervarola; MA: Formazione Marnoso-Arenacea.

lo studio della struttura del “nucleo mesozoico della Val di Lima” prosegue con i lavori di MASINI (1932) e ZACCAGNA (1932); va a ZACCAGNA (1935) però il merito di aver rilevato una dettagliata carta geologica in Val di Lima in cui sono individuate alcune delle importanti strutture della falda. Altri lavori a carattere strutturale sono quelli di BELLINCIONI (1959) *cum bibl.*, e BALDACCI *et alii* (1967), seguiti negli anni settanta e ottanta da PERTUSATI *et alii* (1977), CERRINA FERONI *et alii* (1981) e BALDACCI *et alii* (1982) che hanno fornito nuove interpretazioni sulle strutture della Val di Lima. Fra i lavori più recenti ricordiamo CARMIGNANI *et alii* (1991), che hanno attribuito un ruolo determinante alla tettonica distensiva per la strutturazione della falda, BALDACCI *et alii* (1992) che hanno reinterpretato le strutture associate alle varie fasi formative, FAZZUOLI *et alii* (1998) *cum bibl.* Lavori più a carattere stratigrafico sono quelli degli anni sessanta e settanta, fra i quali BOCCALETTI & SAGRI (1966; 1967), BOCCALETTI *et alii* (1969), PATACCA (1973), CERRINA FERONI & PATACCA (1975), CERRINA FERONI *et alii* (1976), FAZZUOLI *et alii* (1994; 1998).

#### *Unità Rentella:*

cartografata per la prima volta (ed in questo foglio) nell’Appennino tosco-emiliano è rappresentata da una successione arenacea, la cui parte bassa è stata correlata anche alle Arenarie di Monte Cervarola (VON STRUENSEE, 1967; HEYMANN, 1968; GUENTHER & REUTTER, 1986; BERTACCHINI, 1992; ANDREOZZI *et alii*, 1996). La formazione di Castiglione dei Pepoli, nota in letteratura anche come Arenarie di Granaglione (BERTACCHINI, 1992; VON STRUENSEE, 1967; GUENTHER & REUTTER, 1986; BOTTI, 2003), è stata finora inclusa nell’Unità (BETTELLI *et alii*, 2002a; GUENTHER & REUTTER, 1986) o nella Successione (BOTTI, 2003 *cum bibl.*) Cervarola ed interpretata quindi rispettivamente come deposito di avanfossa o di *wedge-top basin*.

PROGETTO  
CARG

### III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

(a cura di F. Baldacci, A. Ribolini & A. Ungari )

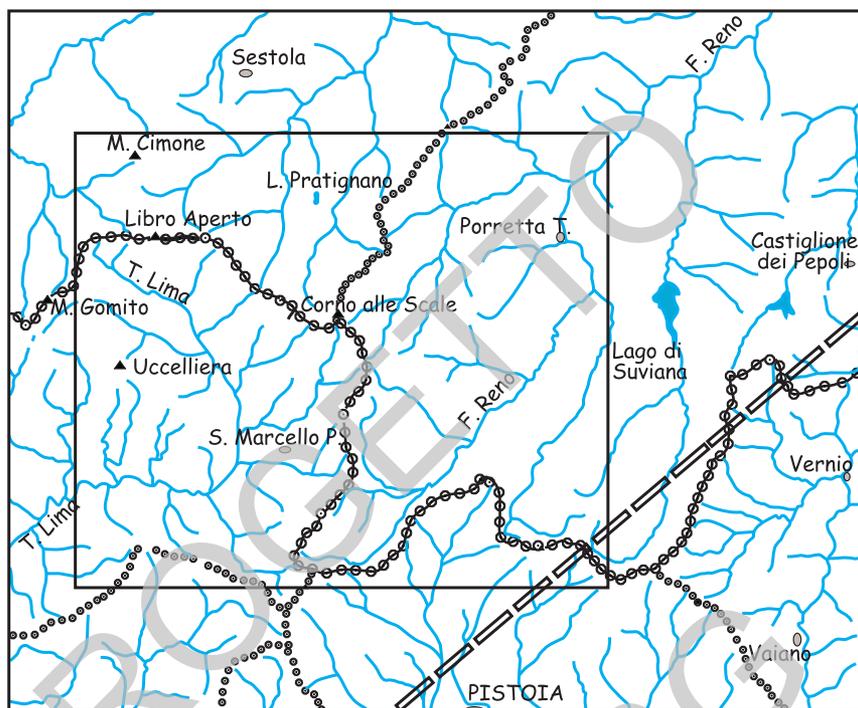
#### 1. - INQUADRAMENTO ORO-IDROGRAFICO E MORFOSTRUTTURALE

Come accennato, l'area rappresentata nel Foglio 251 "Porretta Terme" è attraversata dallo spartiacque appenninico principale (Fig. 3), che divide il versante tirrenico da quello padano-adriatico; essa comprende quindi gli alti bacini dei corsi d'acqua drenati da entrambi i suddetti versanti: sul primo troviamo i bacini del F. Serchio (situato al di fuori dell'area di studio), con il suo principale affluente di sinistra T. Lima, del T. Pescia, T. Nievole, del F. Ombrone e F. Bisenzio; sul secondo abbiamo i bacini del T. Dragone, che confluisce nel F. Secchia, del T. Scoltenna e T. Leo, che confluiscono nel F. Panaro (anche quest'ultimo al di fuori del Foglio), e del F. Reno con il suo principale affluente di sinistra T. Silla e di destra T. Limestone di Sambuca.

A partire dal margine occidentale del Foglio, la linea di displuvio si presenta arcuata verso nord-est e descrive poi una profonda insenatura in senso opposto, in corrispondenza della testata del Fiume Reno, scostandosi così dal suo generale andamento appenninico (circa NW-SE). Tali deviazioni dello spartiacque principale, legate all'erosione regressiva esercitata, sugli opposti versanti, dal T. Lima (versante tirrenico) e dal F. Reno (versante padano-adriatico), vengono così ad essere comprese tra due tratti trasversali (circa NW-SE) dello spartiacque stesso, il più accentuato dei quali (quello a SE) è situato in corrispondenza dell'importante linea tettonica Livorno-Sillaro.

E' degno di nota che, indipendentemente dal significato cinematico della suddetta linea tettonica trasversale, essa sembra svincolare due settori appenninici





### Segmento della Linea trasversale Livorno - Sillaro

Fig. 4 – Deviazione dello spartiacque appenninico in corrispondenza della Linea tettonica trasversale Livorno-Sillaro.

tirrenico (le seconde in particolare nel “nucleo mesozoico della Val di Lima”), contrasta con le forme più dolci delle formazioni argillitiche e calcareo-marnose, diffuse su tutto il versante emiliano; esso è dovuto, oltre che al fattore litologico, all’emersione recente (post-tortoniana) della catena e, soprattutto, alle ultime fasi di sollevamento plio-quadernario, con i connessi fenomeni di reincisione fluviale, carattere morfologico che trova la sua più chiara espressione in alcune valli (come ad esempio nel “nucleo mesozoico della Val di Lima”) con sezione superiore più aperta, nella quale è innestata una più stretta sezione inferiore.

Oltre che nel suddetto Nucleo della Val di Lima, le maggiori energie del rilievo corrispondono alle due pronunciate dorsali longitudinali, impostate su omologhe morfo-strutture positive, che sono il risultato della sovrapposizione delle deformazioni plicative e/o disgiuntive a direzione appenninica:

- a) Dorsale Libro Aperto (1937 m) - Corno alle Scale (1945 m), lungo lo spartiacque principale;

- b) Dorsale Alpe Tre Potenze (1940 m) - Uccelliera (1656 m) - M. Caligi (1457 m), situata sulla prosecuzione sud-orientale del tratto di spartiacque a direzione appenninica M. Romecchio (1702 m) - M. Giovo (1991 m) - M. Rondinaio (1964 m).

Le due suddette dorsali principali sono separate da quella minore di M. Gomitto (1992 m) - M. Cardoso (1411 m), che costituisce l'interfluvio tra l'alta valle del T. Lima e quella del suo affluente di destra T. Sestaione, entrambe a prevalente andamento longitudinale-susseguente.

Il sistema valli-interfluvi tra la dorsale dell'Alpe Tre Potenze - M. Caligi e il tratto longitudinale del T. Lima presenta carattere asimmetrico, dovuto al fattore strutturale, cioè alla disposizione a reggipoggio sui versanti sud-occidentali, più acclivi, e a franapoggio su quelli nord-orientali, meno acclivi. Sui primi, meno estesi e con una netta impronta erosiva, si sviluppa un reticolo poco gerarchizzato, con ripidi canali sub-paralleli tra di loro, che seguono nell'insieme la massima pendenza del versante; i secondi sono invece più estesi e caratterizzati da una idrografia più articolata e gerarchizzata, spesso con andamento irregolare in quanto controllata dai fenomeni franosi (impronta morfo-gravitativa).

La dorsale principale (Libro Aperto - Corno alle Scale) presenta caratteri di asimmetria più complessi, in quanto il fattore strutturale non è ben differenziato sugli opposti versanti che sono, infatti, entrambi interessati da movimenti gravitativi di versante e da DGPV. Si può comunque notare che il versante padano, nell'insieme poco acclive, è marcato da una netta rottura di pendio in corrispondenza del contatto tra le formazioni arenacee (Arenarie di Monte Cervarola e Arenarie di Monte Modino) e quelle a dominante argillitica (successione basale dell'Unità Modino e Unità Liguri); lungo tale evidente lineamento morfologico, si sono impostati importanti movimenti franosi e DGPV, i cui ripiani hanno favorito, come già accennato nella parte introduttiva, l'insediamento dei paesi di Vidiciatico, Lizzano in Belvedere, Castelluccio, Borgo Capanne e Pavana Pistoiese (quest'ultimo poco al di fuori del Foglio).

Più in generale, l'asimmetria oro-idrografica riguarda l'intero versante tirrenico rispetto a quello padano-adriatico (MAZZANTI & TREVISAN, 1978): nel primo le valli principali sono longitudinali e di tipo susseguente; sul versante padano-adriatico, invece, il pattern idrografico è prevalentemente di tipo conseguente, cioè a prevalente andamento conforme alla massima pendenza e trasversale rispetto ai principali lineamenti morfo-strutturali positivi, che risultano tagliati in relazione a fenomeni di sovrapposizione e/o precedenza.

Secondo GHELARDONI (1958), il tratto trasversale della Val di Lima è il risultato di variazioni della rete idrografica da attribuire a fenomeni di cattura e/o tracimazione, che ne giustificano l'incongruenza rispetto ai prevalenti andamenti longitudinali sul versante tirrenico; più in generale, l'evoluzione oro-idrografica recente (Plio-quadernaria) del settore nord-appenninico considerato è stata con-

trollata da processi combinati di tracimazione-cattura, a partire da un originario reticolo difformemente impostato sugli opposti versanti tirrenico e padano-adriatico. Con specifico riferimento ai due principali corsi d'acqua che interessano il Foglio (i fiumi Serchio e Reno), viene tracciato uno sviluppo della rete idrografica in tre momenti (Fig. 5), dal Pliocene inferiore-Pliocene medio (?) all'attuale:

- Nel primo (Fig. 5a) le valli del paleo-Serchio e paleo-Ombrore si presentano ad andamento longitudinale-sussequente, caratteristiche idrografiche contrapposte al drenaggio essenzialmente trasversale-consequente del versante padano-adriatico;
- in una prima fase morfo-evolutiva (Fig. 5b), un affluente sinistro del paleo-Serchio, che scorreva nell'omonima depressione tettonica a quote più basse del paleo-Ombrore, ha catturato quest'ultimo per erosione regressiva, combinata probabilmente alla tracimazione dalla valle più elevata, originando a monte del gomito di cattura l'attuale alta Valle del T. Lima (ad andamento longitudinale), nonché il suo tratto trasversale, a valle del gomito di cattura stesso; in questa fase lo spartiacque appenninico principale rimane sostanzialmente invariato, anche se localmente interessato dall'erosione regressiva del T. Lima (vedi anche Fig. 3) a monte del gomito di cattura;
- nel secondo momento dell'evoluzione paleo-idrografica (Fig. 5c), l'erosione regressiva del paleo-Reno ha determinato la cattura del residuo paleo-Ombrore; è da notare che, di conseguenza, si produce la marcata insenatura dello spartiacque principale, attualmente osservabile sulla testata della Valle del Reno, che estende il versante padano a scapito di quello tirrenico.

È quindi da rimarcare che nella fase "b" non si producono importanti variazioni nello spartiacque appenninico principale, ma solo il suo locale arretramento, dovuto all'erosione regressiva del T. Lima; la fase "c", al contrario, determina la più marcata deviazione dall'andamento longitudinale, dovuta alla forte erosione regressiva da parte del Reno, con passaggio dello spartiacque principale dalla dorsale Libro Aperto - Corno alle Scale ad una più interna.

In definitiva, oltre a produrre le deviazioni dello spartiacque principale cui si è fatto cenno (Fig. 3), il risultato complessivo dell'evoluzione paleo-idrografica sopra descritta è che l'attuale Ombrone pistoiese deriva dal paleo-Ombrore, attraverso due successive modifiche del tracciato di quest'ultimo: la prima comporta una riduzione del suo bacino a vantaggio di quello del Serchio-Lima, posto sullo stesso versante; la seconda a vantaggio di quello del Reno, sul versante opposto.

In un più recente lavoro sull'"Evoluzione dell'idrografia della Toscana centro-settentrionale", BARTOLINI & PRANZINI (1988) ipotizzano, al contrario di GHE-LARDONI (1958), che il T. Lima, nelle prime fasi del suo sviluppo e prima della sua cattura da parte del Serchio (Pleistocene inferiore-medio), fosse drenata dal versante adriatico; inoltre, nel generale contesto di migrazione dello spartiacque appenninico verso l'Adriatico, sarebbe imminente un processo inverso, cioè la

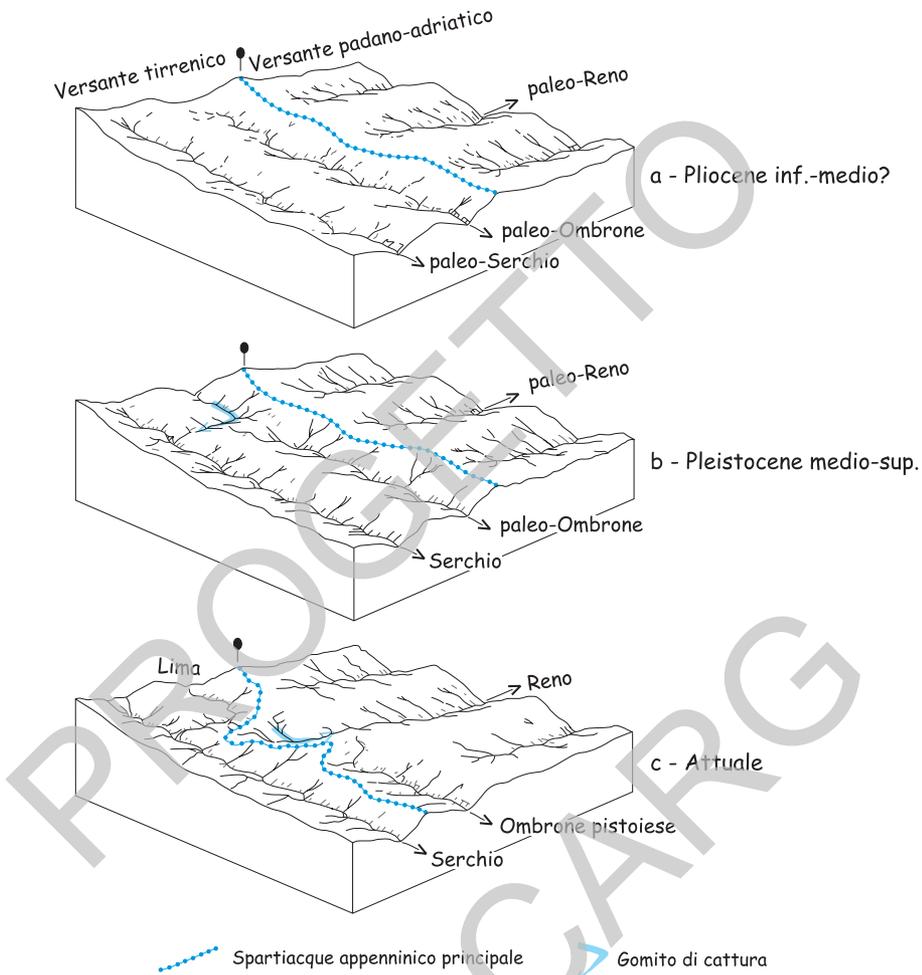


Fig. 5 – Schema dell'evoluzione idrografica dei fiumi Lima, Reno e Ombrone Pistoiese (da GHELARDONI, 1958 con modifiche).

cattura dell'Alto Bacino del Reno da parte dell'Ombrone. Nel successivo lavoro BARTOLINI (1999) sostiene che l'applicazione del modello sovrapposizione-antecedenza (come quello di MAZZANTI & TREVISAN, sopracitato), che “prevedeva una configurazione del reticolo sostanzialmente stabile nel tempo”, ha ostacolato la più attuale visione di “una marcata mobilità differenziale che caratterizza, in Appennino, il Pleistocene medio-superiore”.

A nostro avviso la contraddizione tra i due modelli interpretativi può essere

risolta considerando una differente scala cronospaziale dell'evoluzione paleo-idrografica, limitando cioè le ricostruzioni di BARTOLINI & PRANZINI (1988) alle fasi distensive finali (Plio-quadernarie), che accompagnano il riaggiustamento isostatico della catena, mentre il modello della sovrapposizione-antecedenza di MAZZANTI & TREVISAN (1978) avrebbe controllato le precedenti fasi dell'evoluzione morfo-tettonica, a partire dal Miocene superiore.

Un cenno, infine, alle caratteristiche morfogenetiche dei due principali laghi presenti nell'area del Foglio: Lago Scaffaiolo e Lago di Pratignano.

Il Lago Scaffaiolo, situato sul versante nord-orientale di uno dei tratti più elevati della dorsale appenninica, caratterizzata da circhi glaciali (in alcuni dei quali sono presenti laghi appunto di sovraescavazione glaciale), era stato considerato da LOSACCO (1949) "di origine pseudo-carsica e di disfacimento". In base alle sue caratteristiche morfo-strutturali, riteniamo invece che tale lago sia più propriamente spiegabile come originato in una depressione corrispondente al trench di un movimento gravitativo di versante tipo Scorrimento di Roccia in Blocco o di una DGPV.

Il Lago di Pratignano, per la sua caratteristica forma allungata e la sua peculiare ubicazione sulla sommità di una dorsale montuosa, può analogamente essersi originato in una depressione legata allo sdoppiamento di crinale, dovuta a un DGPV tipo Sackung ("insaccamento"); questo meccanismo prevede infatti una cinematica estensionale con formazione di una morfo-struttura a semigraben, oppure a "infossamento" di un cuneo roccioso. È da notare che la posizione di questo specchio d'acqua rende il suo bacino di alimentazione molto limitato e ciò ne determina la mancanza di un emissario, nonché la variabilità della sua profondità ed estensione.

Un caso particolare è rappresentato dal Lago di Casoli, situato nel Bacino del T. Lima e presso il paese omonimo; in realtà esso consiste in un temporaneo allagamento e/o impaludamento di una blanda depressione che, secondo LOTTI (1910), è interpretabile come uno sprofondamento carsico, avvenuto al di sotto di un sottile strato di arenaria del Macigno, con un meccanismo quindi tipo dolina di crollo. La spiegazione alternativa da noi assunta potrebbe essere quella di una DGPV, favorita da una carsificazione spinta e quindi dalle scadenti caratteristiche meccaniche delle formazioni carbonatiche sottostanti alle arenarie, separate da una fascia cataclastica associata a una superficie di scorrimento a basso angolo.

L'origine delle suddette depressioni lacustri, data la comune connessione con fenomeni morfo-gravitativi, verrà più approfonditamente discussa nello specifico paragrafo relativo ai movimenti gravitativi di versante.

## 2. - MOVIMENTI GRAVITATIVI DI VERSANTE

Con il termine comprensivo di Movimenti di Versante si intendono tutti quei fenomeni morfo-gravitativi (denominati anche movimenti in massa) che si verificano sui versanti montuosi, sotto l'effetto diretto dell'"agente" gravità, che non utilizzano cioè come mezzo di trasporto l'acqua corrente o il ghiaccio; essi possono differenziarsi in funzione del tipo di movimento prevalente e del tipo di materiale coinvolto (prima del movimento), nonché in base al diverso ruolo giocato nella loro genesi dai "fattori" di controllo, dalle "cause" innescanti e dalle "condizioni" climatico-colturali nelle quali avvengono; queste ultime divengono determinanti in alcuni particolari ambienti, come quelli glaciali e periglaciali.

Nelle correnti classificazioni dei Movimenti di Versante derivate in generale da VARNES (1978), che sottintendono la gravità come loro agente diretto, il termine viene implicitamente identificato con quello di frana in senso lato, non distinguendo cioè come categoria a se stante le Deformazione Gravitativa Profonde di Versante (DGPV), che fanno parte della tipologia comprensiva dei colamenti (*flows*); questa stessa tipologia comprende, inoltre, sia le Frane di colamento in senso stretto, sia le fenomenologie che, nella più recente letteratura, vanno assumendo una connotazione sempre più indipendente: le colate detritico-fangose (*debris-mud flows*).

Dalle precedenti osservazioni scaturisce la necessità concettuale e pratica di introdurre il più significativo termine di Movimenti Gravitativi di Versante (MGV) distinguendo inoltre, esplicitamente, nelle definizioni che seguono e nelle successive descrizioni, i tipi di movimento in:

- 1) DGPV e Spostamenti in blocco
- 2) Frane in senso stretto
- 3) Colate detritico-fangose incanalate (depositi di *debris flow*)

1) Il concetto di DGPV risale in Italia alla metà degli anni '60, quando alcuni ricercatori del Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia del CNR (GNGFG) prospettarono la necessità di distinguere dalla comune accezione di frana alcuni particolari MGV, caratterizzati da grandi volumi di roccia ed in particolare da elevate profondità della superficie di movimento discreta, o comunque del limite della deformazione continua, controllata dal versante; la deformazione dell'ammasso roccioso deve essere, inoltre, lenta e prolungata nel tempo (*Long term deformation*), alla scala cioè dei tempi millenari dell'evoluzione geomorfologica dei versanti.

In accordo con GOGUEL (1978), lo specifico meccanismo di colamento di roccia (*rock flow*) di VARNES (1978) è reso possibile da fattori di scala (massa e tempo), che consentono un comportamento di tipo visco-plastico o duttile-fragile in un corpo roccioso rigido.

Le DGPV sono state inizialmente considerate come fenomeni intermedi tra

le frane (“franamento superficiale”) e la tettonica gravitativa, in base a criteri dimensionali e cinematici (SORRISO-VALVO, 1984). A nostro avviso tali criteri non sono però sufficienti a stabilire univocamente precisi limiti tra le tre suddette fenomenologie; possiamo invece assumere, da un lato, come carattere distintivo delle frane e delle DGPV-Spostamenti in blocco, rispetto alla tettonica, il fatto che nel primo caso (frane e DGPV-Spostamenti in blocco) le superfici di scorrimento e/o la zona di deformazione continua intersecano la superficie topografica, mentre nell’altro (tettonica), il movimento viene compensato in profondità.

D’altra parte, fino a tutto l’inizio degli anni ’90 non c’era un generale accordo circa una distinzione tra frane e DGPV, che fosse basata sulla profondità della deformazione, rispettivamente superficiale e profonda, o sulla geometria e sull’altezza del versante (“grado di influenza della morfologia del versante”). La mancanza di un criterio univoco ha fatto sì che alcuni meccanismi deformativi, come i colamenti di roccia o le espansioni laterali (*Lateral spreading*), fossero considerati propri dei MGV in generale e non specifici delle DGPV.

In una successiva revisione in proposito, SORRISO-VALVO (1995) ha messo in luce il grave limite concettuale del criterio dimensionale rispetto a quello cinematico, basando quindi la distinzione tra frane e DGPV sulle assunzioni che seguono: “presenza macroscopicamente individuabile (nelle frane) di una superficie o zona di rottura che separi con continuità la massa in movimento da quella in posto. La superficie affiora lungo tutto il perimetro del corpo franoso o può essere individuata in base agli elementi superficiali ad essa direttamente collegati”; essa è comunque “necessaria per spiegare le deformazioni osservate in superficie”.

Per quanto riguarda le DGPV, si tratta al contrario, sempre secondo l’Autore suddetto, di “un fenomeno di movimento in massa in cui la presenza di una eventuale superficie di scorrimento continua non è macroscopicamente evidente e non è necessario postularla per rendere conto delle deformazioni osservate sia in superficie che in profondità”; inoltre, “l’entità dello spostamento è piccola rispetto a quella dell’ammasso roccioso coinvolto e la dimensione della massa in deformazione è paragonabile a quella del versante interessato”; è però da notare che superfici di scorrimento discontinue possono essere presenti nella zona di testata e, meno frequentemente, sul fronte delle DGPV tipo *Rock flow* (*Sackung*).

Si tratta in sostanza di “fenomeni di movimento profondi (lenti e a lunga evoluzione), su versanti montani che nel loro attuale stato di sviluppo non giustificano la classificazione come frane (HUTCHINSON, 1988 in SORRISO-VALVO, 1995). Quest’ultimo postulato rende conto del fatto che, in taluni casi, le DGPV rappresentano la fase preparatoria di fenomeni franosi di grandi dimensioni; tuttavia, non tutte le DGPV evolvono necessariamente verso un collasso catastrofico”.

2) La suddivisione delle frane che figura nella legenda del foglio non è omogenea dal punto di vista classificativo; la distinzione è infatti basata, nel caso di  $a_1$  e  $a_2$  (rispettivamente corpi di frana in evoluzione e senza indizi di evoluzione),

sullo “stato di attività”, mentre i corpi di frana  $a_{2a}$  sono classificati in base all’età (corpi di frana antica). Le prime potrebbero quindi essere considerate “recenti e attuali”, in base al medesimo criterio cronologico, definizione che viene comunemente adottata nella cartografia geologica (specie se a piccola scala), per le “coperture superficiali quaternarie” in generale.

I corpi di frana antica ( $a_{2a}$ ) sono riconoscibili sul terreno in quanto, oltre a non mostrare alcun segno di attività, sono caratterizzati da una completa e omogenea ricostituzione della copertura vegetale, nonché da processi più o meno spinti di rimodellamento che verrebbero cancellati nel caso di una ripresa del movimento; ad esse può quindi essere attribuito lo stato comprensivo di Inattive, a prescindere dalle sue ulteriori suddivisioni, previste da CRUDEN & VARNES (1994), in quiescenti, naturalmente stabilizzate, artificialmente stabilizzate e relitte, per altro quasi impossibile da definire singolarmente nella cartografia geologica di base, non specialistica dal punto di vista geomorfologico applicativo.

In particolare, i corpi di frana antica comprendono le paleofrane, riconducibili alle frane relitte dei suddetti autori; queste vengono generalmente definite come grandi frane di tipo complesso, che si sono sviluppate in antiche condizioni climatiche diverse da quelle attuali (presumibilmente in epoca post-glaciale, a partire da circa 10.000 a.b.p.) e in una situazione morfo-evolutiva (anch’essa diversa dall’attuale), caratterizzata dalle forti energie del rilievo prodotte dai sollevamenti plio-quaternari, che hanno favorito i MGv in generale.

Si tratta quindi di frane che attualmente hanno compiuto il loro ciclo evolutivo, raggiungendo nuove condizioni naturali di equilibrio, e che solo in casi eccezionali o comunque molto rari possono riattivarsi, almeno nel loro insieme e secondo le cinematiche originarie. Ciò esclude che il loro movimento possa essere continuo o svolgersi periodicamente secondo cicli stagionali o pluristagionali, come previsto per le frane attive o quiescenti.

Per quanto sopra detto riteniamo che ad esse non possa essere applicato il concetto di “stato di attività”, da riservare solo alle frane recenti e attuali, ma siano invece da assegnare alla suddetta diversa categoria dei corpi di frana antica ( $a_{2a}$ ), contrapposta a quella delle frane recenti e attuali stesse; queste ultime non figurano per altro nella legenda del foglio, nella quale lo “stato di attività” viene espresso, come già accennato, nel modo semplificato di corpi di frana in evoluzione ( $a_1$ ) o senza indizi di evoluzione ( $a_2$ ), più rispondente ai limiti imposti da un progetto di cartografia geologica nazionale a piccola scala.

Proprio in relazione alla loro lunga storia evolutiva, che si traduce in un’alta “persistenza morfologica”, le paleofrane si presentano generalmente in varia misura rimodellate, sia da processi erosivi che gravitativi.

Un rimodellamento molto spinto del corpo di frana, specie se di tipo erosivo, può spesso mascherare l’originaria identità geomorfologica delle paleofrane, fino ad arrivare ad un loro smembramento in lembi residuali e/o ad una loro completa

cancellazione; in questi casi non è praticamente effettuabile una distinzione da altri tipi di depositi e/o accumuli di versante, soprattutto laddove abbiano una complessa origine poligenetica e policiclica. Per questo motivo, tali depositi-accumuli sono stati assimilati nell'unica unità cartografica dei Depositi di versante indifferenziati (a<sub>3</sub>).

La reincisione fluviale crea scarpate, talvolta anche molto accentuate e all'interno degli stessi corpi di frana, con una rottura di equilibrio tra le forze agenti e resistenti in campo. Nel caso che i fenomeni di re-incisione interessino la parte frontale delle paleofrane, specialmente dove il rimodellamento antropico abbia prodotto ampie spianate sub-orizzontali o in lieve pendenza, possono prodursi forme terrazzate, che simulano quelle di origine fluviale, con un tipico esempio di "convergenza morfologica" (stessa forma originata da processi genetici diversi). Tali forme terrazzate non devono però trarre in inganno sulla loro vera origine e il loro riconoscimento riveste importanti implicazioni pratiche circa le caratteristiche litologiche del tipo di materiale costituente il corpo di frana, dalle quali possiamo trarre indicazioni qualitative sulle loro proprietà meccaniche.

Le riattivazioni gravitative recenti e attuali sono generalmente a carattere superficiale e sono spesso provocate dall'attività antropica. I principali fattori antropici di instabilità sono rappresentati dalla cattiva regimazione delle acque e dall'abbandono delle opere di sistemazione idraulico-forestale; il naturale equilibrio dei cicli idrologici-idrogeologici può essere turbato anche dalla costruzione di nuovi acquedotti e dei sistemi fognari non opportunamente progettati.

Altri fattori antropici destabilizzanti possono consistere nella riprofilatura del corpo di frana, sia con terrapieni sia con sbancamenti, che producono rispettivamente un appesantimento del corpo di frana stesso e locali rotture del pendio.

Nei tempi antichi, al contrario, la millenaria opera dell'uomo aveva svolto un fondamentale ruolo di sistemazione, connessa soprattutto all'agricoltura e alla silvicoltura, con effetti stabilizzanti sulle paleofrane.

3) La genesi dei depositi di *debris-flow* (colate detritico fangose incanalate), che qui di seguito viene illustrata, giustifica la sopraddetta distinzione dalle frane s.s.; in effetti la loro origine non è puramente gravitativa ma poligenica, in quanto vi concorre anche una fase di trasporto in acque correnti incanalate e, in alcuni casi, una componente originata da ruscellamento superficiale diffuso.

Gli specifici caratteri di tali colate detritico fangose incanalate (*debris* e *muddy-flows deposits*) vengono messi in evidenza dal loro confronto con quelli delle frane di colamento (classificazione tipologica peraltro non adottata nel Progetto cartografico della Regione Emilia-Romagna), nell'ambito della sequenza morfogenetica erosione (distacco di ammassi rocciosi nel caso delle frane) - trasporto - deposito (accumulo dei corpi di frana).

Il "bacino di alimentazione" dei *debris-flow* può essere formato, oltre che da una nicchia di distacco (come per le frane di colamento), da un reticolo idrografi-

co in forte erosione e, in particolare, da una testata valliva, ovvero da un insieme di canali che confluiscono in un collettore principale.

Il trasporto si realizza quindi attraverso flussi incanalati e può iniziare come carico solido in acque correnti ed evolvere a flusso iperconcentrato (trasporto bifase), fino ad assumere caratteri di trasporto in massa (monofase); tale evoluzione da trasporto bifase a monofase può anche avvenire in senso contrario, per effetto di apporti di acque correnti (senza o con limitato carico solido) nel collettore principale. In definitiva, i depositi poligenici (depositi misti, vedi di seguito anche i coni misti) che ne risultano, sono connotati sia da strutture selettive che “caotiche”; essi comportano inoltre termini di transizione che possono essere variamente associati con passaggi latero-verticali di facies.

In alcuni casi possono verificarsi strette relazioni tra coni misti e coni detritici, che non rendono ben decifrabile la corrispondenza tra depositi e forme, originando depositi per così dire di transizione.

È da notare inoltre che sia i coni alluvionali e/o di *debris flow* (coni misti), sia i coni detritici o di valanga sono indicati in legenda soltanto come simboli delle forme, ma non come depositi, al contrario dei *debris flow* che compaiono in entrambi i due suddetti elementi cartografici.

Tali depositi misti si localizzano prevalentemente nel collettore principale e, in misura minore, nei tratti meno acclivi della rete dei canali secondari; in particolare, essi si depositano in forme coniche in corrispondenza delle rotture di pendio sui versanti o alla base degli stessi.

I coni di *debris flow* si differenziano in generale, per le forme lobate, da quelli alluvionali e da quelli di origine esclusivamente gravitativa, nei quali la fronte ha tipicamente un andamento arcuato più regolare; peraltro il *continuum* che talvolta si stabilisce tra i fenomeni naturali fa sì che i suddetti “depositi e forme” non sempre siano ben distinguibili tra di loro.

Le modalità morfogenetiche sopra descritte comportano che i maggiori depositi-accumuli di *debris flow* siano localizzati anche a notevole distanza dal bacino di alimentazione.

Un'altra tipologia di depositi di versante di origine gravitativa rilevata nel foglio è quella dei coni detritici (o di valanga), indicati in legenda soltanto nei simboli che rappresentano le forme. Sono inoltre presenti i depositi eluviali e colluviali (a<sub>4</sub>): tra questi, i primi sono terreni residuali, originati in posto dalla dissoluzione del substrato roccioso e dall'allontanamento dei prodotti della dissoluzione stessa; i secondi, spesso associati ai primi, sono il risultato di un prevalente trasporto in acque di ruscellamento superficiale diffuso e si localizzano, preferenzialmente, in corrispondenza delle rotture di pendio, situate non solo alla base ma anche sulla parte superiore del versante.

## 2.1. - DGPV E FRANE ANTICHE-PALEOFRANE

Come si è detto nella parte introduttiva ai Movimenti Gravitativi di Versante, le DGPV vengono considerate, in generale, grandi movimenti di massa, alla scala dell'intero versante interessato, che generalmente sono favorite da elevate energie del rilievo e sono caratterizzate da un limitato spostamento, soprattutto se paragonato alle dimensioni dell'ammasso roccioso coinvolto. La deformazione progressiva profonda di grandi ammassi rocciosi, che implica elevate pressioni litostatiche, è lenta e prolungata nel tempo; secondo GOGUEL (1978), essa è quindi controllata dai suddetti fattori di scala (massa e tempo), che influenzano il comportamento reologico delle rocce.

L'assenza di una "superficie o zona di rottura che separi con continuità la massa in movimento da quella in posto", invocata da SORRISO-VALVO (1995) come elemento distintivo delle DGPV, è tuttora materia di dibattito scientifico (AGLIARDI *et alii*, 2001), in quanto tale criterio non è univoco ma è funzione del tipo di movimento e della sua evoluzione.

Gli Spostamenti in blocco (*Rock block slides*), aventi caratteristiche morfodimensionali e cinematiche analoghe alle DGPV, possono essere assimilati a queste ultime (come risulta dalla legenda adottata nel presente progetto cartografico SGI-RER), in accordo con il lavoro di BALDACCI *et alii* (1996) e quello di MASSIRONI *et alii*. (2003); questi ultimi riportano il classico esempio di studio di Maratea (GUERRICCHIO & MELIDORO, 1979), nel qual caso si può ipotizzare un passaggio da *Rock flow* a *Rock block slide*, caratterizzati rispettivamente da assenza o presenza di una superficie di scorrimento discreta (preesistente o di neoformazione), con la potenziale evoluzione catastrofica ad alta velocità di cui si è fatto cenno nella precedente distinzione tra frane e DGPV.

Nei lavori di GIARDINO & POLINO (1997), DRAMIS & SORRISO-VALVO (1983), FORCELLA & OROMBELLI (1984), MASSIRONI *et alii* (2003) hanno messo in evidenza l'importanza del controllo strutturale e della neotettonica sulla morfogenesi gravitativa e, in particolare, sull'origine delle DGPV.

Nella zona del Foglio 251 le DGPV tipo *Rock flow* (denominate anche *Sackung*) sembrano invece controllate principalmente dal fattore morfologico (energia del rilievo), oltretutto da quelli lito-strutturali; è da osservare inoltre che non sono presenti tipici fenomeni di Espansione laterale (*Lateral spreading*), in situazioni morfo-lito-strutturali di placca rigida poggiate su di un substrato plastico.

Le DGPV tipo *Rock flow* interessano generalmente l'intero sistema crinale-fondovalle e, nei settori sommitali dei versanti, sono caratterizzate da:

- a) strutture distensive, la cui espressione morfologica è rappresentata da depressioni tipo graben (*trenches*);
- b) sdoppiamenti e depressioni di cresta;
- c) avvallamenti, contropendenze e controscarpate;
- d) gradini di scivolamento.

Nei settori inferiori e nella parte basale del versante si producono, al contrario, forme da compressione come rigonfiamenti, bombamenti e contropendenze, che possono originare depressioni chiuse a monte; possono essere inoltre presenti piani di taglio a basso angolo.

Nelle precedenti definizioni di DGPV (“Deformazione progressiva, lenta e prolungata nel tempo, di grandi ammassi rocciosi”, che implica fattori di scala tempo-massa), è implicito il concetto di “alta persistenza morfologica”, che a sua volta comporta grandi dimensioni areali e volumi del corpo di frana; anche per questo aspetto cronologico, oltre a quello dimensionale, si arriva quindi ad una analogia tra DGPV e paleofrane, che si riflette sui loro rapporti cartografici, giustificando così una loro rappresentazione nell’unico elaborato della Fig. 6.

Il rilevamento sul terreno e la fotointerpretazione hanno mostrato infatti che alcune delle più sviluppate frane antiche, classificabili come paleofrane, costituiscono un rimodellamento singenetico delle DGPV, con meccanismi generalmente più superficiali.

I rapporti con le DGPV possono così stabilire essi stessi un criterio distintivo delle paleofrane nell’ambito delle “frane antiche”, utilizzabile, almeno in prima approssimazione, per la cartografia geologica regionale di cui si tratta.

Nella maggior parte dei casi, la prolungata storia evolutiva delle paleofrane, e quindi la loro età antica, è testimoniata anche dal fatto che non si tratta di un unico corpo di frana (nel quale sia eventualmente riconoscibile un’evoluzione complessa per distribuzione e per stile di attività), ma di veri e propri “insiemi franosi” che denotano una pluralità di fenomeni gravitativi, sviluppatisi su interi e anche su opposti versanti, che devono quindi essersi compiuti in tempi geologicamente apprezzabili. A questo proposito è da notare che la rappresentazione della Fig. 6, schematica e a piccola scala, non ha consentito per motivi grafici una distinzione dei singoli corpi di frana all’interno degli “insiemi”, né delle frane antiche minori (come per altro indicato nel titolo) che possono comunque essere riconosciuti nella Carta geologica al 50.000.

È inoltre da notare che nei contorni delle paleofrane sono state integrate le aree del loro rimodellamento, dovuto sia a forme di erosione che di accumulo; queste ultime possono essere originate sia da trasporto in massa che in acque correnti. Alcuni esempi di reincisione di un fronte di paleofrana, con la conseguente genesi di forme terrazzate, sono indicati in figura con la lettera t (altre numerose frane terrazzate sono comunque presenti anche nel resto del foglio).

Possono inoltre verificarsi casi (vedi sul versante destro della Val di Lima, presso Popiglio) in cui, verosimilmente, una paleofrana è avanzata progressivamente con l’approfondimento della valle, anziché originare una forma terrazzata.

La maggioranza delle paleofrane ha come “livello di base” il fondovalle, ma alcune frane antiche *s.l.* possono invece localizzarsi in corrispondenza del sistema scarpata principale-testata di una DGPV.

Per quanto riguarda la tipologia delle paleofrane, si tratta in generale di meccanismi complessi, con un “primo movimento” di scorrimento rotazionale o traslazionale di roccia in blocco e con evoluzione rispettivamente in colata e/o in scorrimento traslazionale di blocchi; ciò è in relazione al tipo di materiale coinvolto: a prevalente comportamento plastico o rigido, rispettivamente nel primo caso e nel secondo. Un ruolo importante nella tipologia dei movimenti franosi è giocato anche dalla struttura dell’ammasso roccioso e, principalmente, dalla presenza o meno di potenziali superfici di scorrimento discrete, che si traduce in un suo comportamento meccanico, rispettivamente anisotropo o isotropo.

Circa i rapporti di precedenza tra DGPV e frane antiche, possono verificarsi i casi indicati dalle seguenti lettere (Fig. 6):

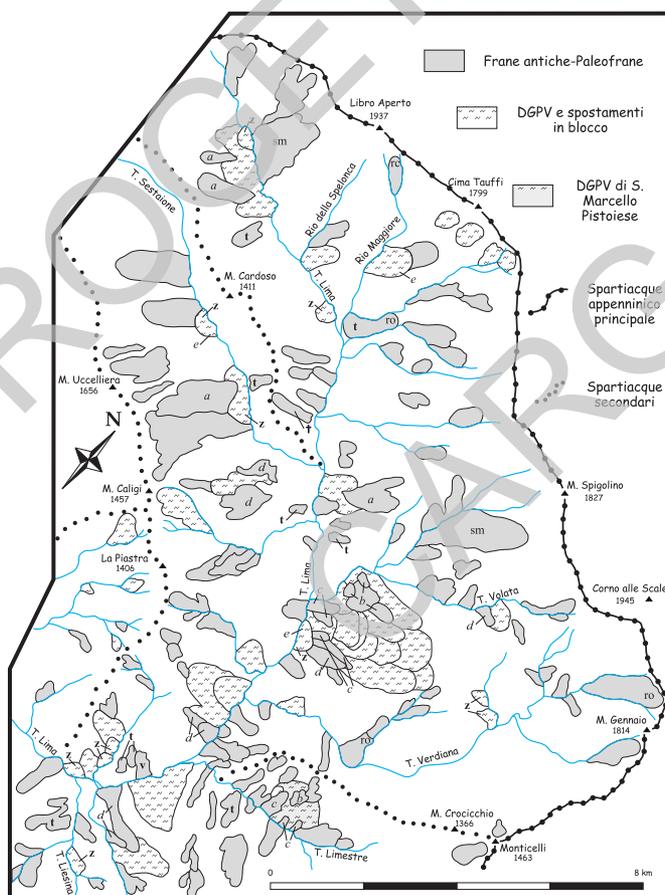


Fig. 6 – Carta delle principali frane antiche-paleofrane e DGPV nell’alto bacino del T. Lima.

- a - le frane antiche sono originate a monte di una DGPV e si sovrappongono in parte alla stessa;
- b - le frane antiche si sviluppano completamente al di sopra di una DGPV;
- c - le frane antiche si originano del tutto da una DGPV;
- d - le frane antiche si originano in parte da una DGPV;
- e - la DGPV interessa, oltre alla roccia in posto, una sua copertura costituita da una frana antica.

È da mettere in evidenza che alcuni casi e sono contrassegnati anche dalla lettera z indicante la loro genesi, che sarà in seguito descritta.

La parte più propriamente descrittiva dei principali fenomeni morfo-gravitativi rilevati procede assumendo come unità fisiografiche di riferimento i più significativi versanti o settori di versanti ed utilizzando, come filo conduttore, il confronto basato sulla loro storia morfo-evolutiva, non soltanto gravitativa ma anche erosiva.

Le maggiori paleofrane e/o “insiemi di paleofrane” nella zona della Fig. 6 si sono originate sul versante destro della Valle del T. Sestaione e sul versante sinistro della Val di Lima, aventi però differenti situazioni morfo-lito-strutturali, anche per quanto riguarda le DGPV; tali versanti, che possono quindi essere considerati come paradigmatici dell'intero bacino del T. Lima, vengono di seguito separatamente descritti.

La quasi totale assenza di grandi paleofrane sul settore di versante destro dell'alta Val di Lima non è in realtà indice di una sua scarsa franosità; al contrario essa è attribuibile ad una più antica fase morfogenetica, che si è tradotta in una diffusa copertura di depositi di versante indifferenziati -  $a_3$ , nei quali non sono attualmente riconoscibili ben precise forme gravitative.

Il versante destro della Valle del T. Sestaione è caratterizzato da un modellamento essenzialmente gravitativo, testimoniato anche dall'assenza di valli profondamente incise, nelle quali l'energia del rilievo possa quindi aver orientato i fenomeni franosi. Sono invece presenti numerose paleofrane o insiemi di paleofrane di notevoli dimensioni, che sono dirette verso l'asta principale del T. Sestaione, secondo la massima pendenza del versante.

Il meccanismo genetico di queste paleofrane è di tipo Scorrimento planare di roccia in blocco che evolve in Scorrimento di blocchi, in relazione alla generale giacitura a franapoggio o conforme al pendio delle arenarie affioranti su tutto il versante (Macigno, Membro del Molin Nuovo - MAC<sub>1</sub>), che si presentano ben stratificate, con interstrati e intervalli decimetrici siltitico-pelitici; questi funzionano da piani di scivolamento ed è probabile che il movimento si realizzi, anziché lungo un unico piano di stratificazione, su più livelli raccordati da superfici di fratturazione (Scivolamento a gradini). In tale meccanismo possono aver giocato un ruolo importante, come causa innescante, le condizioni di permanente umidità in epoca post-glaciale, che a loro volta hanno determinato sottospinte idrauliche

nell'ammasso roccioso, per effetto di una pervasiva circolazione sotterranea nella fitta rete di discontinuità (piani di stratificazione e diaclasi).

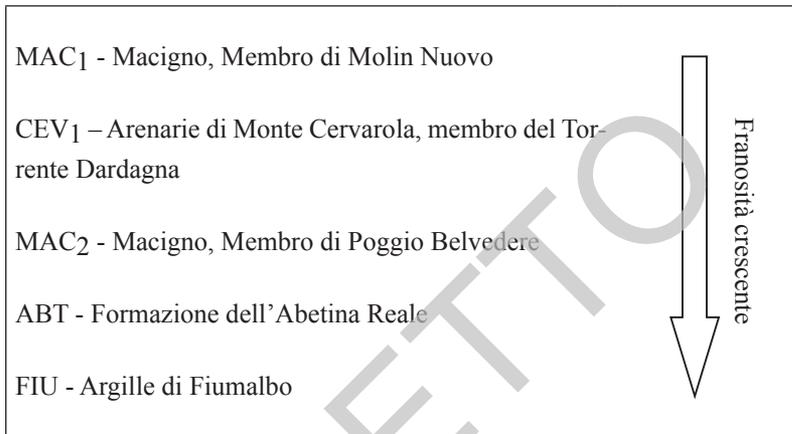
Per quanto riguarda gli aspetti morfologici, le paleofrane della Valle del T. Sestaione non presentano, in generale, una ben sviluppata testata, né ripiani minori sul corpo di frana a valle, bensì forme piatte proprio in relazione alla loro tipologia di scorrimento planare.

Le DGPV su questo versante hanno scarsa rilevanza, dovuta alla sua generale blanda pendenza e alla suddetta situazione lito-strutturale, che ha invece favorito la genesi delle grandi paleofrane. A questo proposito è da mettere in evidenza che le due DGPV contrassegnate con la lettera z, che hanno rapporti di antecedenza invertiti rispetto alle paleofrane a ed e, sono il risultato di un comune processo morfo-evolutivo; entrambe sono, infatti, da mettere in relazione con la reincisione del fondovalle e quindi con l'accentuazione dell'energia del rilievo alla base del versante. Questa localizzazione, in apparente contraddizione con lo sviluppo sull'intero "sistema crinale-versante-fondovalle" (CVF) previsto per le DGPV, è in effetti legata proprio alla suddetta evoluzione morfologica, che comporta il meccanismo genetico sopra definito come Spostamento in blocco; in altri termini, le loro dimensioni sono commisurate al tratto di versante di "neoformazione" (ad elevata energia del rilievo), la cui sommità assume così un significato analogo a quello di crinale.

Le suddette DGPV, che potremmo definire di "seconda generazione" in quanto legate a un ringiovanimento del rilievo, possono interessare sia la roccia in posto, sia precedenti DGPV, sia paleofrane terrazzate; esse sono presenti anche su tutti gli altri versanti presi in considerazione nella figura, dove esistono tratti vallivi profondamente reincisi.

Il versante sinistro della Val di Lima, al contrario del precedente, è stato soggetto ad un marcato modellamento erosivo, che ne ha frazionato il pendio in settori a differente orientamento ed energia del rilievo, condizionando così il pattern dei Movimenti Gravitativi di Versante, senza che peraltro ne sia risultato sostanzialmente modificato il fattore giacitura; questa si mantiene infatti a franapoggio più o meno accentuato su gran parte dell'areale in esame e ciò, unitamente al fattore morfologico (pendenza del versante), rende conto della franosità del versante stesso.

Non sono invece ugualmente omogenee (rispetto al versante destro del Sestaione) le caratteristiche litologiche e, in particolare, quelle delle formazioni arenacee che vi affiorano; oltreché dal Macigno (Membro di Molin Nuovo-MAC<sub>1</sub>), il versante sinistro della Val di Lima è infatti costituito, in ordine di franosità crescente, dalle seguenti formazioni:



È da notare come la scala sia puramente qualitativa e, in particolare, come le differenze di grado tra i vari termini non siano tutte della stessa entità.

Nell'ambito delle formazioni arenacee, tale scala è stata inoltre stabilita in base alla loro componente arenaceo-pelitica, alla frequenza e allo spessore degli intervalli, delle intercalazioni e degli interstrati siltitico-pelitici e siltitico-marnosi, nonché alla presenza di intervalli pelitico-marnosi presenti al tetto delle bancate e degli strati arenacei gradati. Secondo tale criterio, alle arenarie di Monte Modino (MOD) può essere assegnato un grado di franosità intrinseca di poco superiore rispetto al MAC<sub>2</sub> e nettamente inferiore rispetto al membro sommitale della Arenarie di M. Cervarola (CEV<sub>2</sub>).

I massimi gradi di franosità assegnati, in ordine crescente, alle formazioni ABT e FIU sono funzione della componente argillitica e siltitico-pelitica dominante nella seconda e della prevalenza di strati calcareo-marnosi e calcarei a base arenitica nella prima.

Localmente, le caratteristiche meccaniche delle varie formazioni possono essere degradate da una tettonizzazione più o meno spinta; la franosità del versante può essere inoltre condizionata dai rapporti geometrici tra formazioni adiacenti a diverse caratteristiche litotecniche.

Le litologie arenacee relativamente meno stabili (nell'ordine CEV<sub>1</sub> e MAC<sub>2</sub>) per effetto di una più penetrativa presenza di superfici di discontinuità random, che al limite possono obliterare i piani di scorrimento preferenziale (piani di stratificazione), tendono a conferire alla roccia un comportamento isotropo e quindi a favorire anche i meccanismi di scorrimento rotazionale o roto-traslazionale, rispetto a quello puramente traslazionale che caratterizza la franosità del Macigno MAC<sub>1</sub> (vedi il versante destro del Sestaione).

Il risultato morfologico dei meccanismi di tipo rotazionale è rappresentato da

una pronunciata testata del corpo di frana in forma di ripiano, anche in contropendenza; la maggior parte di queste forme è stata comunque parzialmente obliterata (indicate con la sigla ro) o completamente cancellata (rc) da successivi accumuli sia gravitativi, sia da trasporto in acque correnti, sia misti; in tal modo potrebbero essere rimasti sepolti piccoli bacini palustri e/o lacustri eventualmente originatisi sulla testata.

È infine da segnalare che le maggiori paleofrane hanno presumibilmente avuto un'evoluzione progressiva tipo Scoscendimento multiplo (sm), che replica le forme a ripiano su tutto il corpo di frana a valle della superficie di scorrimento principale. Tali forme sono attualmente mal riconoscibili e pertanto sono rimaste indistinte nella figura, anche per motivi grafici.

Da un esame del versante sinistro del T. Lima risulta che le forme antiche-paleofrane, anche di notevoli dimensioni, sono pressoché ubiquo su di esso, a causa della replica delle situazioni morfo-lito-strutturali (fattori pendenza, litologia e giacitura) analoghe a quelle precedentemente illustrate.

In particolare, l'insieme delle frane antiche-paleofrane presente sul settore del versante sinistro, in prossimità della testata della Val di Lima, si è sviluppato prevalentemente sul Macigno-MAC<sub>2</sub> (franosità media) con giacitura a franapoggio, e presenta un'appendice verso monte, situata sul complesso ABT-FIU (a franosità maggiore) in corrispondenza del contatto per sovrascorrimento tettonico principale di ABT-FIU sopra MAC<sub>2</sub>.

Anche per quanto riguarda le DGPV tipo *Rock flow* sul versante in esame, una prima osservazione di carattere strettamente morfologico riguarda le testate che sono in generale più sviluppate (considerando il loro rimodellamento erosivo e morfo-gravitativo), non solo rispetto a quelle delle paleofrane, ma anche rispetto a quelle delle DGPV tipo Spostamento in blocco (indicate con la lettera z), presenti su entrambi i versanti considerati. Ciò è da mettere in rapporto alla combinazione profondità-geometria rotazionale del limite della deformazione continua, oltreché alle dimensioni del fenomeno, che in questo caso si estende su tutto o su gran parte del sistema CVF.

L'esempio più evidente di quanto sopra detto è rappresentato dalla maggiore DGPV di tutto di l'alto bacino del T. Lima, situata tra le confluenze dei torrenti Volata e Verdiana; in questa DGPV, inoltre, la deformazione è scomposta in più blocchi, che sono probabilmente il risultato di un'evoluzione progressiva.

Anche la DGPV di San Marcello Pistoiese, situata in sponda destra del T. Limestone, presenta una pronunciata testata, attualmente quasi completamente sepolta da una estesa coltre di depositi detritico-colluviali e accumuli gravitativi; per questo motivo essa è stata raffigurata con apposita simbologia.

Le DGPV tipo Spostamento in blocco sono invece caratterizzate dall'assenza di un pronunciato sistema scarpata principale-testata, quest'ultima sostituita dalla forma convessa dell'ammasso roccioso dislocato.

Sulla base della combinazione fattori-cinematica, precedentemente illustrata per i due suddetti versanti compresi nell'alto bacino del T. Lima, potrà essere eseguita una puntuale analisi dei fenomeni franosi situati anche nelle restanti zone del bacino stesso e nel Foglio in generale.

A tale scopo è utile sottolineare che il massimo grado nella suddetta scala di franosità estesa all'intero Foglio è da assegnare alle Argille a Palombini (APA) e alla Successione argilloso-calcareo pre-campaniana (AVP). Esse sono infatti costituite prevalentemente da complessi argillitici e siltitico-pellici, con subordinate intercalazioni arenacee, calcaree e calcareo-marnose. Tali intercalazioni litoidi, anziché conferire una maggiore stabilità alla compagine rocciosa nel suo insieme, giocano un ruolo inverso alle loro specifiche buone proprietà meccaniche; esse favoriscono infatti la penetrazione delle acque meteoriche, determinando processi di alterazione con conseguente decadimento della stabilità dell'ammasso roccioso.

Il grado di franosità delle suddette unità ad affinità ligure (APA e AVP) è inoltre accentuato dal fatto che esse presentano in generale un'elevata tettonizzazione, in quanto sono state soggette a una storia deformativa più prolungata, rispetto a quella delle formazioni appartenenti agli altri domini paleogeografici.

Gradi di franosità intermedi fra MAC<sub>2</sub> e ABT possono essere attribuiti, in funzione della dominanza o della più o meno elevata componente argillitico-siltitico-marnosa, a tutte le altre formazioni appartenenti alla Successione Epiligure e alle unità tettoniche ad affinità ligure, toscana e tosco-umbra.

Una dettagliata descrizione di tutti i numerosi e vari Movimenti Gravitativi di Versante presenti nel Foglio esula, comunque, dagli scopi di queste note illustrative a carattere geologico regionale; ci limitiamo pertanto a segnalare, qui di seguito, due significativi esempi di DGPV (quelle della struttura del Lago di Pratignano e il versante orientale del M. Cimone), situati al di fuori dell'alto bacino del T. Lima, con un breve cenno ai loro caratteri salienti morfologici, lito-strutturali e classificativi.

Un caso del tutto particolare, cui si è accennato nel precedente paragrafo a proposito dell'origine dei laghi, è rappresentato dalla dorsale sulla cui sommità si trova il Lago di Pratignano, cioè in posizione morfologica tipica di uno Sdoppiamento di cresta.

Non altrettanto chiaro, allo stato delle nostre attuali conoscenze, è il meccanismo genetico che è comunque riferibile a una Estensione bilaterale di cresta s.l., ma nessuna delle specifiche tipologie finora invocate da vari Autori per spiegare questa particolare situazione morfologica (Lateral spreading di JAHN, 1964; Rock block slide-Gravity faulting in omogeneous rock di BECK, 1968; Double-slide compound-sagging di BISI *et alii*, 1996) è pienamente compatibile con le nostre osservazioni.

La morfo-struttura a blanda sinclinale del Lago di Pratignano, ad esempio, differisce dai modelli proposti, che al contrario prevedono una struttura anticli-

nale; essa inoltre è marcatamente asimmetrica, presentando soltanto sul suo lato occidentale tutta una serie di deformazioni tipo Spostamento in blocco.

Riteniamo quindi che la morfostruttura del Lago di Pratignano richieda futuri maggiori approfondimenti morfostrutturali e morfo-neotettonici, da compiere in sede specialistica.

Il versante orientale del M. Cimone, che non a caso raggiunge la quota massima dell'Appennino settentrionale (2165 metri), rappresenta un vero e proprio "campionario" di tutte le fenomenologie morfo-gravitativa e relativa evoluzione spazio-temporale, dalle DGPV ai detriti di falda, alle coltri di depositi detritico-eluvio-colluviali, ai *rock glaciers*, alle frane s.s., ai *debris flow*-coni misti.

In prossimità del crinale è presente una grande DGPV tipo Sackung, il cui avanzato stato evolutivo è ben espresso dalla pronunciata forma circoide incombenente sull'ampia testata, nonché dall'accentuato bombamento dell'ammasso roccioso deformato, che è a sua volta scomposto da uno Spostamento in blocco minore.

La cinematica di tale DGPV sembra controllata principalmente dall'energia del rilievo, in quanto il fattore strutturale (giacitura a traverso-poggio) può essere considerato ininfluenza.

La ripida e ben conservata scarpata principale, che abbraccia un dislivello di oltre 100 metri, ha generato un copertura superficiale costituita sia da detriti di falda che da *rock glaciers*; sulla testata in contropendenza, che è parzialmente ricoperta da depositi detritico-eluvio-colluviali nonché da grossi blocchi accumulati per fenomeni di crollo-rotolamento, si sono formate alcune depressioni chiuse acquitrinose (Buca del Cimone).

Dall'ammasso roccioso, deformato presumibilmente con comportamento duttile-fragile che ne ha prodotto il "rilassamento" e la degradazione delle proprietà fisico-meccaniche, parte tutto un corteo di frane, che devono essere state favorite anche dalle condizioni climatiche periglaciali e di elevata piovosità.

I numerosi corpi di frana, che sono il risultato di uno stile di attività complesso con cinematiche, in sequenza spazio-temporale, tipo Scoscendimento rotazionale o roto-traslazionale e/o Colata, nonché Scoscendimento multiplo, sono organizzati in un insieme composto da linee evolutive progressive; queste sono in stretta connessione con depositi di *debris flow* e coni misti, rispettivamente incanalati nelle depressioni comprese tra i corpi di frana e situati sui ripiani, anche in contropendenza, dell'articolata morfologia gravitativa.

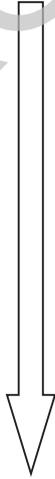
La trattazione delle frane s.s. e dei depositi di *debris flow*, estesa a tutto il territorio compreso nel Foglio, sarà comunque ripresa nei paragrafi che seguono.

2.2. - CORPI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a<sub>1</sub>) E SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE (a<sub>2</sub>),  
DEPOSITI DI *DEBRIS FLOW* (w)

Come si è già detto, il principale carattere distintivo dei corpi di frana e dei depositi di *debris flow* deriva dalla loro appartenenza ai fenomeni morfo-gravitativi superficiali, contrapposti a quelli profondi delle DGPV.

D'altra parte, i suddetti accumuli di frana e depositi di *debris flow* sono contraddistinti da uno stato di attività e possono essere classificati come recenti e attuali, differenziandoli rispetto ai corpi di frana antica-paleofrana; a queste ultime, unitamente alle DGPV, non è al contrario applicabile lo stato di attività, sulla base degli usuali criteri di movimento continuo oppure ricorrente secondo cicli stagionali o pluristagionali.

Si giustifica così la seguente trattazione contestuale delle due differenti tipologie di MGV in oggetto in questo paragrafo, analogamente alla precedente unificazione delle DGPV con le frane antiche-paleofrane; ciò comporta inoltre che venga seguito anche un criterio zonale di valutazione delle condizioni di stabilità dei versanti, oltre a quello classificativo, genetico-tipologico. A tale scopo, la scala del grado di franosità intrinseca delle formazioni, precedentemente elaborata (§ 2.1) soltanto per l'alto bacino del T. Lima (vedi Fig. 6), deve essere completata come segue, in modo da poter essere applicata all'intero foglio.

MAC <sub>1</sub> - Macigno, Membro di Molin Nuovo	
CEV <sub>1</sub> - Arenarie di M. Cervarola, membro del T. Dardagna	
MAC <sub>2</sub> - Macigno, Membro di Poggio Belvedere	
MOD - Arenarie di M. Modino	
CEV <sub>2</sub> - Arenarie di M. Cervarola, membro del T. Fellicarolo	
ABT - Formazione dell'Abetina Reale	
FIU - Argille di Fiumalbo	
AVP - Successione argilloso-calcareo pre-campaniana	
APA - Argille a Palombini	

Sulla base della combinazione tipo di movimento-tipo di materiale-condizioni morfostrutturali, sono state pertanto individuate le seguenti zone rappresentative

di una stessa o di analoghe classi di fenomeni franosi (VARNES, 1978), nonché di una medesima associazione e/o distribuzione degli stessi. Al riguardo, nell'ambito delle varie zone, verranno a loro volta presi in esame i versanti più significativi.

Le zone selezionate sono le seguenti:

- a) Versante emiliano tra i torrenti Fellicarolo e Dardagna;
- b) Settore nord-orientale del Foglio a est del T. Dardagna;
- c) Valli longitudinali del T. Lima e T. Sestaione, sul versante toscano;
- d) Bacino corrispondente al "nucleo mesozoico della Val di Lima".

Al fine di una più immediata visualizzazione fisiografica delle varie zone, si faccia riferimento anche all'inquadramento oro-idrografico della precedente Fig. 3.

Per quanto riguarda le rimanenti aree del foglio, potrà essere applicata la casistica delle zone a e b, data la presenza di analoghe situazioni morfo-lito-strutturali.

#### Zona a

Il substrato roccioso di questa zona è costituito quasi esclusivamente dalla formazione arenacea del M. Cervarola - CEV<sub>2</sub>, il cui elevato grado di franosità intrinseca (massimo tra le formazioni arenacee), combinato con prevalenti giaciture a franapoggio e con le sfavorevoli condizioni climatiche, ha determinato un modellamento essenzialmente gravitativo su ampi tratti di versante.

In particolare, sul versante destro del T. Fellicarolo e sull'interfluvio tra il T. Ospitale e il Fosso della Mirandola, suo affluente di sinistra, si sono formati veri e propri sistemi di frane multiple, composti sia da frane antiche che recenti e attuali, intrecciate a colate detritico-fangose. Le prime sono perlopiù classificabili come frane complesse, originate da meccanismi traslativi o roto-traslativi, con notevole sviluppo dei corpi formati dal conseguente movimento di colamento. Le seconde hanno invece origine perlopiù erosionale, come è dimostrato dalla quasi totale assenza di nicchie di distacco nel loro bacino di alimentazione, e sono caratterizzate dalle notevoli dimensioni degli apparati deposizionali che ne derivano. Ciò è da attribuire alla grande disponibilità di materiale incoerente, altamente erodibile, che costituisce i corpi di frana.

La disposizione dei suddetti sistemi di corpi di frana simula un *pattern* idrografico; ciò implica che l'evoluzione dei versanti (vedi anche il precedente par. 2.1) deve essersi compiuta durante due cicli, in ognuno dei quali si è creata una rete di canali tra i corpi allungati delle colate. Il reticolo idrografico così formato, che possiamo definire di origine gravitativa anziché erosiva, è stato utilizzato come sistema di canali di trasporto dalle colate detritico-fangose; queste sono, quindi, solo in parte singenetiche e in parte successive al sistema delle frane multiple.

È infine da mettere in evidenza che gli apparati dei cono misti sono localizzati preferenzialmente sui versanti, invece che alla loro base; ciò è dovuto al modellamento morfo-gravitativo dei versanti stessi, che implica forme irregolari,

caratterizzate da rotture di pendio, ripiani e contropendenze, cioè da luoghi più favorevoli per il deposito dei coni misti.

#### Zona b

In questa zona, il modellamento morfo-gravitativo dei versanti, che cancella quasi del tutto quello legato all'erosione fluviale, è strettamente controllato dalle caratteristiche litotecniche dei terreni appartenenti all'Unità Sestola-Vidiciatico e al Dominio ligure; essi sono, infatti, costituiti quasi esclusivamente da complessi a dominante argillitico-marmosa e siltitico-pelifica, cui sono attribuibili i massimi gradi di franosità nella scala precedentemente elaborata.

Sono inoltre presenti coperture superficiali (non sempre fedelmente cartografabili) anch'esse molto franose, costituite da depositi detritico-colluviali-eluviali, oltre alle coltri di degradazione meteorica della roccia in posto, queste ultime in gran parte identificabili con il substrato roccioso subaffiorante; si tratta in ogni caso di terreni sciolti a forte componente di matrice fine.

I suddetti litotipi, a prevalente comportamento coesivo, sono dunque suscettibili di acquisire, per assorbimento d'acqua, caratteristiche meccaniche da plastiche a viscoplastiche a fluide, originando fenomenologie franose che risultano dalle combinazioni dei colamenti-terreno sciolto (rispettivamente corrispondenti al tipo di movimento-tipo di materiale): Colate di terra e Colate detritico-fangose incanalate.

Le prime sono tipicamente originate da una nicchia di distacco e utilizzano nel loro movimento la precedente superficie topografica, spesso in forma di impluvio; nelle seconde possono, invece, intervenire anche meccanismi erosionali, come si è detto nella parte introduttiva del titolo 2.

Nelle frane s.s., il movimento iniziale può verificarsi inoltre con cinematiche di scorrimento rotazionale o roto-traslativo lungo una superficie di taglio di neoformazione che talvolta interessa la roccia in posto, in relazione alla mancanza di preesistenti piani di movimento preferenziale all'interno degli ammassi rocciosi affioranti in questa zona; in questo caso il diverso tipo di movimento prevalente si combina in frane complesse di scorrimento rotazionale o roto-traslativo che a sua volta evolve in colate di terra.

Una panoramica osservazione della Zona b mette immediatamente in evidenza, su tutti i versanti, la grande diffusione dei corpi di frana recenti e attuali (con o senza indizi di attività), oltre a quelli delle frane antiche; tali corpi di frana si alternano, quasi senza soluzione di continuità, ai depositi di *debris flow*, con una netta prevalenza sulla roccia in posto.

I *debris flows*, in particolare, insistono sul versante destro del T. Silla, poco a monte della sua confluenza nel F. Reno; essi si presentano in generale come singoli corpi incanalati, derivati sia da un'unica che da più nicchie di distacco di modeste dimensioni. I caratteri morfologici dei corpi canalizzati mostrano che l'iniziale meccanismo di colamento evolve in un trasporto mono e bifase (come in

precedenza definito), per effetto anche di apporti laterali lungo il collettore principale, cui si sommano possibilmente ulteriori contributi derivanti da un'azione erosiva esercitata sulle sponde e sul fondo dei canali.

La formazione di questi corpi di *debris flow* deve essere pertanto intesa come il prodotto della sovrapposizione e giustapposizione nello spazio e nel tempo di più eventi di trasporto in massa e/o per mezzo di fluidi iperconcentrati. In molti casi gli accumuli detritici occupano la maggior parte dei canali che solcano i versanti, fino a sfociare nei fondovalle principali costruendo forme coniche (Coni di *debris flow*); tali accumuli possono rappresentare anch'essi l'area sorgente di successivi *debris flows*.

In definitiva, i suddetti meccanismi genetici tipici dei *debris flows* nei complessi litologici a dominante argillitica, si traducono nella loro specifica geometria che è caratterizzata da uno o più bacini di alimentazione di dimensioni nettamente subordinate, non solo rispetto allo stesso canale di trasporto, ma soprattutto all'area di accumulo in forma conica.

Se confrontiamo le caratteristiche geometriche dei *debris flows* con quelle delle colate non risulta in generale, in queste ultime, una netta differenziazione dei suddetti elementi morfologici, tra i quali si verifica comunque un rapporto inverso tra area di alimentazione e quella di accumulo.

Si deve però osservare che le forme dei *debris flows* non sempre differiscono nettamente da quelle delle frane di colamento, proprio in relazione a comuni aspetti genetico-cinematici, in base ai quali può stabilirsi un *continuum* nei fenomeni naturali che ne risultano. Da ciò possono derivare alcune incertezze classificative, come nel caso del fenomeno franoso di Salgastri (Carta Geologica in scala 1:10.000 della Regione Emilia Romagna), situato sul versante destro del T. Silla e considerato in parte come frana di scivolamento, in parte di colamento lento, mentre in base a tutti i criteri sopra esposti è classificabile come Colata detritico-fangosa incanalata (*Debris-mud flow*).

Le frane di colamento si presentano, talvolta, come singoli corpi isolati, ma sono frequentemente organizzate anche in insiemi con stile di attività multiplo, dove ripetuti movimenti dello stesso tipo mettono in comune la superficie di rottura, sia in allargamento che lungo una stessa direzione.

Come significativo esempio di una "singola" frana (Fig. 7) possiamo citare quella ubicata in località Serra Querciola, poco a valle della strada che collega il paese omonimo con Vidiciatico e Lizzano in Belvedere. Sulla base del rilevamento geologico-geomorfologico effettuato e delle nostre osservazioni di campagna, nel contesto morfo-gravitativo della Zona b essa è classificabile come frana complessa di scorrimento roto-traslativo seguito da colata di terra, in evoluzione sia retro che progressiva e con distribuzione di attività in allargamento.

L'esempio più significativo di frana multipla in evoluzione è osservabile sulla parte medio-superiore del versante sinistro del T. Silla, dove è ubicato parte del



Fig. 7 - Frana complessa in località Querciola.

centro abitato di Gaggio Montano, in rapido sviluppo urbanistico, nonché i suoi numerosi insediamenti industriali.

Sul margine meridionale della Zona b, dove le formazioni a dominante argillitica vengono in contatto con quelle arenacee s.l., i fenomeni franosi sono generalmente originati da queste ultime e si estendono sulle prime con meccanismi complessi. Si tratta quasi esclusivamente di frane e depositi di *debris flow* antichi, nonché di depositi di versante indifferenziati, favoriti dal contrasto di caratteristiche meccaniche e idrauliche tra le due suddette unità litotecniche.

Dall'esame della carta geologica risulta che tali fenomeni franosi sono generalmente più importanti e diffusi nel caso di sovrapposizione delle unità arenacee su quelle argillitiche. Questi fenomeni mostrano una particolare varietà tipologica, comprendendo anche numerose DGPV, in corrispondenza dei versanti che incombono sui centri abitati di Vidiciatico e Lizzano in Belvedere, nonché sul versante destro del T. Dardagna; questa accentuazione dei MGV è da imputare alle complesse strutture di M. La Nuda, M. Grande, M. Pizzo e Poggiol Forato, composte da numerose scaglie e contatti di sovrascorrimento tettonico, con conseguente indebolimento delle caratteristiche meccaniche delle compagini rocciose.

È infine da mettere in risalto che la quasi totale assenza di DGPV all'interno della Zona b è dovuta alla bassa energia del rilievo dei versanti, che risultano modellati su ammassi rocciosi molto franosi ed erodibili e il cui comportamento visco-plastico è, in altri termini, compatibile con i tempi più brevi del ciclo morfogenetico recente e attuale rispetto a quelli che consentono le DGPV (*Long term deformations*).

#### Zona c

La situazione morfo-lito-strutturale del sistema di valli-interfluvii dei torrenti Lima e Sestaione, con le relative implicazioni sulla morfogenesi gravitativa, è stata precedentemente analizzata e descritta nel titolo 1 (Inquadramento oridrografico) e nel par. 2.1; in quest'ultimo sono stati presi in esame i meccanismi genetici delle frane antiche i quali, indipendentemente dall'entità dei fenomeni (funzione anche delle condizioni climatiche nelle quali si sono svolti), sono egualmente applicabili alle frane recenti e attuali.

In questa sede ci limitiamo pertanto a una sommaria descrizione comparativa dei due più significativi versanti già presi in esame nel par. 2.1 (versante destro del T. Sestaione e versante sinistro del T. Lima), ponendo l'accento non tanto sugli aspetti tipologici, quanto sul ruolo morfogenetico giocato dai fenomeni franosi recenti e attuali, nonché dei loro rapporti con quelli antichi.

Per quanto riguarda il versante destro del T. Sestaione, è evidente la scarsa rilevanza dei fenomeni franosi recenti e attuali, a testimonianza che esso ha raggiunto sostanziali condizioni di equilibrio nel precedente ciclo morfoevolutivo, durante il quale il modellamento gravitativo è stato nettamente prevalente su quello erosivo. La maggior parte dei fenomeni sono concentrati nel tratto di raccordo fra il suddetto versante e il corrispondente del T. Lima e sono dovuti a più sfavorevoli combinazioni di fattori della franosità in quest'area.

Come abbiamo già detto, l'evoluzione morfologica recente del versante sinistro del T. Lima, che ha portato alla reincisione di tutta la sua rete di drenaggio, con una generale forte accentuazione dell'energia del rilievo sia nella valle principale che in quelle ad essa afferenti, ha reso più instabili le precedenti situazioni di franapoggio, creandone di nuove. Nel ciclo morfoevolutivo recente e attuale si sono così sviluppate numerose frane che, per quanto di modeste dimensioni, sono diffuse in tutta la Zona c, sia a partire da versanti indisturbati sia come rimodellamento delle ben più cospicue frane antiche. I depositi di *debris flow* si sono invece formati, oltretutto sul versante destro della Val di Lima, soprattutto nella fascia alta di quello sinistro, al di sotto del crinale appenninico; questi ultimi sono da attribuire alla morfogenesi climatica di cui si tratta nel successivo capitolo.

#### Zona d

Il "nucleo mesozoico della Val di Lima", costituito da formazioni quasi esclusivamente carbonatiche, è sormontato da una successione terrigena, a

dominante argillitica e di spessore limitato nella parte inferiore (Scaglia toscana - STO) ed essenzialmente arenacea al tetto (Macigno - MAC). Per effetto di questa situazione lito-strutturale, rappresentativa in particolare del versante destro del T. Lima, le rocce a dominante carbonatica vengono a trovarsi nella parte medio inferiore delle valli ad esso affluenti, mentre quelle arenacee ne costituiscono la parte sommitale, contornando interamente gli affioramenti delle formazioni carbonatiche stesse.

Dal punto di vista morfologico, le valli affluenti dal versante destro del T. Lima si presentano, nel loro tratto medio inferiore, profondamente incise e reincise nelle rocce carbonatiche, con un profilo trasversale più aperto nella sezione sommitale e uno più stretto in quella basale, quest'ultimo in forma di vere e proprie forre. Ciò è dovuto, oltreché alla stabilità delle rocce carbonatiche, al recente sollevamento plio-quadernario. Al contrario, nella parte superiore le valli attraversano il complesso argillitico-arenaceo Scaglia-Macigno e hanno un profilo trasversale più aperto che, verso l'alto, s'inserisce nelle ampie forme coniche della testata, solcata da ripidi canali con *pattern* convergente.

Ne risulta un profilo longitudinale molto ripido nella parte superiore, mentre è debolmente inclinato in quella medio-inferiore.

In corrispondenza delle pareti rocciose carbonatiche, la morfogenesi gravitativa si esplica essenzialmente nelle estese coperture di detrito di falda, talvolta in forme coniche (Coni detritici), cui contribuiscono in misura non sempre ben definibile frane di ribaltamento e di crollo; queste ultime sono spesso innescate da un meccanismo di distacco per scivolamento di cunei rocciosi. I ripidi canali, che solcano le pareti rocciose stesse, funzionano da collettori dei prodotti di un'intensa detrizione, dando origine a numerosi *debris flow*, che talvolta si ramificano nella parte superiore dei versanti e sboccano nei collettori principali con coni misti.

Ma è soprattutto a partire dalle testate vallive che si originano i depositi di *debris flow*; questi, dopo una prima fase di prevalente trasporto in massa e di accumulo negli stessi bacini di alimentazione, nonché in corrispondenza della rottura di pendio alla loro base, si ridistribuiscono come flussi iperconcentrati lungo tutto il collettore principale fino allo sbocco in Val di Lima. In questo tratto del profilo longitudinale aumenta la componente alluvionale (depositi misti) fino al graduale raccordo con la valle principale del T. Lima, dove i depositi misti, organizzati "in ampie forme coniche" debolmente inclinate, si confondono con i depositi alluvionali terrazzati del torrente stesso.

Nelle valli del T. Scesta (solo in parte compresa nel foglio) e delle due cocche di Limano e Vico, si sono in tal modo instaurati dei veri e propri sistemi di *debris flow* che ricalcano pressoché tutto il loro reticolo idrografico, contribuendo essi stessi all'incisione valliva, con la loro azione erosiva che si somma a quella delle acque correnti incanalate. Rilevante, se non esclusivo in alcuni tratti del profilo

longitudinale, è quindi l'apporto del trasposto puramente gravitativo e per mezzo di flussi iperconcentrati, oltre a quello in acque correnti incanalate.

Anche tutto l'estremo settore nord-occidentale del foglio, situato a cavallo della linea delle massime quote e con la sua appendice sud-orientale lungo lo spartiacque principale, rientra nel sistema morfoclimatico glaciale e periglaciale; la trattazione dei relativi processi, depositi e forme viene pertanto rinviata al capitolo che segue.

### 3. - FORME GLACIALI E PERIGLACIALI

I tratti più elevati del crinale appenninico compreso nel Foglio 251 "Porretta Terme" presentano, fra gli aspetti morfologici principali, forme tipiche dell'ambiente glaciale e periglaciale.

Le forme glaciali di erosione e di accumulo nella catena appenninica sono state ampiamente studiate nel settore centrale, in maniera discontinua in quello meridionale e settentrionale. Alpi Apuane comprese (BOENZI & PALMENTOLA 1971; PALMENTOLA *et alii* 1990; DAMIANI & PANNUZI 1993; GIRAUDI & FREZZOTTI 1997; FEDERICI, 2005). Tuttavia le valli dell'Appennino tosco-emiliano rivolte verso i quadranti settentrionali contengono frequentemente depositi glaciali, sia senza forme caratteristiche che organizzati in apparati morenici frontali e laterali (Gruppo Ricerca Geomorfologia C.N.R., 1982; FEDERICI & TELLINI, 1983; CARTON & PANIZZA 1988; JAURAND, 1994; CASTALDINI *et alii* 1998, 2004). Le quote più basse delle morene frontali hanno restituito un limite delle nevi variabile fra 1300 e 1550 metri, attribuito cronologicamente all'ultima massima espansione glaciale pleistocenica. I versanti tirrenici del crinale appenninico presentano invece tracce di glacialismo scarse e soprattutto di carattere erosivo (FEDERICI, 1981).

Esaminando il crinale appenninico rappresentato nella Fig. 8 si osserva come i circhi glaciali siano scolpiti nella parte dei versanti esposta a nord e assenti sul versante opposto. I circhi individuati si concentrano nel tratto M. La Piazza-Libro Aperto-Cima Tauffi-I Balzoni; fa eccezione a questa esposizione settentrionale il circo alla testata della valle del Rio Borgognoni dominata dall'Alpe Libro Aperto che, sviluppandosi lungo una linea di faglia circa NO-SE, è orientata parallelamente all'asse della catena appenninica e presenta un'esposizione prevalente a WNW. I circhi rilevati hanno forma aperta con ali non molto sviluppate e non è facilmente individuabile la soglia, in alcuni casi probabilmente sepolta al di sotto di depositi periglaciali e gravitativi di versante.

Anche i depositi morenici sono stati rilevati esclusivamente nel versante emiliano ed in particolare nella valle del Fosso della Mirandola, affluente di sinistra del T. Ospitale; essi presentano le caratteristiche tessiture tipiche dei depositi glaciali, con clasti eterometrici prevalentemente arenacei sub-arrotondati ed una



matrice sabbioso-limosa. La struttura generale dei depositi è *matrix-supported* in rapporti variabili. Il deposito glaciale principale, che si estende da 950 fino a 1325 metri circa, risulta rimodellato da frane e *debris flows*, sia antichi sia recenti ed attuali che ne hanno ampiamente modificato la forma originaria. Questo deposito, come anche quello rilevato fra 1400 e 1600 m circa, era alimentato dai ghiacciai che scendevano dai circhi che insistono sulla testata della valle e che si riunivano a formare un'unica lingua estesa fino a 950 m, quota più bassa a cui sono stati trovati depositi morenici.

L'assenza di depositi morenici nella valle del T. Fellicarolo, nonostante i diversi circhi presenti alle testate vallive del suo bacino di alimentazione, può trovare spiegazione nell'esteso e potente deposito fluvioglaciale rilevato fra le quote 1025 e 1425. E' possibile ipotizzare che durante le fasi di ritiro delle varie lingue glaciali la grande disponibilità di acqua derivante dall'ablazione abbia facilitato la totale rielaborazione dei depositi morenici, con la conseguente formazione di un rilevante apparato fluvioglaciale. Le caratteristiche tessiturali del deposito fluvioglaciale sono quelle tipiche del trasporto in acque correnti, ma la potenza dell'accumulo e la sua posizione anomala nella parte superiore della valle lo rendono compatibile con un'elevata disponibilità di detrito e di capacità di trasporto fluviale, condizioni verificate nelle aree prossimali ai margini glaciali.

Il fatto che sia i circhi glaciali che i depositi morenici e fluvioglaciali siano presenti esclusivamente sul versante emiliano del Foglio 251 può essere attribuito, in accordo con quanto si verifica in altri settori della catena appenninica, alla diseguale distribuzione degli accumuli nevosi fra i due versanti: le elevate precipitazioni verificate nelle parti superiori di quelli settentrionali cadono, infatti, più frequentemente in forma nevosa rispetto a quelli meridionali, grazie ai valori di temperatura dell'aria mediamente più bassi. Nel Pleistocene la combinazione di questi elementi meteorologici con una conformazione topografica adatta alla conservazione degli accumuli nevosi al suolo ha favorito lo sviluppo di ghiacciai relativamente estesi sui versanti settentrionali, e probabilmente solo alcuni glacionevati all'interno di canali o nelle aree di cresta dei versanti meridionali.

Le forme periglaciali (crionivali) dell'Appennino sono assai meno conosciute di quelle glaciali perché di più difficile interpretazione in quanto presentano fenomeni di convergenza morfologica e sono più facilmente smantellabili da processi erosivi post-deposizionali. Come per le forme glaciali, le osservazioni più rilevanti provengono dall'Appennino centrale, anche se non mancano segnalazioni negli altri settori di catena (CARTON & PANIZZA, 1988; DRAMIS & KOTARBA, 1994; GIRAUDI, 2002; CHELLI *et alii* 2006).

Nel panorama delle forme descritte in letteratura poche sono le segnalazioni di *rock glacier*; questi sono accumuli caotici di blocchi eterometrici di diametro variabile con una struttura *open-work* in superficie ed una matrice sabbioso-ghiaiosa isolata in tasche, che diventa generalmente più abbondante in profondità.

Gli accumuli sono ben rilevati, di forma complessiva frequentemente linguoide e allungata nel senso della massima pendenza. La superficie è tipicamente caratterizzata da microrilievi di altezza metrica e sviluppo lineare pluridecamentrico. Si tratta di argini detritici concentrici o allungati secondo l'asse del deposito, intervallati da depressioni profonde anche alcuni metri. La spiegazione delle caratteristiche morfologiche deve essere cercata nel meccanismo genetico dei *rock glaciers*, per il quale due sono le teorie più accettate. La teoria periglaciale *strictu sensu* interpreta i *rock glaciers* come il risultato del *creep* di un materiale detritico super-saturato in ghiaccio interstiziale. I microrilievi vengono spiegati come figure di flusso compressivo e distensivo, che nell'insieme disegnano un tessuto fluidale. Condizione necessaria per la genesi di un *rock glacier* con questo meccanismo è lo stato termico del suolo, tale da permettere la formazione e l'esistenza a lungo termine di ghiaccio nel terreno (*permafrost*).

Molti autori ritengono che il nucleo dei *rock glaciers* sia composto invece da ghiaccio sedimentario, cioè di natura glaciale, preservato dall'ablazione dalla copertura detritica; in questo caso la formazione di un *rock glacier* è legata all'originaria esistenza di una massa glaciale e ad un tasso di alimentazione detritica dai versanti superiore a quello di accumulo nevoso al suolo, con la conseguente costituzione di un ghiacciaio coperto di pietre (*debris-covered glacier*).

I versanti meridionali del M. Cimone e del M. Cimoncino presentano i *rock glacier* più evidenti e meglio conservati del Foglio 251 (Fig. 9). Questi *rock glacier* si estendono dalle aree immediatamente sottostanti la cima fino al primo fondo vallivo a 1400-1600 metri. L'assenza di depositi e forme di erosione glaciale in quest'area indirizza verso un'origine periglaciale dei *rock glaciers*, cioè tramite un *creep* lento di materiale detritico di versante ricco in ghiaccio interstiziale. La costruzione della forma generale dei *rock glacier* non avviene con un unico evento deformativo della miscela plastica detrito-ghiaccio, ma con un successione di fasi che hanno generato più lobi sovrapposti, per semplicità accorpati nella Fig. 9. Gli accumuli sono composti da blocchi arenaci di dimensione variabile e angolosi, con matrice quasi del tutto assente. I depositi in generale sono pedogenizzati, non molto rilevati e con scarpate perimetrali non ripide. Queste caratteristiche morfologiche, oltre alla quota, indicano con certezza l'inattività di queste forme, che può essere estesa anche a tutti gli altri *rock glaciers* presenti nel Foglio. La distribuzione altimetrica variabile suggerisce una successione cronologica di fasi di formazione dei *rock glaciers* rilevati. Le dimensioni e le quote dei *rock glaciers* nel versante SO del M. Cimone rendono plausibile un'età coeva a quella dei depositi morenici della massima espansione glaciale presenti sul versante emiliano. Se nella fase fredda pleistocenica le abbondanti precipitazioni nevose e le basse temperature dell'aria dei versanti settentrionali hanno reso possibile la formazione di ghiacciai, contemporaneamente nei versanti meridionali una maggiore aridità e temperature comunque basse hanno favorito la formazione di *permafrost*

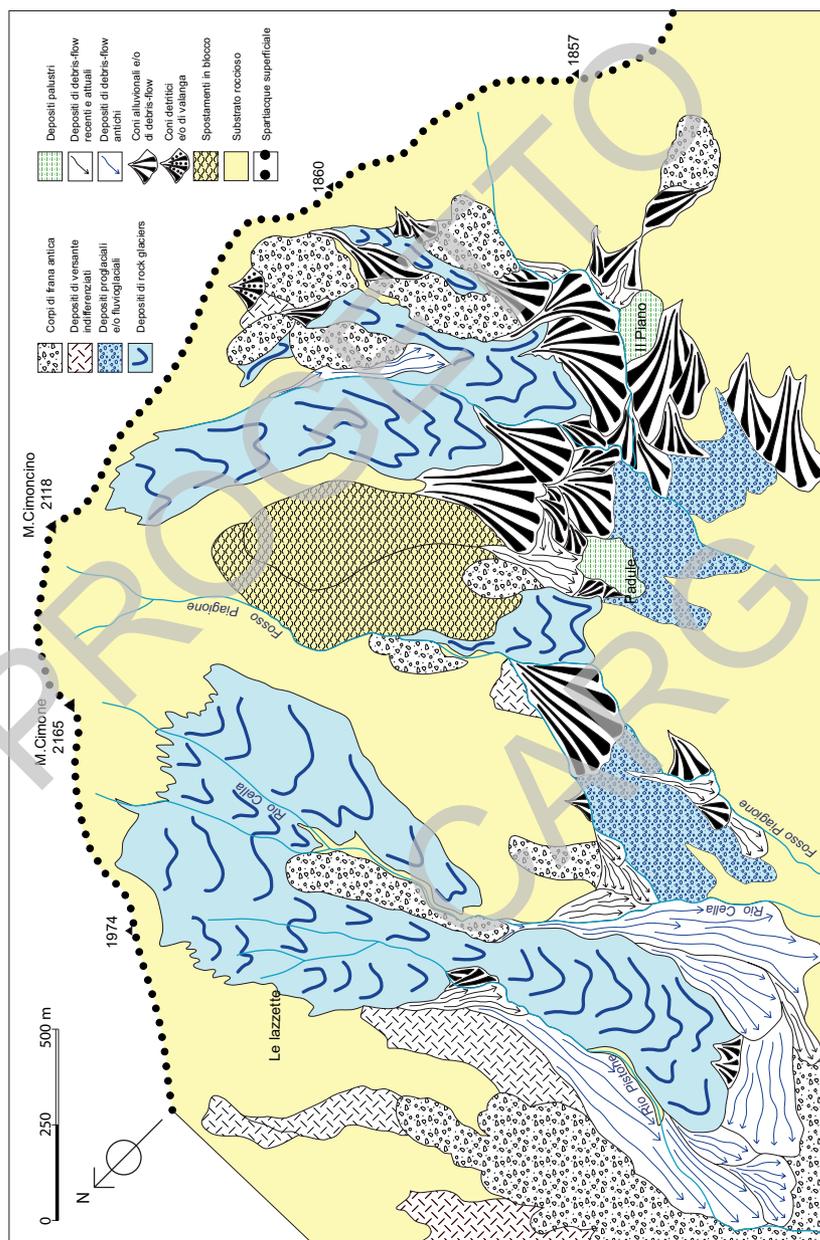


Fig. 9 – Schema geomorfologico del versante meridionale dei monti Cimone e Cimoncino.

all'interno dei detriti di versante. Nel versante emiliano alcuni *rock glaciers* sono riportati anche all'interno dei circhi glaciali, suggerendone una possibile fase di attività durante le fasi fredde tardiglaciali. Nel versante SO del M. Cimone questa fase di attività tardiglaciale può aver riattivato i *rock glaciers* generando nuovi lobi di flusso, mentre nel versante emiliano nuovi *rock glaciers* possono essersi formati lungo i versanti deglacializzati a discapito di detriti di versante o glaciali sparsi.

I *rock glaciers* a sud delle cime del M. Cimone e del M. Cimoncino evidenziano come queste forme siano state interessate, una volta cessata la loro fase di attività, da un intenso rimodellamento ad opera sia di trasporti in massa che fluviali. La grande disponibilità di detrito non più congelato ha reso possibile l'innescò di numerosi processi di *debris flow*, i cui accumuli contornano la fronte del *rock glacier* che si origina immediatamente a sud della cima del M. Cimone. Un trasporto più canalizzato e selettivo, anche se non privo di eventi impulsivi di trasporto in massa, è il responsabile della formazione dei coni misti, alluvionali e/o di *debris flows*, rilevati alla periferia della fronte del *rock glacier* che si origina a sud del M. Cimoncino; come nel caso precedente, la sorgente del detrito veicolato verso valle è rappresentata perlopiù dall'accumulo del *rock glacier*, che si presenta fortemente inciso. Anche le frane hanno marcatamente rimodellato gli accumuli dei *rock glaciers*, in alcuni casi alterandone fortemente la forma originaria.

#### IV - STRATIGRAFIA

(a cura di F. Botti & G. Daniele)

Come accennato nel paragrafo introduttivo le varie unità litostratigrafiche sono state raggruppate in Successioni stratigrafiche o Unità tettoniche sulla base del rispettivo grado di alloctonia. Le Unità tettoniche, per facilitare la comprensione del contesto, sono state a loro volta raggruppate in base al dominio paleogeografico di provenienza; esse saranno di seguito descritte secondo il loro ordine di sovrapposizione geometrica, partendo dalla più alta, come risulta della legenda della carta. All'interno di ogni unità o successione le singole formazioni saranno descritte dalla più antica alla più recente.

Il settore dell'Appennino tosco-emiliano ricadente nel Foglio 251 rappresenta senza dubbio un'area chiave per la ricostruzione delle successioni stratigrafiche delle unità toscane e di quelle tosco-umbre che affiorano nell'area con ottime esposizioni. Le Unità Liguri e la Successione epiligure affiorano invece con successioni per lo più incomplete, solo nel settore nord orientale. L'impilamento, dall'alto, è così costituito:

Successione Epiligure

Unità Monghidoro

Unità Venano

Unità Ofiolitica della Val Baganza

Dominio ligure

Unità Modino-Cervarola

Dominio toscano

## Falda Toscana e Unità Acquerino

Unità Rentella

Dominio tosco-umbro

## 1. - SUCCESSIONE EPILOGURE

La Successione Epilogure affiora, solo in piccoli lembi, nella parte nord orientale del Foglio. In destra Reno, nei pressi di Prarosso, Sodi e Prodetto sono presenti piccoli affioramenti di Formazione di Antognola, rappresentata a Casellina dal Membro di Anconella; in sinistra Reno è presente, nei dintorni di Silla, solo il Membro di Anconella.

## 1.1. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT)

La formazione, rappresentata solo da tre affioramenti, come già detto di estensione molto limitata, è costituita da marne e marne siltose grigio-verdi debolmente stratificate, cui si intercalano torbiditi silicoclastiche sottili e medie a base arenitica fine-siltitica.

Il contatto di base è discordante sulle Argille a Palombini dell'Unità ofiolitica della Val Baganza. L'ambiente di deposizione è emipelagico.

La potenza affiorante massima è di 10-15 m.

L'analisi biostratigrafica ha evidenziato associazioni a nannofossili povere e poco diversificate con rare forme di *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus moriformis*, *Discoaster* sp., *Cyclicargolithus abisectus* < 10 µm, *Dictyococcites* sp., *Reticulofenestra* sp., che consentono l'attribuzione ad un Miocene inferiore indistinto

Aquitaniiano?

Membro di Anconella (ANT<sub>4</sub>)

Il membro è costituito da torbiditi silicoclastiche grigio-giallastre, in strati da medi a molto spessi, a grana arenitica grossolana e media con frequenti fenomeni di amalgamazione e rari intervalli siltitico-pelitici.

Il Membro di Anconella affiora in areali distinti dalla formazione delle Marne di Antognola e non sono mai visibili i rapporti reciproci; l'attribuzione degli affioramenti al Membro di Anconella è stata eseguita sulla base dei caratteri stratigrafici, biostratigrafici e petrografici, che hanno consentito la correlazione con analoghi corpi affioranti in aree limitrofe, dove sono conservati i rapporti con le Marne di Antognola.

L'ambiente di sedimentazione è di lobo, in aree soggette a forte subsidenza, al di sopra della CCD.

La potenza massima affiorante è di 15-20 m.

L'analisi biostratigrafica ha evidenziato associazioni a nannofossili povere e poco diversificate con rare forme di *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *S. moriformis*, *Helicosphaera euphratis*, *C. abisectus* < 10 µm, *Reticulofenestra* sp., *Dictyococcales* sp., *Discoaster deflandrei*, *Discoaster* sp., che consentono l'attribuzione ad un Miocene inferiore indistinto.

Aquitaniiano?

## 2. - DOMINIO LIGURE

Le Unità Liguri affiorano nel settore nord orientale del Foglio, nell'area compresa fra Querciola, Gabba, Gaggio Montano, Silla e, più limitatamente al margine orientale del Foglio, nei dintorni di Casola. Al tetto dell'impilamento è presente l'Unità Monghidoro, rappresentata da una successione stratigrafica sedimentata su un substrato con caratteri di transizione fra l'"oceanico" ed il "continentale", che si accavalla sull'Unità Ofiolitica della Val Baganza, costituita da sedimenti depositi sulla crosta oceanica del Dominio Ligure Esterno (DANIELE & PLESI, 2000, *cum bibl*). Solo localmente, nella zona di Gabba fra queste due unità è interposta l'Unità Venano.

### 2.1. - UNITA' MONGHIDORO

L'unità, rappresentata dalla Formazione di Monghidoro, affiora limitatamente al margine settentrionale del Foglio, tra Montilocco ed I Pianotti, ed al limite nord orientale, nei dintorni di Casola. Le condizioni di affioramento sono sempre precarie e la formazione risulta per lo più subaffiorante.

#### 2.1.1. - *Formazione di Monghidoro* (MOH)

La Formazione di Monghidoro è costituita da torbiditi silicoclastiche, in strati medi e spessi a base arenitica medio-grossolana, di colore grigio scura, grigio-chiaro e ocra per alterazione, e tetto siltitico-pelitico grigio scuro. Il rapporto A/P è generalmente >1. Alla normale successione si intercalano torbiditi con base arenacea grigia, tetto calcareo-marnoso di colore grigio-biancastro e rapporto A/P generalmente <1.

La Formazione di Monghidoro è stata campionata per l'analisi petrografica sia

nel Foglio 251, tra Montilocco ed i Pianotti di sotto, che nelle aree limitrofe del Foglio 252 (a ovest di Castel di Casio, nella litofacies arenacea) e del Foglio 236 (nei Pressi della Chiesa di Ronchidoso, a nord di Prati di Valpiana, lungo il Fosso di Cà d'Ercole ed a Sud di M. Belvedere). Le areniti sono risultate classificabili come arenarie (*sensu* ZUFFA, 1985; 1987), a granuli prevalentemente extrabaccinali non carbonatici (plutonico-gneissici, metamorfici di basso grado, vulcanici e subvulcanici); in minor quantità presenti dolomie, calcari; rare le selci, le siltiti non carbonatiche e le argilliti. La composizione è arcossica ed arcossico-litica; la matrice prevalentemente siltosa ed argillosa, raramente carbonatica; il cemento prevalentemente carbonatico. Questa composizione risulta del tutto confrontabile con quella delle areniti della Formazione di Monghidoro estesamente affiorante nell'Appennino modenese-reggiano (DANIELE & PLESI, 2000 *cum bibl.*; Foglio 235-Pievepelago).

La Formazione di Monghidoro si accavalla sia sulle Argille a Palombini che sulla Formazione di Poggio Mezzature.

Si tratta di depositi torbiditici di lobo e frangia di lobo, che raggiungono uno spessore massimo di circa 100 m.

L'analisi biostratigrafica della Formazione di Monghidoro, campionata nelle zone del Foglio 251 e nelle su citate aree del Foglio 236 "Pavullo nel Frignano" ha messo in evidenza associazioni caratterizzate dalla presenza di *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Lithraphidites quadratus*, *Microrhabdulus decoratus* e *Micula* sp., riferibili alle biozone CC25-CC26 del Maastrichtiano superiore. Sulla base dei caratteri litostratigrafici, petrografici e biostratigrafici, nelle aree del Foglio 251 non sono a nostro avviso evidenti elementi che consentano di cartografare la Formazione di Monte Venere.

Maastrichtiano superiore.

## 2.2. - UNITÀ VENANO

L'unità, che affiora nel settore settentrionale del Foglio, nei pressi di Monte Gabba, è rappresentata dalle Arenarie del Poggio Mezzature. La stessa unità affiora, in analoga posizione strutturale, nell'Appennino modenese del Foglio 235 – Pievepelago.

### 2.2.1. - Arenarie del Poggio Mezzature (APM)

In passato (seconda edizione del Foglio 98 "Vergato" della Carta Geologica d'Italia), correlate alle Arenarie di Petriacola, le Arenarie del Poggio Mezzature sono state inserite nel grande contenitore delle "Formazioni liguri pre-flysch"

(Arenarie di Monte Gabba del Foglio 236 “Pavullo nel Frignano”) e dubitativamente attribuite al Cenomaniano-Turoniano sulla base di possibili originari rapporti stratigrafici con le Argille Varicolori di Grizzana Morandi. Nel Foglio 251, come accennato in precedenza, affiorano solo al M. Gabba, nei pressi di Gaggio Montano, al limite settentrionale della carta.

Si tratta di torbiditi silicoclastiche in strati arenaceo-siltosi (A/P >>1) grigi e grigio-verdi, spessi e molto spessi, frequentemente amalgamati e per lo più privi di intercalazioni pelitiche. La base delle torbiditi è generalmente grossolana, talora microconglomeratica, con granuli prevalenti di rocce granitico/gneissiche, metamorfiche, vulcaniche e *clay chips* di dimensioni variabili. In prossimità di Montilocco la parte alta della formazione si presenta con una facies caratterizzata da torbiditi arenitico marnose in strati di spessore medio, alternate a strati calcareo marnosi.

Da un punto di vista petrografico la composizione risulta del tutto analoga alle arenarie affioranti nel Foglio 235; la componente prevalente è quella di tipo extrabacinale non carbonatico (rocce plutonico-gneissiche, metamorfiche per lo più di basso grado, vulcaniche e subvulcaniche). La frazione carbonatica, è praticamente assente. Rare rocce sedimentarie rappresentate da siltiti non carbonatiche ed argilliti. La matrice siltoso-cloritica o argillosa risulta frequentemente ricristallizzata, cemento di tipo quarzoso e cloritico.

Non risulta preservato un contatto stratigrafico inferiore, e la formazione poggia con un contatto tettonico sulle Argille a Palombini dell’Unità Ofiolitica della Val Baganza. I rapporti con la sovrastante Formazione di Monghidoro sono qui interpretati come presumibilmente di natura tettonica.

Si tratta prevalentemente di depositi torbiditici di lobo.

La spessore massimo risulta di circa 160-170 m.

La parte inferiore della formazione non è databile per la totale assenza di intervalli marnosi; la parte alta è risultata invece caratterizzata dalla presenza di *A. cymbiformis*, *Calculites obscurus*, *Micula decussata*, *Microrhabdulus decoratus*, *M. undosus*, *Neocrepidolithus* sp. e *Neochiastozygus* sp., indicativi dell’intervallo di tempo CC25-CC26/NP1 del Maastrichtiano superiore-Paleocene inferiore. Nell’area del Foglio 235 (DANIELE, 1998) la formazione è stata datata (nella sua parte bassa) al Santoniano superiore- Campaniano inferiore per la presenza di *C. obscurus*, *M. decussata*, *Marthasterites furcatus*, *Reinhardtites anthophorus*, *Lithastrinus grillii*. Un intervallo deposizionale così ampio per questa formazione, unito alle precarie condizioni di affioramento, che non permettono di determinare con sicurezza il tipo di rapporti con le formazioni e le unità adiacenti, apre indubbiamente un problema di interpretazione del significato e della esatta collocazione paleogeografia delle Arenarie del Poggio Mezzature.

Santoniano superiore - Maastrichtiano superiore/Paleocene inferiore.

### 2.3. - UNITÀ OFIOLITICA DELLA VAL BAGANZA

Questa unità affiora nella zona nord orientale del Foglio, fra Querciola, Case di Serra Gualtera, Silla, Casellina, Prodetto. Istituita per la prima volta nel Foglio sperimentale 217 “Neviano degli Arduini” (CERRINA FERONI *et alii*, 1990), sempre ben rappresentata in tutto l’Appennino settentrionale, dove risulta caratterizzata in genere da modesti spessori, si correla a nostro parere con quella analoga affiorante dalla zona della Val di Taro - M. Ragola, alla zona di Boccasuolo, al Passo della Raticosa, al Passo della Futa, ai Monti Rognosi, fino in Toscana meridionale ed all’Isola d’Elba (PLESI *et alii*, 2002). Le ofioliti di questo settore della catena sembrano differenziarsi, sulla base dei caratteri geochimici (EBERHARDT *et alii*, 1962; CALANCHI *et alii*, 1987; MARRONI *et alii*, 1998; PICCARDO *et alii*, 1999) dalle ofioliti del Dominio Ligure Interno, trattandosi di peridotiti meno impoverite, associate a basalti con caratteri più transizionali (T-MORB).

La loro collocazione paleogeografia pertanto va fatta corrispondere con un settore del dominio oceanico Ligure Esterno transizionale alla crosta continentale, come confermato anche dalla frequente associazione di queste ofioliti con lenti di crosta continentale (EBERHARDT *et alii*, 1962; MOLLI, 1996; MARRONI *et alii*, 1998; DANIELE & PLESI, 2000).

Nell’area del Foglio 251 l’unità è rappresentata da ofioliti (gabbri e breccie di basalti e *pillows*), dalle Argille a Palombini (nettamente prevalenti sulle altre formazioni) e dalla Formazione di Romanoro, in rapporti reciproci non sempre visibili con chiarezza per effetto dell’intensa tettonizzazione.

#### 2.3.1. - Argille a Palombini (APA)

Questa formazione corrisponde a parte del “complesso indifferenziato caotico” del Foglio 86 “S. Marcello Pistofese” (scala 1:100.000) e del “complesso caotico” del Foglio 98 “Vergato” ed è stata cartografata come “Cantiere-Argille” da VON STRUENSEE, 1967 e da HEYMANN (1968) e da REUTTER (1969). Comprende sia le Argille a Palombini I che le Argille a Palombini II di BETTELLI *et alii* (1989b) e di BETTELLI & PANINI (1992; 1994). Comprende anche parte delle Argille varicolori di Grizzana Morandi degli adiacenti Fogli 236 e 252.

Si tratta di argilliti prevalentemente grigio-piombo e grigio-azzurrognole (più raramente brune, rosse e verdi) alle quali si intercalano calcari silicei grigio-bluastrì, calcilutiti e calcsiltiti grigie in strati sottili e medi. Sono presenti localmente subordinate alternanze di sottili torbiditi arenaceo-pelitiche grigie e grigio-verdognole. A sud di Gaggio Montano ed a nord ovest di Silla, nei pressi della località Lastra Rossa, è stata distinta una litofacies calcareo-marnosa (APA<sub>c</sub>), spessa circa 50 m, caratterizzata da torbiditi a base arenitico fine-siltitica (spessore variabi-

le da 10 a 50 cm) e tetti calcareo-marnosi o marnoso-siltosi con potenza variabile da 50 cm a qualche metro. L'analisi biostratigrafica ha evidenziato associazioni caratterizzate dalla presenza di *Assipetra terebrodentarius*, *Parhabdolithus embergerii*, *Braarudosphaera africana*, *Micrantholithus hoschulzi*, *Nannoconus* sp., *Eiffellithus turriseiffelii*, *Manivitella pemmatoidea* indicative delle biozone CC7-CC9 di età Aptiano-Albiano.

Non è stato possibile ricostruire l'originario ordine stratigrafico della formazione a causa dell'intensa deformazione. Contatto stratigrafico inferiore non affiorante; in contatto tettonico sulla Successione argilloso-calcareo pre-campaniana dell'Unità Modino-Cervarola. Si tratta di depositi di piana abissale con torbiditi distali carbonatiche e terrigene. Lo spessore non risulta valutabile con precisione a causa dell'intensa tettonizzazione, ma non è superiore a 300 m.

L'età della formazione sulla base dei dati di letteratura (PLESI *et alii*, 2002; BETTELLI *et alii*, 2002b, *cum bibl.*) risulta compresa fra il Barremiano (?) ed il Turoniano.

Barremiano??-turoniano

Nella formazione sono presenti lembi di ofioliti giurassiche (gabbri -  $\gamma$ ), sull'origine dei quali rimane tuttora aperta la problematica se possano rappresentare brandelli molto tettonizzati di un substrato oceanico giurassico dislocato tettonicamente (PLESI *et alii*, 1994; BETTELLI *et alii*, 2002b; PLESI *et alii*, 2002) o essere considerate olistoliti intercalati nelle successioni cretacee (BORTOLOTTI, 1962a; 1962b; 1964; 1992).

Lembi di gabbri di dimensioni cartografabili affiorano a Gaggio Montano e a SE di Silla (località Poggio). Si tratta per lo più di gabbri a grana grossa (eufotidi) e tessitura isotropa, la cui paragenesi è definita da prevalenti orto e clinopirosseno e plagioclasio calcico, cui si trovano associati anche gabbri microcristallini e sequenze di mafiti e ultramafiti che presentano un assetto chiaramente stratificato e legato a processi di differenziazione cumulitica all'interno di camere magmatiche alloggiata nelle peridotiti. Nell'affioramento di Poggio i gabbri, sempre a grana grossolana, si presentano spesso di color giallastro-avana a causa dell'intensa alterazione.

Nelle Argille a Palombini sono state inoltre cartografate lenti di breccie di basalti ( **$\beta b$** ), che affiorano nei dintorni di Silla e a SE di Gaggio Montano (località Mulino di Gaggio e Lastra Rossa); sono breccie sia granulo che matrice sostenute, con clasti costituiti da frammenti di basalti rossastri a spigoli vivi e *pillow* lava (Fig. 10); la matrice, anch'essa di colore rossastro e localmente serpentinizzata, è prevalentemente basaltica. Sono talora associati livelli di breccie monogeniche a clasti di basalti verdastri e poligeniche a clasti di basalti e di calcari. Questi depositi sembrano essere l'espressione di *debris flow* a grana ruditica, intercalati nella parte bassa delle Argille a Palombini e che potrebbero rappresentare l'espressione delle ultime fasi di apertura dell'oceano ligure o delle prime fasi compressive dello stesso.



Fig. 10 – Breccie di basalti (loc. Silla).

### 2.3.2. - Formazione di Romanoro (ROA)

Cartografata nella zona di Romanoro (Appennino modenese) come «Alberese di Romanoro» da RENTZ (1971) e come «marne nerastre» da REUTTER (1969), la formazione è stata istituita nel Foglio 235 Pievepelago. Nell'area del Foglio 251 è stata in passato cartografata come Formazione di Monghidoro nel Foglio 98 alla scala 1:100.000 "Vergato" o come "marne di Casola" da VON STRUENSEE (1967); più recentemente nell'adiacente Foglio 252 Baberino del Mugello non è stata differenziata dalla Formazione di Monghidoro.

Affioramenti di limitata estensione sono presenti al margine nord orientale del Foglio, nei dintorni di Casola, dove la formazione è rappresentata da torbiditi marnose e siltitico-marnose in strati di potenza variabile da pochi centimetri al metro. Le torbiditi sono costituite prevalentemente dagli intervalli Tc-e e Td-e della sequenza di BOUMA, con intervalli arenitici generalmente di colore grigio o grigio scuro ad alterazione nocciola scuro, ocra o marrone ed intervalli marnosi prevalentemente grigi, grigio verdi o nocciola (grigio chiaro o nocciola quando alterate).

Analisi petrografiche delle areniti sono state eseguite da DANIELE (1998) nell'area tipo: si tratta di areniti ibride (dolomie, argilliti, selci e rare siltiti non carbonatiche, frammenti di calcari micritici a Calpionellidi, metamorfiti di basso grado, rocce plutonico-gneissiche, vulcaniti, rare serpentiniti) alimentate da aree-sorgenti extrabacinali con coperture sedimentarie, zone ofiolitiche e subordinate rocce di basamento ed intrabacinali che fornivano grandi quantità di bioclasti e granuli di calcari a Calpionellidi.

Si tratta di depositi torbiditici di frangia di lobo. Lo spessore massimo è di circa 40 m.

Le determinazioni biostratigrafiche eseguite, per la presenza di *M. furcatus*, *Eiffellithus eximius* e l'assenza di *M. decussata*, consentono di attribuire la formazione alla biozona CC13 di SISSINGH (1977) di età Coniaciano inferiore, in analogia alle datazioni eseguite nell'area tipo da DANIELE *et alii* (1996).

Coniaciano inferiore.

### 3. - DOMINIO TOSCANO

Al Dominio Toscano appartengono le successioni stratigrafiche della Falda toscana, dell'Unità Acquerino. Per affinità alle scelte già fatte nei fogli adiacenti, viene collocata in questo dominio anche la porzione oligo-miocenica dell'Unità Modino-Cervarola, anche se a nostro avviso sarebbe più corretto, per il suo significato tettono-sedimentario, inserirla nella Successione Epiligure.

Queste successioni affiorano estesamente in tutto il Foglio, con le migliori e più complete esposizioni in Val di Lima (Falda Toscana), tra Popiglio e S. Marcello Pistoiese (Successione Modino), lungo l'allineamento NW-SE che dalle Valli dei T. Fellicarolo e T. Dardagna si estende fino a Campo Tizzoro e Piteccio (Successione Cervarola), e tra Camposalice, Vidiciatico e Porretta Terme (Successione Porretta-Suviana).

#### 3.1. - UNITÀ MODINO-CERVAROLA

L'Unità Modino-Cervarola è un'unità tettonica complessa, che rappresenta la porzione più avanzata del prisma ligure, che durante le fasi di progressiva migrazione verso est si arrischisce nelle porzioni più esterne di depositi sempre più giovani. Da qui la necessità di suddividere l'unità in tre successioni stratigrafiche deposte in momenti e posizioni differenti: la Successione Modino, deposta su un substrato ad affinità ligure-subligure nella sua parte bassa (Barremiano-Ypresiano) e toscana (Ypresiano-Aquitano) nella sua parte medio alta, quest'ultima probabilmente in una posizione più interna rispetto al bacino di sedimentazione

del Macigno; la Successione Cervarola (Aquitano – Burdigaliano), deposta sulla Successione Modino già accavallata sulla Falda toscana, la Successione Porretta-Suvia (Burdigaliano-Langhiano) deposta in un bacino più esterno rispetto a quello della Successione Cervarola (già tosco-umbro) e più interno rispetto al bacino di sedimentazione della successione dell'Unità Rentella.

Le fasi deformative cui è soggetto il prisma sono registrate dalla presenza di discordanze, contatti tettonici sigillati dalle deposizioni delle successioni più giovani e grossi livelli di breccie.

### 3.1.1. - *Successione Modino*

Sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche e del dominio di sedimentazione questa successione è stata suddivisa in una parte bassa (*Mélange* Delle Tagliole) ed una alta (dalle Argille di Fiumalbo alle Marne di Civago).

L'assetto stratigrafico del *Mélange* delle Tagliole risulta estremamente complesso (CHICCHI & PLESI, 1992; MOCHI *et alii*, 1996; PLESI, 2002) in quanto vero e proprio *mélange* tettonico. La parte superiore della Successione Modino presenta, invece, una stratigrafia più regolare e le formazioni si susseguono in ordine cronologico (Argille di Fiumalbo, Marne di Marmoreto, Arenarie del Monte Modino, ecc.). Analogamente al Foglio 235 "Pievepelago" la parte basale della Successione Modino è qui indicata come «*mélange* delle Tagliole». Nel *mélange* sono comprese successioni stratigrafiche di tipo ligure e subligure (MARTINI & PLESI, 1988; CHICCHI & PLESI, 1992; MOCHI *et alii*, 1996). Delle successioni liguri fanno parte una successione pre-Campaniana, di età Barremiano? - Cenomaniano medio indicata come «successione argilloso-calcareo pre-campaniana» e una successione campaniana (Formazione del Fosso della Cà e Flysch dell'Abetina Reale).

La successione di tipo subligure, inclusa nel *mélange*, è qui rappresentata solo dalla formazione eocenica calcareo-marnosa del Flysch di Sorba e, analogamente al Foglio 235 "Pievepelago", è interpretata come lembi strappati dal Dominio subligure nelle fasi precoci di avanzata del prisma ligure verso l'esterno (fra la fine dell'Eocene medio e l'Oligocene inferiore).

#### 3.1.1.1. - Successione argilloso-calcareo pre-campaniana (argille variegata, breccie argillitico-calcaree, Argille a Palombini) (AVP)

Questa successione, analogamente al Foglio 235 "Pievepelago", comprende i litotipi argilloso-calcarei ad affinità ligure e pertanto corrisponde solo parzialmente all'unità argilloso-calcareo (AVC) che, negli adiacenti Fogli 252 "Barberi-

no del Mugello” e 236 “Pavullo nel Frignano”, include anche litotipi calcarei ed argilloso-calcarei terziari ad affinità subligure.

Affiora in tutta l’area del foglio e più estesamente e con i migliori affioramenti nel settore nord orientale.

Si tratta di argilliti scure e varicolorate (dal bruno al verde, raramente rosse) cui si intercalano strati calcarei e calcilitico-marnosi o arenacei fini (argille variegata), Fig. 11; brecce a matrice argillosa bruna a prevalenti clasti di calcari tipo palombini (brecce argillitico-calcaree); argilliti grigio-piombo in livelli di spessore decimetrico alternate a calcari silicei grigio-bluastri in strati sottili e medi (Argille a Palombini *Auct.*). All’interno della successione sono stati localmente cartografati lembi di gabbri ( $\gamma$ ), cui sono associate ofalciti, e brecce di basalti ( $\beta b$ ).

Nella parte bassa della successione sono talora presenti lenti di brecce poligeniche, con clasti prevalentemente ofiolitici e subordinatamente calcarei e diaspri, che raggiungono spessori cartografabili solo nel settore Nord occidentale del foglio (sul crinale Monte Lagoni, Monte Cimoncino appena a Ovest di Monte La Piazza). In Val di Lima, a Nord ovest di Ponte alla Venturina ed a Sud ovest di Cutigliano è presente un intervallo, spesso almeno 50 m, costituito da



Fig. 11 – Successione argilloso-calcareo pre campaniana a sud di Gabba.

torbiditi, da centimetriche a metriche, arenitico-marnose, siltitico-marnose e più raramente calcareo-marnose intercalate a livelli decimetrici di peliti scure (litofacies arenitico-marnosa - **AVP<sub>c</sub>**). L'analisi delle associazioni a nannofossili ha evidenziato la presenza di *Tranolithus phacelosus*, *E. turriseiffelii*, *M. hoschulzi*, *Helenea chiasta* indicativi della parte medio-bassa della biozona CC9, di età Albiano superiore-Cenomaniano inferiore.

Nel settore Nord orientale del foglio (a Nord est di Poggiolforato, a Sud est di Gaggio Montano, nei dintorni di Porretta), nella parte alta della successione si intercala una litofacies calcareo-marnosa (**AVP<sub>d</sub>**), di almeno 80-100 m, costituita prevalentemente da torbiditi (spesse da 50 cm a 3-4 m), a base calcarenitica fine e tetto marnoso molto sviluppato, alle quali si intercalano livelli decimetrici e metrici di peliti varicolorate (grigio-scure, verdognole e rosse) e calcilutiti grigio-biancastre. Queste ultime sono state in passato attribuite all'"Alberese di Monte Cantiere" o ai "calcari di Cà di Lolli" (VON STRUENSEE, 1967) e sono probabilmente in parte da correlare con la Formazione di Serra Volpara del F. 252 "Barberino del Mugello". L'analisi delle associazioni a nannofossili ha evidenziato la presenza di *T. phacelosus*, *E. turriseiffelii*, *M. hoschulzi*, *H. chiasta*, *Corollithion kennedyi*, indicativi della parte alta della biozona CC9, di età Cenomaniano medio.

La successione è sempre scollata dal suo originario substrato, ed il contatto di base risulta sempre tettonico; il passaggio alle sovrastanti formazioni è discordante, e su AVP possono poggiare i diversi termini dell'Unità Modino-Cervarola; il significato di questa discordanza è stato diffusamente trattato in letteratura (MOCHI *et alii*, 1996; PLESI, 2002).

Lo spessore massimo, non valutabile con precisione a causa dell'intensa tettonizzazione della successione, risulta comunque non superiore a 250-300 m.

L'ambiente di sedimentazione è bacinale, sotto la CCD, con deposizione per decantazione delle argille e per correnti di torbida distali delle calcilutiti, arenarie e siltiti. La presenza di breccie poligeniche può essere messa in relazione anche a meccanismi di *debris flow*, alimentati da alti strutturali legati alla tettonica distensiva contemporanea all'apertura dell'oceano ligure.

L'età della formazione, sulla base anche dei dati di letteratura, risulta compresa fra il Barremiano (MOCHI *et alii*, 1996) ed il Cenomaniano medio.

Barremiano-Cenomaniano medio.

### 3.1.1.2. - Formazione del Fosso della Cà (**AFC**)

Istituita solo recentemente nell'Appennino modenese-reggiano (MOCHI *et alii*, 1996; Foglio 235 "Pievepelago"), nell'area del Foglio 251 la formazione non era stata finora distinta dalle unità limitrofe, essendo stata inclusa nelle "argille scagliose" (ABBATE & BORTOLOTTI, 1962; NARDI, 1965; MERLA & ABBATE, 1969;

DALLAN NARDI & NARDI, 1974) o nella “Serie di base del Monte Modino” (GUENTHER & REUTTER, 1986).

È presente in una fascia stretta e discontinua che, con affioramenti di estensione limitata, si estende fra Rivoreta e la zona di crinale (località Sassi Bianchi).

Si tratta di alternanze di torbiditi arenaceo-pelitiche (con abbondante componente ofiolitica) e marnoso-pelitiche in strati sottili e medi, breccie poligeniche (prevalentemente a clasti di basalti e serpentiniti, subordinatamente di calcari, argilliti, selci e diaspri) in banchi spessi fino a qualche metro, e peliti grigio-scure o nerastre manganesifere.

Il passaggio con la sovrastante Formazione dell’Abetina Reale è stratigrafico discordante.

Depositi di ambiente marino profondo, con flussi torbiditici, iperconcentrati e *debris flow*.

Spessore massimo 10-20 m.

Sulla base di dati di letteratura (MOCHI *et alii*, 1996), la formazione nella località tipo risulta datata al Campaniano superiore (biozona CC22 di SISSINGH, 1977).

Campaniano superiore.

### 3.1.1.3. - Formazione dell’Abetina Reale (ABT)

Nell’area del Foglio 251 questa formazione è stata inclusa nelle “argille scagliose” *Auct.* (Foglio 97 “S. Marcello Pistoiese”), nelle “Argille di Sestola-Vidiciatico” (VON STRUENSE, 1967), o nella “Serie di base del Monte Modino” (e qui correlata ad un flysch calcareo tipo Cassio, GÜNTHER & REUTTER, 1986; HEYMANN, 1968); in altri settori dell’Appennino è stata indicata come “Alberese” o “Alberese di Monte Modino” (Foglio 96 “Massa”; REUTTER, 1969) o come “flysch di Cargedolo” (BERTOLLI & NARDI, 1966), “flysch di Rovolo”.

È presente, con affioramenti di estensione limitata, in diversi settori del Foglio; le migliori esposizioni si trovano a Sud del M. Cimoncino, al Pizzo dei Sassi Bianchi, ai Sassi Bianchi, in prossimità del Passo dell’Abetone, nelle vicinanze del Passo di Saltiolo e del M. Prati, tra Gavinana e S. Marcello Pistoiese.

La formazione è costituita da torbiditi calcareo-marnose e calcaree a base arenitica fine in strati da medi a spessi alternate a torbiditi arenaceo-pelitiche o siltitico-pelitiche in strati sottili (Fig. 12). Frequenti livelli di argilliti scure o grigio piombo. Al tetto degli strati marnosi possono essere presenti tracce di Elmintoidi, Condriti e Fucoidi, alla base delle torbiditi impronte di fondo di vario tipo. Le caratteristiche litologiche di questa formazione la apparentano inevitabilmente ai flysch ad Elmintoidi liguri.

Questa formazione può poggiare in discordanza sia sulla Formazione del Fos-



Fig. 12 – *Formazione dell'Abetina Reale a sud di Monte Prati.*

so della Cà sia sulla successione argilloso-calcareo pre-campaniana. Il limite superiore con le Argille di Fiumalbo nell'area del foglio non risulta ben visibile, ed i primi affioramenti attribuiti alle Argille di Fiumalbo sono per lo più rappresentati da breccie argilloso-calcaree (litofacies a breccie di Riccovolto). Breccie analoghe marcano la discordanza che segna il passaggio fra le due formazioni anche in altri settori dell'Appennino (MOCHI *et alii*, 1996), ad esempio lungo il T. Dragone (nei pressi di Riccovolto, Appennino modenese); secondo gli Autori questa discordanza potrebbe essere messa in relazione alla fase deformativa ligure pre-Eocene superiore; BETTELLI *et alii* (2002b) correlano questa discontinuità a quella di base della Successione epiligure.

L'ambiente di deposizione è rappresentato da una piana bacinale alimentata da flussi torbiditici a bassa densità.

Nelle sue migliori esposizioni la formazione raggiunge lo spessore massimo di 100 m.

Le analisi biostratigrafiche a nannofossili calcarei hanno evidenziato la presenza di *M. decussata*, *C. obscurus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Aspidolithus parvus*, *E. turriseiffelii*, *Quadrum trifidum*, indicativi della biozona CC 22 del Campaniano superiore. Questa datazione è in accordo con quella relativa agli affioramenti della località tipo e in altre sezioni dell'Appennino modenese (MOCHI *et alii*, 1996).

Campaniano superiore.

#### 3.1.1.4. - Flysch di Sorba (SRB)

Istituita per la prima volta nell'Appennino modenese (Foglio 235 "Pievepelago"), questa formazione è stata qui inserita fra le successioni paleocenico-eoceniche associate al *mélange* delle Tagliole. Nell'area del Foglio 251 la letteratura precedente l'ha cartografata sia come "Alberese" *Auca*, sia come "argille scagliose", non differenziandola dalle successioni più antiche (Foglio 97 "S. Marcello Pistoiese"), oppure è stata attribuita alla "Serie di base del Monte Modino" e alla "Formazione di Pievepelago" (GÜNTHER & REUTTER, 1986) all'interno della quale in VON STRUENSEE (1967) e HEYMANN (1968) sono stati talora distinti lembi di successioni eoceniche calcareo-marnose corrispondenti al Flysch di Sorba.

Le migliori esposizioni, presenti lungo il Rio Maggiore (tra quota 1340 e 1500 m) e nelle vicinanze di Bardalone e Pitornecca bassa, sono caratterizzate da torbiditi calcareo-marnose grigie (bianche quando alterate) in strati da medi a spessi, alle quali sporadicamente si intercalano livelli di argilliti scure; alla base degli strati possono essere presenti sottili intervalli calcilitici o calcarenitici fini ( $A/P < 1$ ) ricchi in foraminiferi planctonici. Le differenti caratteristiche litologiche (colore e rapporto calcare/pelite) rispetto alle coeve successioni ad affinità subligure (Calcari del Groppo del Vescovo), fanno ipotizzare, come già fatto nel Foglio 235 "Pievepelago", che il Flysch di Sorba si sia depositato in un dominio limitrofo e più interno rispetto a quello subligure.

Depositi torbiditici di piana bacinale sedimentatisi al di sotto della CCD .

Lo spessore massimo è di circa 80 m.

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata dalla presenza di *Ericsonia formosa*, *Sphenolithus radians*, *Cribocentrum reticulatum*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster subloadoensis* che ha permesso di attribuire il flysch di Sorba alla biozona NP 14 dell'Eocene medio

Ypresiano p. p.-Luteziano p.p.

#### 3.1.1.5. - Argille di Fiumalbo (FIU)

Affiorano piuttosto discontinuamente prevalentemente nell'area centrale del foglio lungo una fascia con direzione NW-SE che dalla zona dell'Abetone si estende fino ai dintorni di Piteccio, ma anche più esternamente, nella porzione nord orientale del Foglio. Le migliori esposizioni sono al M. Cimoncino, sul versante settentrionale del M. Lagoni, a nord di Piteglio, a Est di Prunetta, nella zona del Passo dell'Oppio, a nord del Rifugio Segavecchia, a Bocca delle Tese, a ovest di Cima delle Caselle (loc. Il Circolo).

Si tratta di una formazione piuttosto articolata con caratteri molto variabili fra i diversi affioramenti. In generale risulta costituita da argilliti e argilliti marnose

polirome con colore variabile dal rosso al grigio verdastro o al verde, cui si intercalano sottili strati siltitico-pelitici ed arenitici fini; nella parte bassa localmente (nord di Porretta) si trovano intercalati sia sottili strati calcilititici che livelli di breccie con clasti arenacei, calcarei, raramente marnosi, immersi in matrice argillo-marnosa; nella parte alta della formazione le argilliti marnose sono prevalentemente di color grigio-cenere. Talora, per lo più nella parte alta della formazione, sono presenti livelli metrici di marne grigie, rosate all'alterazione (es. loc. Passo dell'Oppio), cui localmente, in altri settori dell'Appennino (Finestra di Pracchiola, PLESI *et alii*, 1998), è stato attribuito il rango di membro. In aree di estensione molto limitata (sul versante settentrionale di M. Lagoni e a nord di Prunetta) sono presenti torbiditi arenacei e conglomeratici lentiformi, a composizione prevalentemente ofiolitica, in strati da medi a spessi, mal classate e talvolta amalgamate, di colore per lo più verdastro, cui si alternano torbiditi arenaceo-pelitiche verdastre in strati sottili ed interstrati di argilliti rosse.

A diverse altezze stratigrafiche, sempre intercalati nelle argille e con geometria per lo più lentiforme, sono state distinte due litofacies (litofacies a breccie di Riccovolto - **FIU<sub>a</sub>** e litofacies arenaceo-pelitica - **FIU<sub>b</sub>**).

La litofacies a breccie di Riccovolto, in parte corrispondente alle breccie argillose poligeniche (**BAP**) dei Fogli adiacenti, è presente in prossimità del contatto fra le Argille di Fiumalbo e le successioni liguri del *mélange* delle Tagliole; si tratta di un deposito originato da *debris flow* e costituito da breccie a matrice argillosa e clasti prevalentemente calcarei di origine ligure o subligure. A ovest di Maresca questi corpi mostrano un'organizzazione interna più sviluppata e sono rappresentati da arenarie grossolane finemente stratificate, originate da correnti di torbida ad alta densità.

La litofacies arenaceo-pelitica è presente come intercalazione in almeno tre livelli stratigrafici. Il livello stratigraficamente intermedio corrisponde alle Arenarie di Fiumalbo ed al membro del Rio Acquicciola *Auct.* (REUTTER, 1969; PLESI *et alii*, 1998), quello più alto al Membro di Ospedaletto di PLESI *et alii* (1998) ed al livello affiorante in loc. Costalta, nel Foglio 235 "Pievepelago". I livelli intermedio ed alto affiorano in modo discontinuo prevalentemente nel settore meridionale del Foglio, tra Prunetta e Campo Tizzoro e sono costituiti da torbiditi arenaceo-pelitiche, di colore grigio leggermente rosato, in strati da medi a spessi, con intensa bioturbazione a Condriti e Fucoidi negli intervalli marnosi. Caratteristica dell'intervallo arenaceo è la presenza di abbondante cemento carbonatico, che conferisce a questo litotipo una forte tenacia. Il livello più basso, affiorante al M. Maggiore è litologicamente molto simile ma ha un'età differente. L'analisi biostratigrafica di questo livello ha evidenziato associazioni a nannofossili calcarei caratterizzate dalla presenza di *Isthmolithus recurvus*, *C. reticulatum*, *Discoaster saipanensis*, *D. barbadiensis*, *Ericsonia obruta*, *E. formosa*, *Reticulofenestra umbilica*, *S. predistentus*, indicativi della biozona MNP 19, di età Priaboniano. Le ca-

ratteristiche generali delle associazioni, unite ai valori percentuali di *R. umbilica* valutate nei campioni corrispondenti ai livelli intermedio e alto, indicano un'età corrispondente alla biozona MNP23 (Rupeliano p.p.) rispettivamente precedente e successiva alla LO (Last Occurrence) di questo marker biostratigrafico.

Le Argille di Fiumalbo poggiano in discordanza sia sulla successione argilloso-calcareo pre-campaniana che sulla Formazione dell'Abetina Reale.

Regionalmente il passaggio verso l'alto alle Marne di Marmoreto risulta discordante, anche se in alcune località (es. a sud di Cima dell'Arcaccia, in prossimità di Maresca, a nord di Piteglio, a sud di M. Fagliola, a sud di Le Piastre, tra la Sboccata dei Bagnadori e il Rifugio Segavecchia) si può osservare un passaggio continuo e sfumato. Una discordanza stratigrafica marca anche il passaggio alla sovrastante Formazione del Rio Poggialto.

Depositi pelagici ed emipelagici di scarpata, associati a torbiditi di margine di bacino; le affinità litologiche, peraltro già evidenziate in letteratura (GÜNTHER & REUTTER, 1986; BETTELLI *et alii*, 2002b) con i coevi depositi epiliguri e toscani fanno pensare, per le Argille di Fiumalbo, ad un dominio di sedimentazione intermedio fra l'epiligure ed il toscano.

Lo spessore massimo della formazione è di circa 250 m.

L'associazione a nannofossili corrispondente alla base della formazione è caratterizzata dalla presenza di *D. barbadiensis*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster kuepperi*, *Discoaster diastypus*, *S. radians*, *E. formosa*, *Chiasmolithus grandis*, *S. moriformis*, indicativi della biozona NP 13 dell'Eocene inferiore. I campioni corrispondenti alla parte alta della formazione sono caratterizzati dalla presenza di *E. obruta*, *E. formosa*, *S. predistentus*, *Helicosphaera reticulata*, *Helicosphaera compacta*, *D. deflandrei*, *Dictyococcites bisectus*, *R. umbilica*, indicativi delle biozone MNP 21b-MNP23 di età Oligocene inferiore.

Ypresiano p. p.–Rupeliano p.p.

### 3.1.1.6. - Marne di Marmoreto (MMA)

Istituita da KRAMPE (1964) in Val Secchia, la formazione comprende anche parte delle Marne di Pievepelago di DALLAN NARDI & NARDI, 1974 (*cum bibl.*). In parte della cartografia recentemente prodotta nell'ambito del Progetto CARG (Fogli 234 "Fivizzano" e 250 "Castelnuovo Garfagnana") la formazione non risulta sempre differenziata dalle Argille di Fiumalbo, sebbene tale distinzione fosse già presente nella cartografia (in scala 1:10.000 e 1:25.000) prodotta dalla Regione Emilia-Romagna per le stesse aree.

Presente piuttosto discontinuamente in una fascia NW-SW, compresa tra la Falda toscana e le Arenarie di Monte Cervarola, che dal Poggio del Cuculo arriva fino a le Piastre; limitati affioramenti sono inoltre presenti nel settore NE tra Lizzano in Belvedere e Porretta Terme.

Il litotipo prevalente è rappresentato da marne massicce di colore grigio, talora rosato o giallo-ocra all'alterazione; il rapporto tra la frazione argillo-siltosa e quella calcarea è piuttosto variabile nei diversi affioramenti e condiziona lo stile della fratturazione: le marne più calcaree tendono a suddividersi in blocchetti prismatici meno appiattiti di quelli che si formano nelle marne più siltose. Nella parte bassa della formazione sono spesso presenti livelli lentiformi, metrici o plurimetrici, di breccie originate da *debris flow* con clasti argillitici e calcarei, di origine ligure e/o subligure, immersi in una matrice argillitica scura (litofacies a breccie del Rifugio Battisti – **MMA<sub>a</sub>**). Queste breccie parzialmente corrispondenti alle breccie argillose poligeniche (**BAP**) degli adiacenti Fogli 236 “Pavullo nel Frignano”, 252 “Barberino nel Mugello”, 253 “Marradi”, secondo MOCHI *et alii* (1996) si sarebbero deposte a seguito di movimenti tettonici di età rupeliana, testimoniati anche dalla discordanza, a luoghi ben evidente, presente tra le Marne di Marmoreto e la sottostante successione pre-rupeliana.

Nella parte alta della formazione, sono state cartografate 2 litofacies: la litofacies a breccie del Monte Le Coste (**MMA<sub>b</sub>**), a nord di Cassarese, in prossimità del contatto con le sovrastanti Arenarie di Monte Modino, è costituita da breccie originate da *debris flow* con clasti di origine ligure-subligure e ciottoli marnosi arrotondati derivati dalla formazione stessa, immersi in una matrice marnosa chiara; la litofacies pelitico-arenacea (**MMA<sub>c</sub>**), presente localmente in destra Reno (a est di Porretta T.) ed a sud di La Cà, è rappresentata da sedimenti marnosi emipelagici ai quali si intercalano piuttosto frequentemente torbiditi arenaceo-marnosi o siltitico-marnosi di spessore variabile dai 5 ai 20 cm. In questa litofacies sono stati inclusi anche gli affioramenti del M. Cimoncino, dove tra le Argille di Fiumalbo e le Arenarie di Monte Modino, sono presenti circa 30 m di torbiditi sottili siltitico-marnosi (intervalli Tcd della sequenza di Bouma) di colore grigio, con intercalazione di intervalli metrici di torbiditi pelitico-marnosi grigio-rosate. L'analisi biostratigrafica dei campioni di questa litofacies ha evidenziato la presenza di *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *C. abisectus* >10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *H. euphratis*, *Helicosphaera perch-nielseniae*, *S. moriformis*, *Sphenolithus ciperoensis*, *D. bisectus*, *Reticulofenestra daviesii*, *Zigrhablithus bijugatus*; le caratteristiche generali delle associazioni unite al riconoscimento dell'evento di scomparsa di (LO- Last Occurrence) di *S. ciperoensis* e alla stima dei valori percentuali di *D. bisectus* consentono di individuare l'intervallo biozonale MNP25a-MNP25b.

Le Marne di Marmoreto possono poggiare sia sulle Argille di Fiumalbo che sulla successione argilloso-calcarea pre-campaniana. Verso l'alto passano stratigraficamente in modo netto o per alternanze (dove presente la litofacies a breccie del Monte Le Coste) alle Arenarie di Monte Modino (area compresa tra l'Abetone, Popiglio, Le Piastre), oppure alle Marne di Civago (Poggio del Cuculo, subito a nord di Vidiciatico, tra la Sboccata dei Bagnadori e il Rifugio

Segavecchia, a ovest di Maresca). Nei pressi di Porretta passaggio discordante alle sovrastanti Arenarie di Porretta.

Depositi emipelagici di scarpata o base scarpata cui si intercalano localmente livelli lenticolari di torbiditi massive e intervalli di torbiditi a bassa densità.

La formazione raggiunge uno spessore massimo di circa 120 m.

Le Marne di Marmoreto mostrano nella parte bassa un'associazione a nannofossili caratterizzata dalla presenza di *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *S. moriformis*, *C. abisectus* >10µm, *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *Helicosphaera recta*, *S. predistentus*, *Sphenolithus distentus*, *D. bisectus*, *Dictyococites scrippsae*, *Z. bijugatus* (MNP23); nella parte alta della formazione si riconosce la presenza e il successivo evento di scomparsa di (LO- Last Occurrence) di *S. ciperensis* (MNP25a-MNP25b). Complessivamente l'età della formazione si colloca nell'intervallo biozonale MNP 23-MNP25b: Rupeliano p.p.-Chattiano p.p.

### 3.1.1.7. - Arenarie di Monte Modino (MOD)

Già cartografate a partire dagli anni '60 (DALLAN NARDI & NARDI, 1974 *cum bibl.*), le Arenarie di Monte Modino affiorano con le migliori esposizioni al M. Cimone, in destra del Rio Maggiore, nelle valli dei T. Lima (fino a Popiglio) e Limestre, tra Prataccio e M. Fagliola, in sinistra Reno a sud ovest di Campo Tizzoro.

Sono depositi torbiditici silicoclastici in strati da medi a spessi con base arenitica a grana medio-grossolana e tetto pelitico-marnoso (A/P>1), cui si alternano intervalli metrici e plurimetrici di torbiditi sottili e medie siltitico-pelitiche e siltitico-marnose (A/P<1). Le torbiditi più spesse e grossolane mostrano sequenze di facies F5-F8-F9a (MUTTI, 1992), con intervallo F9a rappresentato dagli intervalli Tcd di Bouma. Negli intervalli a torbiditi più sottili il tipo di sequenza più comune è il Tcd. Assenti o molto rare le emipelagiti. Le torbiditi a composizione mista o calcarenitico-marnosa sono rare.

La composizione petrografica delle areniti è stata analizzata in dettaglio nell'area del M. Ventasso, della Costa del Mainasco, del M. Cisa, del Passone e delle Tagliole da PLESI *et alii* (2000) e PLESI (2002), cui si rimanda per i dettagli relativi.

La parte alta della successione risulta sempre troncata dai sovrascorrimenti tettonici.

Si tratta di depositi di ambiente profondo, alimentato da flussi torbiditici ad alta densità (sequenze di lobo) alternati a flussi a più bassa densità (sequenze di frangia di lobo).

Lo spessore massimo è di circa 700 m, nell'area del M. Cimone.

L'analisi biostratigrafia ha rilevato la presenza di associazioni a nannofossili povere e poco diversificate caratterizzate da *C. floridanus*, *C. abisectus* < 10µm,

*C. pelagicus*, *Coccolithus miopelagicus*, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *S. moriformis*, *Sphenolithus conicus*, *Dictyococcites* sp., *Reticulofenestra* sp., indicative di una generica MN1; dalla letteratura è nota la presenza di *Sphenolithus disbellemnos* in campioni relativi alla parte alta della successione che vengono attribuiti alla biozona MN1d dell'Aquitano.

Chattiano p.p. – Aquitano p.p.

### 3.1.1.8. - Marne di Civago (CIV)

Definite per la prima volta da GHELARDONI *et alii* (1965), GHELARDONI (1966), sono considerate diffusamente nella letteratura recente la base stratigrafica della Successione Cervarola (ANDREOZZI, 1992; CHICCHI & PLESI, 1995; ANDREOZZI *et alii*, 1996; PLESI *et alii*, 1998; PLESI *et alii*, 2000; PLESI, 2002, BETTELLI *et alii*, 2002b, *cum bibl.*) e corrispondono alle Marne di Monte La Croce (LABAUME, 1992; ELTER *et alii*, 1997) ed a parte delle Marne di Bagno dell'adiacente Foglio 252 "Barberino del Mugello".

Nell'area del Foglio 251 affiorano diffusamente in una fascia NW-SE piuttosto continua, da Poggio del Cuculo a Piteccio (con le migliori esposizioni tra Poggio del Cuculo e M. Lancino, a Ovest di Lancisa, a Ovest di Maresca, nella zona di Campo Tizzoro) e, più esternamente, a Vidiciatico e nelle vicinanze del Passo di Saltiolo, fra il Rifugio Segavecchia e il Rifugio della Donnamorta, tra Lizzano in Belvedere e M. Prati, a Porretta Terme.

Si tratta di marne o marne siltose grigie di colore variabile dal grigio verde al grigio scuro; negli affioramenti a più elevato contenuto di silice sono presenti liste di selce nera. Nelle aree meno tettonizzate la stratificazione è evidenziata da variazioni di colore e di grana, mentre negli affioramenti più tettonizzati la stratificazione non è più riconoscibile e le marne tendono a suddividersi in elementi scheggiosi a bordi taglienti. Nella zona di campo Tizzoro gli affioramenti sono caratterizzati da abbondante bioturbazione a *Condrites*, *Fucoides* e *Zoophicus*. Localmente vi sono intercalati strati arenacei gradati e lateralmente discontinui e sporadici livelli di origine vulcanoclastica, già segnalati in altre località da CHICCHI & PLESI (1995) e ANDREOZZI *et alii* (1996). In diversi affioramenti, a varie altezze, sono intercalati orizzonti di potenza plurimetrica di breccie grossolane poligeniche ad elementi per lo più argillitici e calcarei di origine ligure e/o subligure (litofacies a breccie del Rio Rumale - CIV<sub>a</sub>), che possono essere interpretate come depositi di *debris flow*, originati dal collasso superficiale del prisma su cui si deponavano la successione del Monte Cervarola e le Marne di Civago.

Sono localmente presenti (tra Lizzano in Belvedere e M. Prati) affioramenti marnosi intensamente tettonizzati in cui non è stato possibile separare le Marne di Civago dalle sottostanti Marne di Marmoreto.

Nell'area del Foglio 251 le Marne di Civago risultano in continuità stratigrafica con le Marne di Marmoreto (es. zona tra il Poggio del Cuculo ed il M. Lancino, a ovest di Maresca, nei pressi della località Poggino) e la loro sedimentazione copre tutto il range temporale di deposizione delle Arenarie di Monte Modino, protraendosi fino alla parte alta dell'Aquitaniense (livello a selce). Le Marne di Civago rappresentano pertanto, il deposito emipelagico di scarpata e di alto strutturale laterale al coevo bacino torbido delle Arenarie di Monte Modino, e possono essere interpretate, insieme a queste ultime, come il tetto della Successione Modino. Una situazione non dissimile è stata già illustrata nell'area del Foglio 235 "Pievepelago", dove esigui spessori di Marne di Civago sono stati cartografati anche nella Sottounità Ventasso al tetto delle Marne di Marmoreto; questi sedimenti sono stati interpretati come depositi su un substrato che corrispondeva probabilmente alla parte più mobile del prisma in avanzamento, ed incorporati precocemente nell'edificio strutturale.

D'altro canto innegabilmente le Marne di Civago si trovano sia alla base della Formazione di Serpiano, e rappresentano pertanto il substrato della Successione Cervarola, sia alla base delle Marne del Monte San Michele, della Formazione del Rio Poggialto, delle Arenarie di Suviana, e rappresentano dunque anche la base della Successione Porretta-Suviana.

Ci sembra pertanto importante sottolineare il significato di questo deposito, che si configura come il vero *trait d'union* tra la Successione Modino e le Successioni Cervarola e Porretta-Suviana.

Si tratta di depositi emipelagici e torbido a bassa densità in ambiente di scarpata.

Lo spessore massimo è di circa 150 m.

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata dalla presenza di *C. miopelagicus*, *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *S. conicus*, *S. moriformis*, *Sphenolithus calyculus*, *H. euphratis*, *Reticulofenestra* sp., indicativi della biozona MNN1. In particolare la presenza di *S. disbelemnos* in alcuni campioni relativi alla parte alta della formazione evidenzia la biozona MNN1d dell'Aquitaniense.

Aquitaniense p.p.

### 3.1.2. - Successione Cervarola

La successione del Cervarola, che affiora discontinuamente in finestre tettoniche dall'Appennino piacentino (Bobbio) a quello pistoiese (Campo Tizzoro), rappresenta uno dei depositi sinorogenici più importanti dell'Appennino settentrionale in quanto la sua sedimentazione è strettamente connessa alla strutturazione della catena durante le sue fasi collisionali aquitaniense-burdigaliane. Questa

successione rappresenta, a nostro avviso, come in parte ipotizzato in letteratura da REUTTER *et alii* (1968), MARTINI & PLESI (1988), CHICCHI & PLESI (1992; 1995), LABAUME (1992), COSTA *et alii* (1998) l'espressione di una sedimentazione emipelagica (Marne di Civago) e torbidity (Formazione di Serpiano e Arenarie del Monte Cervarola) in un bacino in condizioni di mobilità tettonica, posto sul prisma di accrezione in avanzamento verso l'esterno e costituito dall'Unità Modino (Sottounità Modino-Pievepelago) e dalla Falda toscana. La successione del Cervarola può essere considerata, dunque, un deposito di *wedge-top basin*.

La stratigrafia della successione del Cervarola e relativa nomenclatura è tuttora oggetto di discussione e talora di confusione; a questa successione sono state infatti attribuite formazioni deposte su substrati ed in posizioni differenti. In particolare nel "Gruppo del Cervarola", istituito informalmente nel Foglio 236 "Pavullo nel Frignano", nelle Arenarie del Torrente Scoltenna (Arenarie del Monte Cervarola *Auct.*) sono state raggruppate successioni litologicamente differenti e separate fra di loro da discordanze stratigrafiche; le formazioni dell'"Unità tettonica Cervarola" individuata nel Foglio 252 "Barberino del Mugello", da CERRINA FERONI *et alii* (2002) e CIBIN *et alii* (2002) a nostro avviso si sono deposte su un substrato ed in posizione differente rispetto a quella della Successione del Cervarola s.s.

Nel Foglio 251, nell'ottica di evitare una ulteriore proliferazione di nomi formazionali, si è scelto di mantenere la nomenclatura utilizzata nel Foglio 235 "Pievepelago", anche se a nostro avviso, vista la presenza di importanti discordanze tra le diverse unità litostratigrafiche della successione, sarebbe opportuno riconsiderare nel suo complesso il problema di una più corretta suddivisione formale di questa successione stratigrafica.

La Successione Cervarola affiorante nell'area del foglio è rappresentata dal basso dalle Marne di Civago, di cui è stato precedentemente descritto il significato, dalla Formazione di Serpiano e dalle Arenarie di Monte Cervarola.

### 3.1.2.1. - Formazione di Serpiano (SRP)

Già descritta nell'alta Val di Magra (Finestra di Pracchiola) da PLESI *et alii* (1998), nell'Appennino Reggiano-Parmense (area del Foglio 234 "Fivizzano") da PLESI *et alii* (2000), nell'Appennino Reggiano-Modenese (area dei Fogli 235 "Pievepelago" e 236 "Pavullo nel Frignano") da PLESI (2002) e BETTELLI *et alii* (2002b), trovano il loro corrispondente nell'Appennino Piacentino nella parte basale della Formazione di Bobbio (membro delle Argilliti di Brugnello) di LABAUME (1992) ed ELTER *et alii* (1997).

Nell'area del Foglio 251 affiorano, generalmente associate alle Marne di Civago, in fianchi inversi strappati e sovrascorsi alle Arenarie di Monte Cervarola

(Scaglie del Fosso dei Bibbi *Auct.*) nella fascia compresa fra Poggio del Cuculo e Piteccio. La formazione è suddivisa in due membri sulla base del rapporto A/P.

membro dei Poggi di Fontanaluccia (**SRP<sub>1</sub>**)

Affiora con le migliori esposizioni nella zona di Cima dell'Arcaccia, M. Lancino, ad est di Spignana, nei pressi di Campo Tizzoro. Si tratta di torbiditi siltitico-pelitiche e marnoso-pelitiche in strati sottili e medi con intercalazioni di intervalli silicizzati di colore grigio scuro-nero, in cui sono talora presenti liste di selce. L'elevato contenuto in silice è particolarmente evidente nelle zone maggiormente tettonizzate, dove le siltiti formano scaglie appiattite a bordi taglienti. Alla base degli strati sono presenti tool mark di dimensioni millimetriche o più sporadicamente piccoli flute cast. Nella parte bassa del membro sono localmente presenti breccie argillitico-calcaree (litofacies a breccie - **SRP<sub>1a</sub>**) a elementi liguri e sub-liguri, originate da *debris flow*.

Il passaggio alle sottostanti Marne di Civago risulta generalmente netto, mentre quello con il sovrastante Membro di Castellino non affiora per motivi tettonici.

L'ambiente di deposizione è di bacino relativamente poco profondo, alimentato solo da apporti torbiditici diluiti.

Lo spessore massimo è di circa 250 m.

L'associazione a nanofossili calcarei è caratterizzata dalla presenza di *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *C. miopelagicus*, *S. moriformis*, *C. abisectus* <10µm, *R. daviesii*, *Dictyococcites* sp. < 5µm, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra* sp.; a causa della scarsità delle forme e del loro pessimo stato di conservazione è incerta la presenza di *S. disbelemnus* e *Helicosphaera ampliaperita* rinvenuti in frammenti in alcuni campioni. Biozone MNN1-MNN2b?

Aquitaniiano p.p. - Burdigaliano p.p.

membro di Castellino (**SRP<sub>2</sub>**)

Affiora nella zona fra il M. Lancino ed il M. Serruca, in un fianco inverso sovrascorso sulla successione arenacea delle Arenarie di Monte Cervarola. Si tratta di torbiditi arenitico fini-pelitiche (A/P<1) in strati sottili e medi intercalati ad intervalli relativamente spessi di siltiti e peliti marnose (Facies F9a di MUTTI, 1992). Sono sporadicamente presenti torbiditi in strati di spessore fino al metro, con base a grana arenitica medio grossolana e tetto siltitico-pelitico meno sviluppato (Facies F8-F9a di MUTTI, 1992).

Le arenarie del Membro di Castellino sono comprese fra due contatti tettonici e pertanto non affiora il passaggio alle formazioni adiacenti; tuttavia i caratteri litologici, biostratigrafici e la posizione geometrica suggeriscono un forte legame con le siltiti del membro dei Poggi di Fontanaluccia.

L'ambiente di deposizione è di bacino in fase di approfondimento, alimentato prevalentemente da torbiditi diluite, ma già in grado di ricevere anche flussi torbiditici più grossolani ed a maggiore densità.

Lo spessore massimo è di circa 250 m.

L'associazione a nannofossii calcarei è caratterizzata dalla presenza di *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* < 10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *H. carteri*, *H. ampliaptera*, *Sphenolithus* sp., *Reticulofenestra* sp., indicativi della biozona MNN2b.

Burdigaliano p.p.

### 3.1.2.2. - Arenarie di Monte Cervarola (CEV)

La formazione è stata recentemente validata nel Quaderno 7/III della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni (2002), dove però sono attribuite alle Arenarie di Monte Cervarola anche le successioni arenacee affioranti nell'area compresa fra il Mugello ed il Casentino a Nord e fra la Val Tiberina e la Val di Chiana a Sud, deposte su un substrato diverso da quello delle Arenarie di Monte Cervarola dell'area tipo, e di età e composizione petrografica differente. Recentemente, nell'ambito del Progetto CARG (Foglio 236 "Pavullo nel Frignano"), le Arenarie di Monte Cervarola sono state elevate di rango, con l'istituzione del Gruppo del Cervarola, costituito esclusivamente dalle Arenarie del Torrente Scoltenna. Nel Foglio 251, come già anticipato, la formazione è stata suddivisa in due membri: il membro del Torrente Dardagna (CEV<sub>1</sub>) ed il membro del Torrente Fellicarolo (CEV<sub>2</sub>).

membro del Torrente Dardagna (CEV<sub>1</sub>) (cfr. Membro degli Amorotti *Auct.*)

Correlato in passato alle Arenarie del Monte Cervarola da NARDI (1965), GELMINI (1966), HEYMANN (1968), REUTTER (1969), GUENTHER & REUTTER (1986), è stato istituito nel limitrofo Foglio 235 "Pievepelago" ed in BOTTI *et alii* (2002), PLESI *et alii* (2002). Questo membro è stato correlato anche al Macigno (Foglio 97 "S. Marcello Pistoiese", scala 100.000; SAGRI (1971); BOCCALETTI & COLI (1982), alle Arenarie del Monte Falterona (ANDREOZZI & DI GIULIO, 1994) oppure alle Arenarie di Monte Modino (GELMINI, 1993). Nell'adiacente Foglio 236 "Pavullo nel Frignano", il membro risulta inglobato nella Formazione del Torrente Scoltenna.

Litologicamente (Fig. 13) il membro del Torrente Dardagna è caratterizzato da strati torbiditici spessi e molto spessi, alternati ad intervalli metrici di torbiditi sottili, di depositi da *slumping* e di detriti. Si associano sporadici megastrati che raggiungono lo spessore di 16 m. Negli strati più spessi e grossolani (A/P>>1) alla base sono rappresentate le facies F5 (intervalli spessi anche alcuni metri ad aspetto massivo, grana mediamente molto grossolana, con strutture da fuga di fluidi e gradazione diretta) ed F8 (areniti a grana medio-fine a gradazione diretta, con strutture da fuga di fluidi), al tetto la Facies F9a di MUTTI (1992). Nella facies F9 prevalgono siltiti a laminazione ondulata, incrociata e convoluta, spesse fino a 1-2 metri (intervallo Tc di BOUMA), e sporadicamente sono presenti pochi centi-

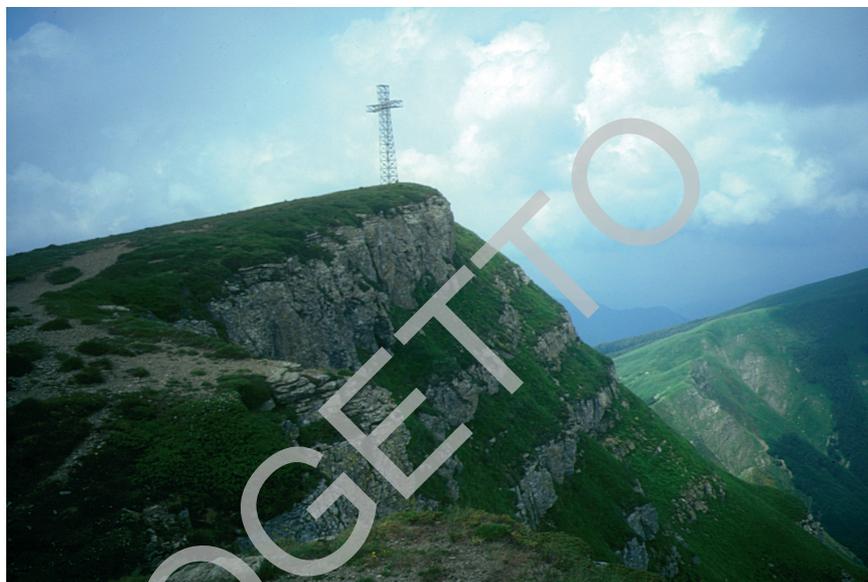


Fig. 13 – Arenarie di M. Cervarola, membro del T. Dardagna al Corno alle Scale.

metri di marne o argille-marnose a laminazione piano-parallela (intervallo Td di BOUMA). Gli strati più spessi e grossolani presentano alla base canali d'erosione (*scour*) e contengono frequenti *clay-chips* di dimensioni da centimetriche a decimetriche che si allineano a diverse altezze all'interno dello strato.

Gli intervalli costituiti da strati sottili e medi si sviluppano generalmente per spessori variabili da 30 cm a qualche metro e sono rappresentati dagli intervalli Tc-d della sequenza di Bouma.

All'interno del membro del Torrente Dardagna, a varie altezze, sono presenti diversi depositi da *slumping* (con strati arenitico-siltosi contorti e smembrati, immersi in una matrice pelitico-marnosa) e *pebbly-sandstone* (ciottoli centimetrici e decametrici di frammenti di metamorfiti, rocce plutoniche, calcari e areniti, immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa), generalmente con spessori di poche decine di centimetri e continuità laterale molto limitata (Facies F2 di MUTTI, 1992).

Alla base degli strati sono spesso presenti contro-impronte di corrente (*flute cast*) e di trascinamento (*groove cast*) con direzioni variabili da N90° a N120° (Fig. 14) e verso di provenienza dal quadrante nord-occidentale.

Le arenite del membro del Torrente Dardagna sono classificabili come arenarie pure (Fig. 15a), ricadenti nel campo delle arenite feldspatiche e feldspatoliche (*sensu* DICKINSON, 1970). Sono costituite prevalentemente da frammenti di rocce plutonico-gneissiche e metamorfiche di basso grado.

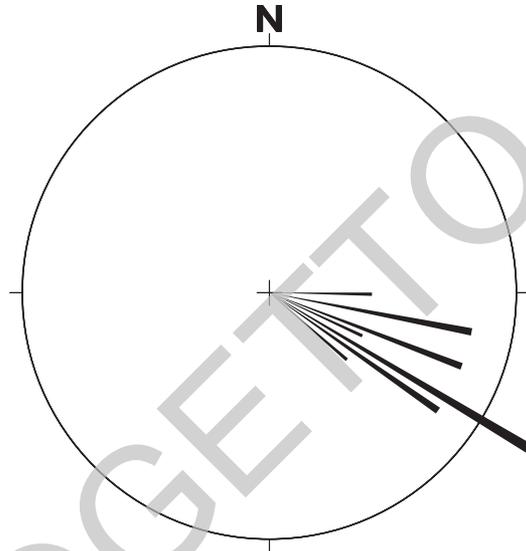


Fig. 14 – Flute casts misurati nel membro del T. Dardagna; le direzioni sono comprese fra  $N90^\circ$  e  $N120^\circ$  ed il verso di provenienza è dal quadrante nord-occidentale. Reticolo di Schmidt, emisfero superiore.

L'analisi dei frammenti litici a grana fine (Fig. 15b) mette in evidenza l'elevato contenuto in litici metamorfici e sedimentari (fra i quali prevalgono calcari e dolomie), mentre sono piuttosto scarsi i frammenti di vulcaniti e subvulcaniti acide.

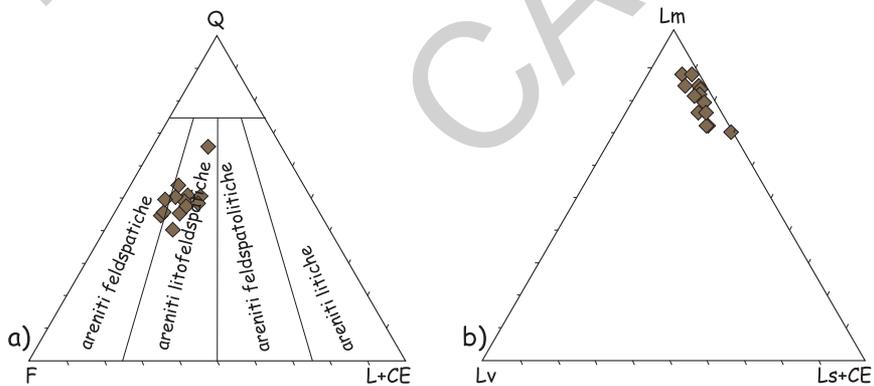


Fig. 15 – Composizione petrografica delle Arenarie di M. Cervarola, membro del T. Dardagna (CEV1). a: diagramma Q-F-L+CE; b: diagramma dei frammenti litici a grana fine (Lm-Lv-Ls+CE).

La parte più bassa del membro affiora in prossimità di Cima Tauffi dove però non risulta conservato il passaggio stratigrafico alla sottostante Formazione di Serpiano; in quest'area l'intera Successione Cervarola è tagliata da contatti tettonici tardivi che hanno dislocato solo limitatamente gli originali contatti stratigrafici. Il passaggio stratigrafico al sovrastante membro del Torrente Fellicarolo affiora diffusamente nell'area del Foglio, con le migliori esposizioni nelle valli dei Torrenti Fellicarolo, Ospitale e Dardagna, lungo il crinale tra Colle Acquamarca e l'area del Monte Cupolino, fra il T. Verdiana e Cutigliano e nella zona di Maresca.

Nella successione del membro si riconoscono diverse sequenze di facies *fining-thinning upward* associabili ad ambienti di lobo e più raramente di frangia di lobo.

Lo spessore massimo è di 350-400 m circa, base non affiorante.

L'associazione a nannofossili calcarei (BOTTI *et alii*, 2002) è caratterizzata dalla presenza di *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *S. calyculus*, *S. conicus*, *S. disbelemnus*, *Sphenolithus dissimilis*, *Dictyococcites* sp. e *Reticulofenestra* sp. La presenza di *Sphenolithus belemnus* permette di attribuire il membro del Torrente Dardagna alla Biozona MNN3a.

Burdigaliano p.p.

membro del Torrente Fellicarolo (CEV2)

Il membro corrisponde al "Sistema Fellicarolo-Dardagna" di ANDREOZZI & DI GIULIO (1994), e sarebbe correlabile, secondo ANDREOZZI *et alii* (1996) alla porzione basale della Successione Cervarola ("sistema Poggi di Fontanaluccia") affiorante nell'Appennino modenese-reggiano.

Affiora diffusamente nell'area del Foglio, fra Cima delle Caselle – M. Cappel Buso a Nord e Piteccio a Sud, con le migliori esposizioni nelle valli del T. Dardagna, del T. Ospitale, del T. Fellicarolo, nel versante toscano fra Cutigliano e Gavinana. In queste località è generalmente ben visibile il passaggio stratigrafico al membro del Torrente Dardagna.

Il membro del T. Fellicarolo è costituito da torbiditi silicoclastiche in strati sottili e medi a base siltitica, o raramente arenitica fine, a laminazione ondulata e/o incrociata e/o convoluta e tetto pelitico-marnoso a laminazione piano parallela (Facies F9a). A varie altezze stratigrafiche sono presenti intervalli ricchi di liste di selce nera, orizzonti da centimetrici a decimetrici di argilliti scure, *slumps* spessi fino a 40-50 m e ad estensione laterale limitata.

Sono inoltre presenti megatorbiditi decametriche arenitico-marnose (A/P≤1), generalmente a base arenitica medio-grossolana gradata (F8) con laminazione piano-parallela e/o debolmente ondulata a grande scala (F6) cui seguono un intervallo siltitico a laminazione da ondulata a convoluta ed un intervallo marnoso molto sviluppato a laminazione piano-parallela. Alcune delle megatorbiditi (Strati guida Sandra, Elisa, Fellicarolo1 e Fellicarolo2) sono state già descritte da AN-



Fig. 16 – Strato guida “gp” presso la strada San Marcello Pistoiese - Rifugio Pratoisi. Località Il Crocicchio.

DREOZZI (1992) e ANDREOZZI & DI GIULIO (1994). Il contatto con il membro del Torrente Dardagna è contraddistinto dalla megatorbidite “gp”, spesso circa 8 m, a base da rudite ad arenite ricca di bioclasti, *rip-up* marnosi e frustoli carboniosi (Facies F5-F8), seguita da un intervallo a laminazione ondulata marnoso-sabbioso ricco di *clay chips* (Tc) e da un intervallo marnoso a laminazione piano-parallela (Td) (Fig. 16).

Poche decine di metri sopra lo strato guida gp è talora presente un deposito da *slumping* (Fig. 17) al quale può trovarsi associato, nella parte bassa, un deposito da *debris flow* a elementi argilloso-calcarei di origine ligure e subligure (litofacies caotica CEV2a). La successione prosegue con un intervallo costituito da tordiditi sottili e medie siltitico-marnose a cui si intercala, a circa 80 m dalla base, una megatorbidite (Strato Poggiolforato di BOTTI *et alii*, 2002) con tipico colore giallastro, spessore variabile da 6,5 m (Valle del T. Dardagna) a 8 m (Valle del T. Fellicarolo).

A circa 100 m dalla base è presente la coppia di megatorbiditi “Elisa” e “Sandra” (es - Fig. 18). Lo Strato Elisa ha uno spessore massimo di 21 m; alla sua base sono rappresentate le facies F5-F7-F8, nella parte medio-alta è presente una siltite-marnosa a laminazione incrociata e ondulata (Tc) con all’interno due sottili orizzonti a grana arenitica fine, e, al tetto, un intervallo marnoso a laminazione piano-parallela molto sviluppato. Dopo una sequenza siltitico-marnosa spessa da



Fig. 17 – Litofacies caotica CEV2a; deposito da slumping presso la strada San Marcello Pistoiese - Rifugio Pratorsi, Località Il Crocicchio.

1 a 2 metri è presente lo Strato Sandra, di colore biancastro e spesso circa 12 m, a base arenitica medio-grossolana (localmente ruditica) ricca in macroforaminiferi (*Miogypsina* e *Lepidocyclina*; GELMINI, 1966; SERPAGLI & SIROTTI, 1967), in cui si distinguono le Facies F5 e F8 (che complessivamente non superano mai i 30 cm di spessore). Segue una siltite a laminazione ondulata (Tc) e, al tetto, almeno otto metri di marna a laminazione piano-parallela (Td). I trecento metri di successione compresi tra gli Strati Sandra e Fellicarolo 1 sono caratterizzati da intervalli di torbiditi sottili e medie cui si intercalano almeno altre cinque megatorbiditi.

Lo Strato Fellicarolo1 - **fe1** (Fig. 19), di colore biancastro e spesso fino a 20 m, è costituito quasi interamente da una marna sabbiosa in cui si trovano immersi intraclasti marnosi; spesso alla base è presente una breccia matrice-sostenuta (F5), con clasti quarzoso-feldspatici e carbonatici associati a bioclasti e ciottoli di selce, seguita da un'arenite medio-grossolana della stessa composizione (F8), spesse complessivamente non più di 30 cm. La successione continua con circa 200 m di torbiditi sottili e medie cui si intercalano cinque torbiditi, di spessore variabile da 3 a 12 m, con tetto marnoso molto sviluppato.

Lo Strato Fellicarolo2 - **fe2** (Figg. 19 e 20), di colore biancastro e spesso circa 18 m, ha base arenitica grossolana con grossi *rip-up* (F5), seguita da un'arenite medio-grossolana con lamine ondulate a grande scala (F5 con strutture da fuga di fluidi) che sfuma verso l'alto in un'arenite medio-fine gradata (F8), anch'essa



Fig. 18 – Membro del T. Fellicarolo; Strati guida “Sandra” ed “Elisa”, Monte Spigolino.

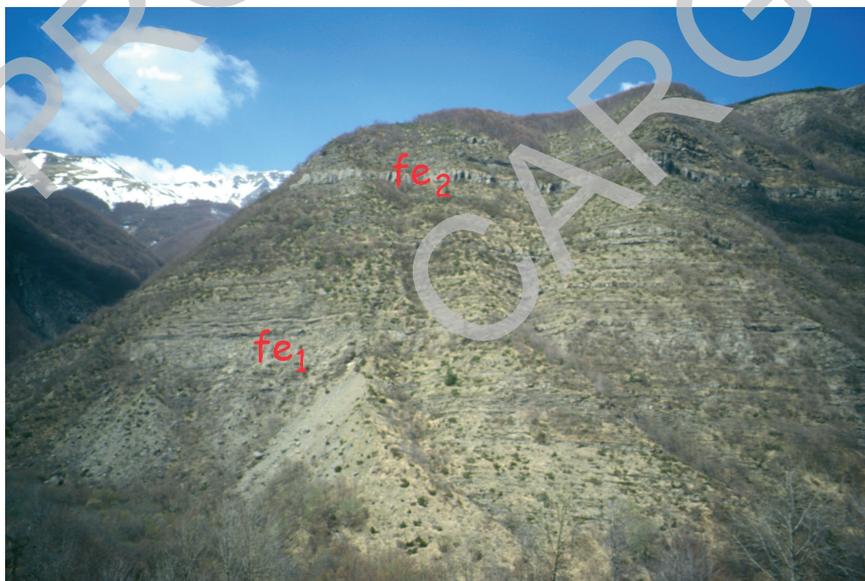


Fig. 19 – Membro del T. Fellicarolo nei pressi di Casulie (valle del T. Fellicarolo); Strati guida “Fellicarolo 1” (fe1) e “Fellicarolo 2” (fe2).

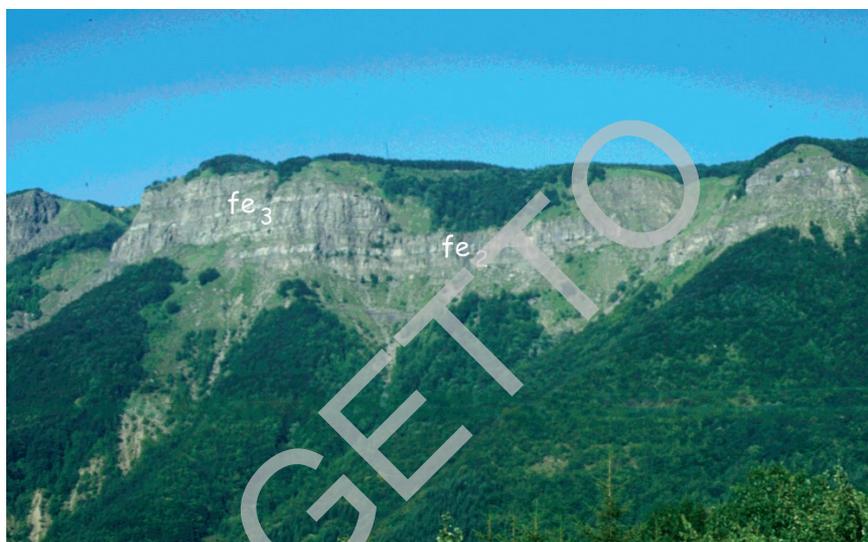


Fig. 20 - Membro del T. Fellicarolo, valle del T. Ospitale; Strati guida "Fellicarolo2" ( $fe_2$ ) e "Fellicarolo 3" ( $fe_3$ ).

contenente *rip-up*. La porzione medio-alta dello strato è costituita da una siltite a laminazione ondulata e incrociata (**Tc**) con, al tetto, circa 6 m di marne con lamine piano-parallele (**Td**).

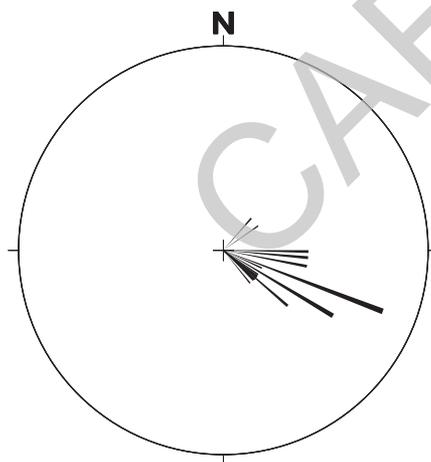


Fig. 21 - Flute casts misurati nel membro del T. Fellicarolo; le direzioni sono generalmente comprese tra  $N100^\circ$  e  $N120^\circ$ ; la provenienza è dai settori nord-occidentali. Reticolo di Schmidt, emisfero superiore.

Dopo circa quaranta metri di torbiditi sottili si trova lo Strato Fellicarolo 3 – **fe3** (Fig. 20), di colore biancastro e spesso circa 8 m, in cui si possono riconoscere sequenze di facies del tipo F5-F8-F9a.

I *flute casts* misurati nel membro del T. Fellicarolo (Fig. 21) hanno generale direzione variabile tra N100° e N120° e provenienza dai settori nord-occidentali; più sporadicamente la direzione misurata è N 40° con provenienza da SW, legata probabilmente a fenomeni di deviazione e riflessione dei flussi gravitativi in corrispondenza dei margini del bacino o di ostacoli presenti all'interno del bacino stesso (es. alti strutturali).

Le arenarie del membro del T. Fellicarolo possono essere classificate come delle arenarie pure simili a quelle del membro del T. Dardagna, con l'eccezione dei campioni raccolti alla base degli Strati Sandra e Fellicarolo 1 (Fig. 22). I primi sono delle arenite carbonatiche ibride (*sensu* DI GIULIO & VALLONI, 1992), ricadenti in prossimità del limite del campo delle calcarenite (*sensu* ZUFFA, 1980). L'arenite presente alla base dello Strato Fellicarolo 1, pur ricadendo sempre nel campo delle arenarie ha una composizione piuttosto variabile che si differenzia dalle "normali torbiditi arenacee" per un maggior contenuto di intraclasti o extraclasti carbonatici (Fig. 22a). Il conteggio dei frammenti litici a grana fine ha

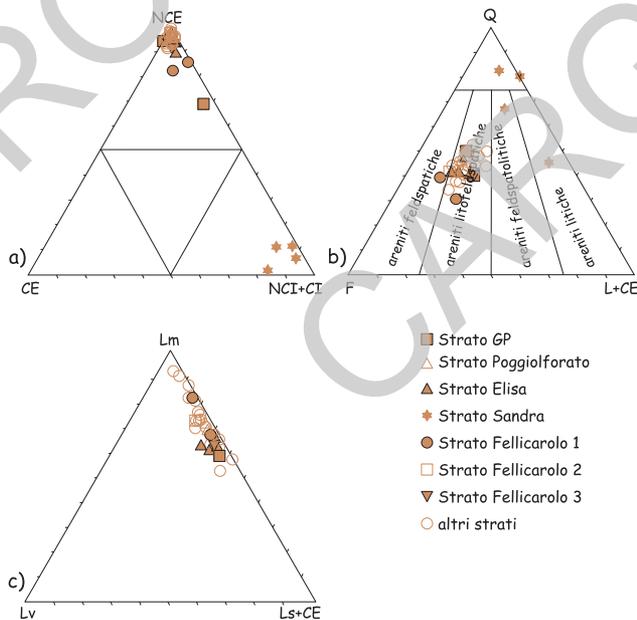


Fig. 22 – *Composizione petrografica delle Arenarie di M. Cervarola, membro del T. Fellicarolo (CEV2). a: diagramma NCE-CE-CI+NCI; b: diagramma Q-F-L+CE; c: diagramma dei frammenti litici a grana fine (Lm-Lv-Ls+CE).*

evidenziato l'elevata quantità di litici sedimentari e/o metamorfici (Fig. 22c).

La parte alta del membro è ovunque tagliata da sovrascorrimenti.

Si tratta di depositi torbiditici di frangia di lobo cui si intercalano megatorbiditi silicoclastiche e ibride.

Lo spessore raggiunge circa i 1000 m.

Le associazioni a nannofossili sono caratterizzate da *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *S. calyculus*, *S. conicus*, *S. disbelemnus*, *S. dissimilis*, *S. moriformis* *R. daviesii*, e *Dictyococcites* sp. <5µm. La presenza di *S. belemnus* nelle sezioni analizzate permette l'attribuzione alla biozona MNN3a del Burdigaliano.

Burdigaliano p.p.

### 3.1.3. - Successione Porretta-Suviana

Considerata nel Foglio 98 "Vergato" (scala 1:100.000) un'unità semiautoctona deposta stratigraficamente sui "terreni caotici eterogenei" del Complesso ligure successivamente al loro sovrascorrimento sul "Macigno", è stata recentemente considerata (FINOCCHI, 1996; Foglio 252 "Barberino nel Mugello") come deposta in discordanza angolare sulla parte basale della Successione Modino. Nella nostra opinione, in parte in accordo con gli Autori precedenti, rappresenta un deposito di *wedge top basin* sedimentato sull'Unità Modino (Sottounità Sestola-Vidiciatico, vedi Titolo tettonica), costituita dal *mélange* delle Tagliole, dalle Marne di Marmoreto e dalle Marne di Civago. La deposizione di questa successione sembra verosimilmente avvenuta durante le fasi tettoniche burdigaliane che hanno portato anche alla chiusura del bacino di sedimentazione delle Arenarie di Monte Cervarola.

Nel Foglio 251 la successione è rappresentata dal basso da:

- Marne di Civago (per la descrizione si rimanda al relativo paragrafo)
- Marne del Monte San Michele
- Formazione del Rio Poggialto
- Arenarie di Suviana.

#### 3.1.3.1. - Marne del Monte San Michele (MSM)

In passato incluse nelle "formazioni caotiche" liguri (Foglio 97 "S. Marcello Pistoiese), nelle "Argille di Sestola-Vidiciatico" o nelle "marne di Casola" (Von Struensee, 1967), risultano difficilmente correlabili con le formazioni in posizione analoga nei fogli adiacenti.

Affiorano in una fascia piuttosto continua nel settore NE del foglio, dal Monte Prati fino al versante NW di M. Tresca (con i migliori affioramenti al M. Prati), ed

in prossimità dell'abitato di Lizzano in Belvedere dove passano lateralmente alla Formazione del Rio Poggialto.

Si tratta prevalentemente di calcilutiti e calcareniti in strati sottili e medi, di colore grigio scuro–nerastro su superfici fresche e biancastro quando alterate, con stratificazione non sempre ben identificabile, con rari strati a composizione ibrida in cui la componente silicoclastica è subordinata. Dal punto di vista microscopico possono essere classificate come *packstone* (DUNHAM, 1962) e biomicriti (FOLK, 1962) a foraminiferi planctonici in cui si possono riconoscere specie riconducibili ai generi *Globoquadrina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia* e *Praeorbulina*.

In questa formazione sono inoltre presenti livelli di breccie intraformazionali con intraclasti calcilutitici immersi in una matrice marnoso-sabbiosa (versante Sud di M. Prati). Caratteristica di questa formazione è la presenza di abbondanti foraminiferi planctonici ben visibili ad occhio nudo e, a luoghi, di granuli di glauconite (particolarmente abbondante nei pressi del Passo di Saltiolo). Localmente presenti lenti di breccie originate da *debris flow* con clasti argillitici e calcarei, di origine ligure e/o subligure, immersi in una matrice argillitica scura (litofacies a breccie - **MSM<sub>a</sub>**).

Il contatto di base è discordante su CIV, MMA ed AVP, e nella nostra opinione sigilla un evento deformativo burdigaliano che, in questo settore della catena, ha comportato dei raddoppi all'interno della Sottounità Sestola-Vidiciatico. Il limite superiore è tettonico con AVP; la formazione passa superiormente con un probabile passaggio stratigrafico graduale ed eteropico e lateralmente alla Formazione del Rio Poggialto.

La sedimentazione è emipelagica, in ambiente di scarpata; in particolare le Marne del Monte San Michele a nostro avviso possono essersi deposte sul prisma in avanzamento verso l'esterno, nella porzione di Sottounità Sestola-Vidiciatico che chiudeva la sedimentazione delle Arenarie di Monte Cervarola.

*Lo spessore varia da pochi metri a circa 50 m.*

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata dalla presenza di *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* < 10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *H. carteri*, *S. moriformis*, *S. belemnos*, *S. disbelemnos*, *R. daviesii*, *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus* aff. *heteromorphus* e risulta pertanto indicativa di un intervallo compreso tra le biozone MNN3a e MNN3b.

Burdigaliano p.p.

### 3.1.3.2. - Formazione del Rio Poggialto (**FPL**)

Finora attribuita alle arenarie di Vallorsara (Foglio 236 "Pavullo nel Frignano" e Foglio 252 "Barberino del Mugello"), alle Arenarie di Suviana (GUENTHER &

REUTTER, 1985; CERRINA *et alii*, 2002), alle “arenarie di Castiglione dei Pepoli” e alle Marne di Marmoreto (PLESI *et alii*, 2002), corrispondono in buona parte alle Marne di S. Polo del Foglio 97 “S. Marcello Pistoiese” (scala 1:100.000).

Affiora in maniera discontinua nel settore Nord orientale del Foglio, in un’area compresa fra Lizzano in Belvedere, La Cà e Rocca Corneta. Si tratta di una successione costituita da torbiditi silicoclastiche ( $A/P < 1$ ) di spessore variabile da 5 a 30 cm, a base arenitica fine-siltitica e tetto marnoso (con intervalli Tc-d della sequenza di Bouma), alle quali solo localmente (loc. Cà Marcucci e loc. Ponte) si intercalano strati, caratterizzati da una scarsa continuità laterale, di spessore metrico, a base arenitica medio-grossolana, tetto marnoso e rapporto  $A/P > 1$  (Facies F8-F9a di MUTTI, 1992). Nei pressi di loc. Boccia e tra Cà di Lanzi ed il Passo di Saltiolo sono presenti intervalli plurimetrici di marne siltose grigio scure, bianco-ocracee se alterate, ricche in foraminiferi planctonici. A varie altezze stratigrafiche sono presenti lenti di breccie originate da *debris flow* con clasti argillitici e calcarei, di origine ligure e/o subligure, immersi in una matrice argillitica scura (litofacies a breccie **FPL<sub>a</sub>**).

Inferiormente, questa formazione poggia sia sulle Marne del Monte San Michele, sia in discordanza, su un substrato costituito da CIV, MMA (Fig. 23)



Fig. 23 – Passaggio discordante fra MMA e FPL a nord-est di Vidiciatico.

ed AVP in parte già precedentemente deformati. Al tetto è ovunque troncata da raddoppi interni alla Sottounità Sestola-Vidiciatico.

Si tratta di depositi torbiditici in bacini probabilmente poco profondi cui si trovano localmente associati e intercalati sedimenti emipelagici di ambiente di scarpata. Questi ultimi rappresentano stadi in cui i sistemi torbiditici vengono disattivati a causa o di fattori tettonici, o eustatici o di una combinazione di entrambi.

Lo spessore massimo è di circa 120-140 m.

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata dalla presenza di *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisecius* < 10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *H. carteri*, *Helicosphaera intermedia*, *Dictyococcites* sp., *S. moriformis*, *S. belemnos*, *S. disbelemnos*, *S. conicus*, *Calcidiscus premacintyreii*, *Sphenolithus heteromorphus*; in particolare le percentuali di *S. belemnos* e *S. heteromorphus* sono indicative rispettivamente degli intervalli biozonali MNN3a-MNN3b e MNN4b

Burdigaliano p.p. – Langhiano p.p.

### 3.1.3.3. - Arenarie di Suviana (SUV)

Oggetto di numerosi studi specie a carattere biostratigrafico, fin dalla fine del 1800 (DE STEFANI, 1881; LOTTI, 1883; NELLI, 1903; PRINCIPI, 1930; SIGNORINI, 1939; DAINELLI, 1951; GHELARDONI *et alii*, 1962; AMADESI, 1966; FERRINI & PANDELLI, 1984; BETTELLI *et alii*, 2002a), le Arenarie di Suviana affiorano, nell'area del Foglio, nei dintorni di Porretta Terme.

Si tratta prevalentemente di torbiditi silicoclastiche in strati spessi e molto spessi ( $A/P \gg 1$ ) con base a grana arenitica medio-grossolana mal classata e poco cementata, con *rip up* di dimensioni fino a centimetriche, e tetto marnoso. Talora si intercalano intervalli decimetrici di torbiditi marnose molto diluite in cui la stratificazione è marcata dalla presenza di sottili livelli rudici a geometria lentiforme (Fig. 24). Più frequentemente si trovano rappresentate le sequenze di facies F5-F8-F9a e F8-F9a di MUTTI (1992). I sottili livelli microconglomeratici potrebbero essere l'espressione di depositi di *by-pass* (Facies F6 di MUTTI, 1992). Petrograficamente (Fig. 25) si tratta di arenarie che ricadono a cavallo dei campi composizionali delle arenite litofeldspatiche e feldspolitiche ( $Q_{55-60} F_{20-22} L+CE_{20-22}$ ), *sensu* DICKINSON (1970). I frammenti litici a grana fine ( $Lm_{36-40} Lv_0 Ls+CE_{60-64}$ ) più abbondanti sono i litici sedimentari (dolomie e calcari) e le metamorfite di basso grado; più rari i litici vulcanici (vulcaniti e subvulcaniti acide, serpentiniti).

I *flute cast* misurati alla base delle torbiditi (FINOCCHI, 1996) hanno una direzione compresa fra N90 e N125 con provenienza da NW.



Fig. 24 – Arenarie di Suviana, Madonna del Ponte, Porretta Terme.

Nella parte medio-bassa della formazione sono localmente intercalate breccie a clasti argillitici e calcarei immersi in una matrice argillitica scura (litofacies a breccie **SUV<sub>a</sub>**), originate da *debris flow* la cui area sorgente è rappresentata dalle unità liguri e subliguri.

Il contatto di base è discordante su AVP, FIU, MMA e CIV, mentre la parte alta è ovunque tettonicamente sovrascorsa da AVP.

Depositi torbiditici di lobo e più raramente di frangia di lobo e riempimento di canale.

Dove la formazione affiora più estesamente lo spessore raggiunge circa 150 m.

Le associazioni a nannofossili calcarei analizzate nei vari campioni sono caratterizzate da forme quali *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *D. deflandrei*, *Dictyococcites* sp., *Calcidiscus* sp., *H. ampliapertura*, *H. carteri*, *S. moriformis*, *S. heteromorphus*, quest'ultimo presente in percentuali indicative dell'intervallo biozonale MNN4a-MNN4b.

Burdigaliano p.p. - Langhiano p.p.

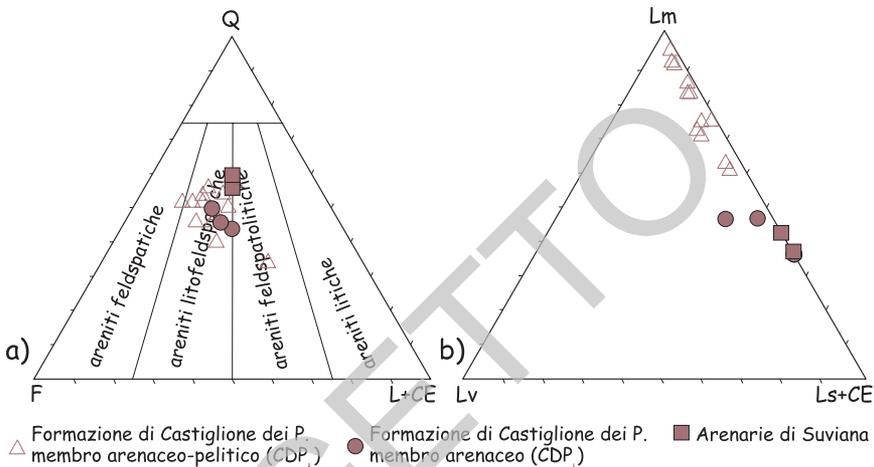


Fig. 25 – Composizione petrografica delle Arenarie di Suviana (SUV) e della Formazione di Castiglione dei Pepoli, membri arenaceo-pelitico (CDP<sub>2</sub>) ed arenaceo (CDP<sub>1</sub>). a: diagramma Q-F-L+CE; b: diagramma dei frammenti litici a grana fine (Lm-Lv-Ls+CE).

### 3.2. - FALDA TOSCANA E UNITÀ ACQUERINO

Queste due unità rappresentano, secondo la nostra interpretazione, due porzioni del bacino di sedimentazione “toscano”, poste rispettivamente in posizione interna ed esterna rispetto al nucleo apuano. In questa accezione la Falda toscana comprende tutti i termini della Successione toscana, dal Calcare Cavernoso al Macigno, ed affiora, prevalentemente secondo un allineamento NW-SE, dal Libro Aperto fino alla valle del T. Ombrone.

La successione dell’unità tettonica Acquerino, invece, è rappresentata dalla Scaglia toscana (membri di Monte Filoncio e delle marne di Rovaggio) e dal Macigno; essa comprende gli affioramenti della zona del passo della Collina - M. Cigoli, il prolungamento dei quali, nell’adiacente Foglio 252 è stato attribuito al Gruppo del Cervarola – Formazione dell’Acquerino ed alle Marne di Villore che, nella nostra opinione, per posizione stratigrafica, geometrica ed età, sono da attribuire rispettivamente al Macigno ed alla Scaglia toscana.

In considerazione delle affinità litostratigrafiche delle formazioni che caratterizzano le due unità, non abbiamo ritenuto opportuno descriverne separatamente le successioni; le differenze, dove esistenti, sono state evidenziate all’interno dei paragrafi descrittivi delle singole formazioni, così da rendere più immediato ed agevole il confronto.

Per quanto riguarda la Falda toscana, la parte basale della successione (dal Calcare Cavernoso alla Maiolica) affiora estesamente in un fianco dritto che dalla

zona del M. Memoriante si estende fino a Limano, Monte di Limano, Balzonerò, Monte della Colonna, e più limitatamente in un fianco rovesciato ben visibile nel T. Lima e nel Rio Scesta, tra Ponte Maggio, le Strette di Cocciglia e Palleggio. In letteratura (BALDACCI *et alii*, 1982 *cum bibl.*; FAZZUOLI *et alii*, 1998 *cum bibl.*) i due fianchi sono stati ricordati con una antiforata coricata il cui asse passerebbe nel Calcere Cavernoso *Auct.*, sebbene le caratteristiche stratigrafiche dei due fianchi siano leggermente differenti sia a livello del Retico, che del Rosso ammonitico-Calcarei ad Angulati e dei Calcari e Marne a Posidonia. In quest'area su distanze anche molto brevi la successione può essere incompleta o subire forti variazioni di spessore, a causa della presenza di strutture tettoniche a geometria sottrattiva particolarmente evidente. Dove la successione risulta più sviluppata (tra il Monte di Limano e Balzonerò, tra il M. Memoriante e Lucchio), a partire dalle Marne a Posidonia fino alla Scaglia toscana, sono presenti importanti corpi di breccie calcaree e calcareo-silicee che lasciano ipotizzare l'esistenza nelle aree limitrofe, almeno fino al Cretaceo inferiore, di alti strutturali.

La successione stratigrafica della Falda toscana termina con depositi torbidi-tici d'avanzata del Macigno di età Chattiano (Biozona MNP25a)-Aquitano (Biozona MNN1d) e qui suddiviso, su base litostratigrafica, nel membro di Molin Nuovo (arenaceo) e nel membro di Poggio Belvedere (arenaceo-pelitico).

Nell'unità Acquerino la sedimentazione del Macigno inizia in corrispondenza del limite Chattiano/Aquitano (Biozona MNN1) con la deposizione del membro di Poggio Belvedere, la cui sedimentazione si protrae fino all'Aquitano (Biozona MNN1d). In questa unità tettonica nell'intervallo di tempo corrispondente alla deposizione del membro del Molin Nuovo della Falda toscana continua la sedimentazione della Scaglia toscana (membro di Monte Filoncino/Marne di Rovaggio). Questi dati avvalorano l'interpretazione secondo la quale la successione stratigrafica dell'unità Acquerino rappresenta la porzione più esterna del sistema avampaese-avanzata toscana e più prossima al dominio di transizione toscano-umbro, ben rappresentato nell'Unità Rentella.

### 3.2.1. - *Calcere Cavernoso (CCA)*

Nell'area del foglio affiora tra Limano, Casoli e la Forra del Catino. La formazione, nota in letteratura come Calcere Cavernoso *Auct.* (BURCKHARDT, 1946; SIGNORINI, 1946; BALDACCI *et alii*, 1967; MERLA & ABBATE, 1969; CARMIGNANI *et alii*, 1993, *cum bibl.*) corrisponde solo in parte all'Unità delle breccie di Casoli (FAZZINI *et alii*, 1998).

Si tratta di una breccia tettonica monogenica a elementi dolomitici e cemento carbonatico, originatesi verosimilmente a spese delle evaporiti triassiche durante le fasi deformative oligo-mioceniche e legate alla messa in posto della Falda toscana.

In letteratura al Calcare Cavernoso affiorante nell'area del foglio sono stati talora associati vari tipi di depositi gravitativi di versante recenti, nei quali si possono in realtà trovare rimaneggiati, oltre alle evaporiti ed al Calcare Cavernoso, sia le altre formazioni carbonatiche della Falda che il Macigno. In altre aree già CERRINA FERONI *et alii* (1976, *cum bibl.*) avevano segnalato la presenza di breccie di origine carsica o di depositi di versante recenti, in cui oltre al Calcare Cavernoso *Auct.*, talvolta si trovano rimaneggiati anche clasti di altre formazioni (es. Verrucano, Liguridi ecc.).

Verso l'alto il Calcare Cavernoso passa ai Calcari a Rhaetavicula contorta; in prossimità del contatto sono talora presenti livelli di breccie con clasti dolomitici grigio scuri di dimensioni molto variabili, immersi in una matrice più chiara molto fine e pulverulenta ("Cenerone" *Auct.*); il grado di tettonizzazione diminuisce progressivamente verso l'alto. Nell'area di Casoli a causa della presenza di contatti tettonici sottrattivi il Calcare Cavernoso viene direttamente a contatto con la Maiolica e il Macigno.

I depositi del protolite triassico sono l'espressione di un ambiente di *sabkha* costiera e di bacino evaporitico in cui si alternano depositi non evaporitici legati a cicli tidali (PASSERI, 1977).

Lo spessore massimo di questa formazione è di circa 100 m, anche se non si esclude la presenza di contatti tettonici che ripetono la successione.

Norico (età del protolite).

### 3.2.2. - Calcari a Rhaetavicula contorta (RET)

Affiora nell'area del foglio solo nel fianco normale del "nucleo mesozoico", a Limano, lungo il Rio Coccia in prossimità della confluenza con il T. Lima, nel versante occidentale del M. Memorante e ad Est di Casoli.

Questa formazione è costituita da calcari dolomitici e dolomie (*mudstone*, *wackestone* a bioclasti ed intraclasti, *grainstone* a ooidi) fetidi alla percussione, grigio scuri al taglio fresco, più chiari sulle superfici di alterazione, in strati di spessore da decimetrico (30-50 cm) a plurimetrico (fino a 2-3 m); nella parte bassa possono essere presenti intercalazioni di marne di colore grigio scuro o avana. Nell'adiacente Foglio 250 "Castelnuovo Garfagnana", nel Rio Scesta, la formazione affiora anche nel fianco rovesciato, con caratteristiche stratigrafiche leggermente differenti.

Verso il basso il passaggio al Calcare Cavernoso è generalmente marcato dalla presenza del "Cenerone". Il contatto con la formazione sovrastante è graduale e marcato dalla progressiva comparsa dei livelli calcarenitici e calcilitici tipici del Calcare Massiccio.

Depositati di rampa carbonatica prossimale passante verso l'alto ad una vera e propria piattaforma carbonatica (MANNORI, 1991).

Lo spessore massimo raggiunge circa 70 m.

BOCCALETTI *et alii* (1969), negli affioramenti della Liguria orientale e della Val di Lima, hanno segnalato tra i Foraminiferi: *Glomospirella friedli*, *Agathammina austroalpina*, *Triasina* cfr. *hantkeni*, *Semiinvoluta* sp., *Frondicularia* cfr. *woodwardi*, *Frondicularia* sp. e *Textularia* sp., oltre a *Rhaetavicula contorta*. FAZZUOLI *et alii* (1988) nella stessa località hanno segnalato anche *Gandinella appenninica*, *Glomospirella* sp., Alghe *Dasycladaceae*.

Retico.

### 3.2.3. - *Calcare Massiccio (MAS)*

Affiora nel fianco dritto, con le migliori esposizioni al M. Memoriante, e con affioramenti di spessore più ridotto a Casoli; nel fianco rovescio, tra Ponte Maggio e le Strette di Cocciglia, la formazione è presente solo con spessori ridotti.

La formazione è costituita da calcilutiti e calcareniti biancastre grigio chiare, avana e talvolta rosate, ad aspetto ceroide e struttura massiccia (debolmente stratificate solo in corrispondenza del passaggio alla formazione sovrastante). Si tratta di *wackstone* e *packstone* ad intraclasti, bioclasti (foraminiferi bentonici, ostracodi, lamellibranchi, echinodermi) e *pellets*, cui si associano *grainstone* ad ooidi, bioclasti e coproliti (FAZZUOLI *et alii*, 1998). Sono frequentemente presenti fenomeni di dissoluzione paleo-carsica.

Il passaggio alla formazione sottostante è graduale. Quello alla formazione sovrastante nel fianco rovescio (località Ponte Maggio) è caratterizzato dalla presenza di breccie, sia in corpi isolati che, in minor misura, come riempimento di filoni sedimentari, con clasti di *Calcare Massiccio* e matrice marnosa grigia e talvolta rosata, già proveniente dall'equivalente del Rosso Ammonitico. Questi litotipi si caratterizzano anche per la presenza di giunti stilolitici sedimentari e per l'aspetto nodulare, tipici di una successione condensata.

BOCCALETTI *et alii* (1969) e FAZZUOLI *et alii* (1998) hanno distinto, all'interno della formazione, due facies, caratteristiche di ambienti di sedimentazione differenti: quella basale, più simile alla formazione sottostante e tipica di un ambiente di laguna, e quella sommitale con le caratteristiche di un ambiente di piattaforma carbonatica.

Gli spessori sono molto variabili e sono compresi fra 50 e 200 m.

Le associazioni fossilifere (FAZZUOLI *et alii*, 1998) sono caratterizzate, dal basso verso l'alto, dalla presenza di *Agathammina austroalpina*, *Triasina hantkeni*, *Aulotortus friendli*, *Aulotortus* sp., e di *Spirillina* sp., *Turrspirillina altissima*, *Turrspirillina conoidea*, *Conicospirillina* sp., *Trocholina* cfr. *multispira* ed indicano un'età compresa fra l'Hettangiano e probabilmente la parte inferiore del Sinemuriano.

Hettangiano – Sinemuriano p.p.

### 3.2.4. - *Rosso Ammonitico* (RSA)

Affiora nel fianco dritto in una sottile fascia piuttosto continua che dal versante orientale del M. Memorianta si estende fino a Sud di Vico Pancellorum; è presente, in modo discontinuo e con affioramenti di estensione limitata, anche a causa di elisioni tettoniche, a Est di Casoli. Nel fianco rovescio, in prossimità di Ponte Maggio affiora, con estensioni non cartografabili, sulle sponde del T. Lima, mentre subito sopra, nella stessa posizione stratigrafica, sono presenti pochi metri di calcari grigi in strati decimetrici con intercalazioni argillose scure (giallo-ocra per alterazione), probabilmente attribuibili ai Calcari ad Angulati (equivalente laterale del Rosso Ammonitico), che sono ben visibili anche nell'adiacente Foglio 250 lungo il Rio Scesta.

Si tratta di una alternanza di calcilutiti, calcilutiti marnose e marne di colore avana e rosato ad aspetto talvolta nodulare e con stratificazione non sempre ben distinguibile. Talora presenti interstrati di argilliti rosse.

Il passaggio alla formazione sovrastante è netto.

L'ambiente di sedimentazione è di rampa profonda a basso tasso di sedimentazione.

Lo spessore massimo è di circa 10-15 m.

Sulla base dei dati di letteratura (FAZZUOLI *et alii*, 1998, *cum bibl.*) la formazione risulta attribuibile al Sinemuriano p.p.-Pliensbachiano p.p..

Sinemuriano p.p.-Pliensbachiano p.p.

### 3.2.5. - *Calccare selcifero di Limano* (LIM)

Indicata in letteratura con vari sinonimi: Calccare selcifero inferiore (LOSACCO, 1959), Calcari grigi con selce (GIANNINI & NARDI, 1965), la formazione, ora formalizzata, affiora tra il M. Memorianta e Vico Pancellorum, lungo il Rio Coccia di Limano (fianco dritto) e lungo il T. Lima alle Strette di Cocciglia (fianco rovescio).

Sono calcilutiti e calcareniti fini grigie, grigio chiare ed avana in strati regolari dello spessore prevalente da 20 a 50 cm e solo raramente fino a circa 2 m, con noduli e liste di selce grigio chiara e nera che aumenta in maniera preponderante nella parte alta della formazione. Nella parte bassa della formazione ai livelli calcarei sono talora intercalate marne di colore verdastro.

Il passaggio alla formazione sovrastante è netto.

Depositi di rampa distale in progressivo approfondimento, con apporti torbiditici diluiti.

Lo spessore massimo della formazione risulta di circa 300 m.

La formazione è stata attribuita (FAZZUOLI *et alii*, 1998 *cum bibl.*) al Pliensbachiano p.p.- Toarciano p.p., confermando la presenza della parte alta del Pliensbachiano (Domeriano) al tetto della formazione per la presenza di *Phylloceras bonarelli*.

Pliensbachiano p.p.- Toarciano p.p.

### 3.2.6. - Calcari e Marne a Posidonia (POD)

Affiorano sia nel fianco dritto (in una fascia continua a Nord dell'allineamento Limano – Vico Pancellorum e tra Penna di Lucchio ed il M. Memoriente) che in quello rovesciato (alle Strette di Cocciglia). Sebbene la formazione in letteratura sia stata suddivisa in membri da BOCCALETTI *et alii* (1969) e FAZZUOLI *et alii* (1998), abbiamo qui preferito mantenere una suddivisione in litofacies solo per la parte alta della formazione, in quanto essa mostra caratteri stratigrafici un po' differenti nel fianco dritto rispetto a quello rovesciato.

La parte stratigraficamente più bassa, spessa circa 200 metri, è costituita da marne più o meno argillose verdi, rosse e avana (membro marnoso *Auct.*) alle quali si intercalano torbiditi pluridecimetriche calcareo-marnose o calcarenitico-marnose. Appena fuori dal Foglio, lungo il T. Lima, nei pressi delle Strette di Cocciglia, sono localmente presenti banchi di breccie poligeniche o depositi da *slumping* con elasti intrabacinali provenienti dalle formazioni più antiche. La parte superiore (Fig. 26) della formazione presenta, come già detto, caratteri diversi nei due fianchi; nel fianco dritto è stata cartografata una litofacies silicea (POD<sub>a</sub>, *cfr.* Marne diasprine *Auct.*), che raggiunge circa 100 m, con spessi intervalli costituiti da sottili strati di radiolariti verdastre o nere alternate a calcilutiti con liste e noduli di selce scura; le calcilutiti aumentano di frequenza verso l'alto, marcando il passaggio alla formazione sovrastante. Nel fianco rovesciato il tetto della formazione è costituito da torbiditi calcarenitico e calcsiltitico-marnose grigie e grigio-verdi con liste e noduli di selce grigia e nera (litofacies calcareo-silicea POD<sub>b</sub>, non cartografabile al 50.000), cui si intercalano livelli decimetrici di marne di colore verde e verde-scuro; questa litofacies calcareo-silicea, spessa circa 25 m e non rappresentabile alla scala 1:50.000, potrebbe rappresentare il termine di transizione al sovrastante Calcare Selcifero della Val di Lima.

L'ambiente di sedimentazione è rappresentato da un bacino in progressivo approfondimento in cui la deposizione pelagica si alternava all'arrivo di torbiditi intrabacinali. La presenza nel fianco inverso di breccie messe in posto grazie a processi di *debris flow* innescati dalla tettonica connessa alla apertura del bacino, fa pensare che la deposizione di questa porzione sia avvenuta in prossimità di scarpate e pendii instabili prossimi al margine del bacino o a degli alti strutturali.



Fig. 26 – Contatto stratigrafico tra Marne a Posidonia (lito-facies silicea – PODa) e Calcarea selcifera della Val di Lima (SVL); Rio Capriana (nord-est di Vico Pancellorum).

li; la contemporanea assenza delle facies diasprine lascia inoltre ipotizzare che l'ambiente di sedimentazione di questa porzione di successione non fosse particolarmente profondo (ACD di KALIN *et alii*, 1979); al contrario, la presenza della lito-facies silicea nel fianco dritto lascia ipotizzare un ambiente di sedimentazione già più profondo, probabilmente anche al limite della CCD.

Lo spessore totale può raggiungere i 250 m.

L'età della parte bassa delle Marne a Posidonia è stata attribuita alla parte bassa del Toarciano (FAZZUOLI *et alii*, 1998). Ancora oggi risultano invece piuttosto scarsi e controversi i dati relativi all'età del tetto della formazione: KALIN *et alii* (1979), in Toscana meridionale, propongono un'età calloviana in base all'individuazione di un'associazione a *Cornaptycus*, mentre CHIARI *et alii* (1994), al M. Cetona, dove le Marne a Posidonia passano direttamente ai Diaspri, indicano per questi ultimi un inizio di sedimentazione compreso tra il Bajociano medio e il Batoniano superiore.

Toarciano p.p – Bajociano p.p.?

### 3.2.7. - Calcarea selcifera della Val di Lima (SVL)

Questa formazione, così denominata da BOCCALETTI *et alii* (1969) ma nota in

letteratura soprattutto come Calcare selcifero superiore *Auct.*, è ora formalizzata; affiora estesamente tra il M. Memoriante e Penna di Lucchio e a Sud dell'allineamento M. di Limano- M. Cimo- Balzo nero- Balzo della Colonna. Questa formazione è stata cartografata per la prima volta anche nel fianco inverso del "nucleo mesozoico della Val di Lima", sempre in corrispondenza delle Strette di Cocciglia.

Si tratta di calcareniti (torbiditi con sequenze di Bouma incomplete Tac o Tc), calciliti e calciliti (più frequenti nella parte alta) di colore grigio scuro con frequenti liste di selce prevalentemente nera e spessore generalmente compreso tra i 30 cm ed il metro. Secondo CERRINA FERONI & PATACCA (1975) la formazione è costituita da torbiditi carbonatiche ricche, soprattutto nella parte inferiore, di materiale neritico derivante da una coeva piattaforma carbonatica, cui è associato del materiale pelagico derivante da alti strutturali intrabacinali. Non si tratterebbe quindi di un deposito neritico, come proposto da BOCCALETTI *et alii* (1969), ma di un insieme di torbiditi che avrebbero caratteri di distalità crescente dalla Val di Lima ai Monti d'oltre Serchio.

Il passaggio alla formazione dei Diaspri è netto.

L'ambiente di deposizione è bacinale con apporti di sedimenti torbiditici intrabacinali di frangia di lobo.

Lo spessore della formazione raggiunge al massimo circa 300 m.

Per quanto riguarda l'età della formazione non esistono a tutt'oggi in letteratura datazioni certe ed univoche; FAZZUOLI *et alii* (1998) ipotizzano un'età compresa fra il Bajociano p.p. ed il Batoniano p.p..

Bajociano p.p. – Batoniano p.p.

### 3.2.8. - *Diaspri* (DSD)

Affiorano in una fascia continua tra il M. di Limano ed il Balzo della Colonna e Penna di Lucchio. Sono presenti anche a Sud di Vico Pancellorum, ma con spessori variabili e scarsa continuità laterale a causa della presenza di contatti tettonici di natura sottrattiva.

Si tratta di radiolariti in strati sottili (Fig. 27), con spessori dei singoli strati compresi fra 5 e 15 cm, varicolorate (rosse, verdi e grigio scure), cui si intercalano sottilissimi interstrati di argilliti silicee la cui frequenza aumenta dal basso verso l'alto della formazione. Nella parte alta è stata distinta una litofacies marnosa (DSD<sub>a</sub>, Scisti ad Aptici *Auct.*) spessa fino a 20 m, caratterizzata dalla presenza di marne e calcari marnosi silicei di colore rosato, grigio-verde ed avana, contenenti liste e noduli di selce rosa; al tetto della litofacies talora possono comparire sottili strati calcarei biancastri.

Localmente (versante Sud e Sud-Est del M. Alto, tra M. Alto e Montale) in



Fig. 27 – *Diaspri in loc. Colle Aggrada, est di Vico Pancellorum.*

prossimità del passaggio alla litofacies marnosa è presente un deposito da *slumping* e *debris flow* che rimaneggia il Calcare selcifero della Val di Lima.

Il passaggio alla formazione sovrastante è generalmente piuttosto graduale e marcato dalla comparsa degli strati calcarei biancastri cui si è già accennato.

L'ambiente di deposizione è bacinale profondo.

Lo spessore massimo della formazione è di circa 60 m.

Dai dati di letteratura (CORTESE, 1993; CHIARI *et alii*, 1994) anche in Val di Lima l'inizio della sedimentazione radiolaritica risulterebbe eterocrona e sarebbe compresa tra il Bajociano sommitale-Batoniano medio-superiore (M. Prato Fiorito) e l'Oxfordiano medio-superiore (M. Mosca), mentre l'età del tetto è generalmente riferita al limite Titonico/Berriasiano (CONTI & MARCUCCI, 1986).

Batoniano p.p. – Titonico

### 3.2.9. - *Maiolica* (MAI)

Affiora estesamente tra M. di Limano-Balzo Nero-Balzo della Colonna-Montale-Penna di Lucchio e, con spessore più ridotto, a sud di Vico Pancellorum ed a est di Casoli dove la successione risulta ridotta anche per la presenza di con-

tatti tettonici a geometria sottrattiva. In letteratura la formazione è stata talvolta suddivisa in membri (FAZZUOLI *et alii*, 1998), mentre in questa sede solo localmente è stata differenziata la litofacies a breccie e areniti calcareo-silicee (MAI<sub>a</sub>), corrispondente alle Calcareniti del Monte Mosca *Auct.* e solo in parte al membro delle calcareniti grigio scure con selce nera di FAZZUOLI *et alii* (1998).

Questa successione è rappresentata da calcilutiti di colore da nocciola-chiaro a bianco-porcellanaceo (Fig. 28), in strati piano-paralleli dello spessore variabile da pochi centimetri fino a circa due metri con liste e noduli di selce nera e grigio-chiaro (prevalentemente nella parte alta della formazione). Sporadicamente si possono trovare intercalati sia torbiditi calcarenitico-calcsiltitiche (Ta-c), spesse fino a 20 cm e con base a grana arenitica grossolana, sia marne grigio chiare di spessore da centimetrico a decimetrico (più frequenti nella parte bassa della formazione). Tra Poggio l'Orno e Balzonerò, nella parte alta della successione è presente un livello spesso fino a 50 m (litofacies a breccie e areniti calcareo-silicee MAI<sub>a</sub>), costituito da un'alternanza di strati arenitici e ruditici a clasti selciosi e calcarei (Fig. 29) e, nella parte sommitale, dalla breccia poligenica (facies F3 di MUTTI, 1992). La breccia, che ben contraddistingue le vette di Balzonerò,



Fig. 28 – Maiolica, valle del Rio Coccia di Vico (Val di Lima).



Fig. 29 – Maiolica, litofacies a breccie e areniti calcareo-silicee, Balzo Nero (Val di Lima).

M. Cimo e, più a ovest, M. Coronato, ha spessore decametrico ed è fortemente erosiva sugli strati sottostanti; i clasti sono spigolosi e prevalentemente silicei, subordinatamente calcilutitici e calcarenitici. Tra M. Cimo e Balzonero il passaggio a questa litofacies è contraddistinto da un potente deposito da *slumping*. La deposizione di *debris flow* e *slumping*, legati a movimenti gravitativi in massa, suggerisce l'esistenza, all'interno del bacino, di zone (scarpate, pendii) instabili prossimi alle aree di deposizione la cui origine a nostro avviso potrebbe essere collegati ad attività tettonica.

Il contatto con la Scaglia Toscana avviene per alternanza solo lungo il Rio Coccia di Vico, dove è stato posto in corrispondenza della comparsa dei primi livelli argillitici rossi e verdi. Nella zona di Chiapporosso e tra Balzonero e Lucchio il passaggio tra la Maiolica e le formazioni sovrastanti (Scaglia toscana e Macigno) è chiaramente di natura tettonica mentre nelle rimanenti aree anche se cartografato come sedimentario, risulta spesso tettonizzato.

Lo spessore varia da pochi metri fino a circa 400 m. Questa variabilità in parte è sicuramente correlabile alla presenza nell'area di contatti tettonici a geometria sottrattiva, ma a nostro avviso potrebbe essere legata anche ad una morfologia del fondo piuttosto irregolare.

L'ambiente di deposizione è bacinale con apporti di flussi gravitativi intrabacinali a bassa e alta densità.

FAZZUOLI *et alii* (1994; 1998 *cum bibl.*) attribuiscono la Maiolica della Val di Lima all'intervallo Titonico-Neocomiano p.p. mentre CERRINA FERONI & PATACCA, 1975 datano i depositi torbiditici grossolani al tetto della Maiolica al Barremiano.

Titonico - Barremiano.

### 3.2.10. - *Scaglia toscana* (STO)

Corrisponde agli Scisti policromi (CANUTI *et alii*, 1965; BORTOLOTTI *et alii*, 1970; FAZZUOLI *et alii*, 1998 *cum bibl.*) e ad una parte delle Marne varicolori di Villore (BETTELLI *et alii*, 2002a).

La successione più rappresentativa è presente in Val di Lima (tra Croce a Veglia e Chiaporosso, e a Sud di Vico Pancellorum) dove gli spessori risultano però molto variabili per la presenza di contatti tettonici (sia sottrattivi che additivi), particolarmente sviluppati in corrispondenza del passaggio Scaglia toscana-Macigno. Altri affioramenti sono presenti nel settore sud-orientale del Foglio, in due fasce, una di estensione più limitata a sud di M. Cigoli, l'altra più estesa tra M. Cigoli e Passo Piastreta.

Il passaggio al Macigno è netto in Val di Lima mentre nel settore sud-orientale del foglio è contraddistinto dalla presenza di una fascia di torbiditi sottili marnose e siltitico-marnose che preludono all'arrivo delle prime torbiditi arenacee. In Val di Lima il Macigno poggia su diversi membri della Scaglia e questa discordanza più che di origine sedimentaria a nostro avviso potrebbe essere legata a motivi tettonici. Non è infrequente infatti osservare il contatto tettonizzato con i primi strati di Macigno intensamente fratturati.

Classicamente interpretata come un deposito di margine passivo, questa formazione sembra essersi sedimentata in un bacino morfologicamente accidentato, caratterizzato dalla presenza di aree più profonde, in cui l'arrivo di flussi torbiditici carbonatici intrabacinali interrompeva periodicamente la lenta sedimentazione pelagica, e aree strutturalmente più elevate (zona di Corfino) con successioni più condensate, prive di breccie e discordanti sul substrato carbonatico.

Lo spessore della Scaglia toscana è difficilmente valutabile per la presenza sia di contatti tettonici, che la ritagliano a più altezze stratigrafiche, sia di pieghe polifasiche; dove la successione è più completa può raggiungere circa 400 m.

In accordo con gli ultimi indirizzi del Comitato Area Appennino settentrionale la Scaglia toscana è stata qui interamente suddivisa in sei membri, di seguito descritti.

Barremiano? – Aquitaniano?

membro delle argilliti di Brolio (STO<sub>2</sub>)

Affiora con le migliori esposizioni tra il T. Scesta ed il M. Cimo, ed in una

sottile fascia nel versante orientale di Penna di Lucchio.

Si tratta di argilliti spesso silicee a frattura aciculare o prismatica di colore variabile dal rosso scuro al grigio-verdastro, la cui stratigrafia risulta piuttosto variabile nei diversi settori del Foglio. In particolare lungo il Rio Coccia di Vico nella parte basale ai depositi pelitici si alternano sottili strati di calcilutiti silicee, spesso manganesifere, di colore verde e strati metrici di breccie calcareo-silicee. In aree limitrofe (Loc. Campore - Foglio 250 “Castelnuovo Garfagnana”) in prossimità del contatto con la Maiolica sono localmente presenti intercalazioni di livelli calcarenitici a geometria lenticolare con spessori che possono raggiungere anche il metro. Nell’area compresa tra il T. Scesta e Balzonerò, e solo localmente a ovest di Zato, nella parte più bassa del membro, e talvolta direttamente a contatto con la Maiolica, sono presenti livelli plurimetrici di breccie calcareo-silicee lentiformi e granulo-sostenute, a luoghi ben cartografabili (litofacies a breccie calcareo-silicee **STO<sub>2a</sub>**). Lungo il Fosso Scuro, sempre nella porzione basale, all’interno delle argilliti è presente una successione di calcilutiti grigio chiare in strati sottili e medi alle quali si possono trovare intercalate rare calcareniti fini, brecciole calcareo-silicee granulo-sostenute e matrice-sostenute in cui la componente interstiziale è rappresentata da argillite rossa (litofacies dei calcari di Puglianella **STO<sub>2b</sub>**).

Il passaggio al membro delle marne del Sugame (zona di Zato – M. Lischeta) è netto e marcato dalla presenza di un livello di torbiditi calcarenitico-marnose; nella zona tra il T. Scesta e Balzonerò è assente il membro delle marne del Sugame, e sopra le argilliti di Brolio, con un contatto tettonico, affiora il membro delle calcareniti di Dudda.

Depositi pelagici in gran parte sedimentati al di sotto della CCD, talvolta associati a sedimenti grossolani calcareo-silicei probabilmente accumulati ai piedi di alti strutturali.

Lo spessore è variabile e risulta compreso fra 20 e 60 m.

La base del membro risulta, da dati di letteratura, barremiana (FAZZUOLI *et alii*, 1998 *cum bibl.*). L’età del tetto, campionato in prossimità di Zato in corrispondenza del passaggio al membro delle marne del Sugame sembra collocarsi, sulla base della associazione a nannofossili calcarei all’Eocene medio-superiore: associazione caratterizzata da *R. umbilica*, *E. formosa*, *D. bisectus*, *C. reticulatum*, *Chiasmolithus sp.*, *S. radians*, *Sphenolithus sp.*, indicativa delle biozone NP17-NP18.

Barremiano – Bartoniano/Priaboniano.

membro delle marne del Sugame (**STO<sub>1</sub>**)

Affiora tra Lucchio e Croce a Veglia ed è costituito da marne e marne calcaree (biomicriti) di colore rosato e più raramente grigio-rosato generalmente in strati e banchi di spessore da decimetrico a plurimetrico. A diverse altezze si trovano intercalati strati metrici di calcareniti e calciruditi in cui la componente scheletri-

ca è costituita prevalentemente da bioclasti ed in minor misura da clasti di selce di vari colori (bianco-sporco, rosata e nera). Nella parta bassa del membro, e talvolta direttamente a contatto con il sottostante membro delle argilliti di Brolio, è presente un livello spesso fino a 60 m (litofacies calcarenitica del Monte Lischeta **STO<sub>1a</sub>**) di torbiditi ricche di bioclasti in strati medi e spessi generalmente a base calcarenitica e tetto marnoso, con sequenze di Bouma Tad e Tcd. Questa litofacies corrisponde a parte del Membro delle calcareniti di Montegrossi di FAZZUOLI *et alii* (1998); a nostro avviso questi due livelli calcarenitici sono differenziabili macroscopicamente in base all'associazione di facies, microscopicamente in base al contenuto fossilifero. L'analisi petrografica ha evidenziato la presenza di associazioni maastrichtiane (*Globigerinelloides* s.p., *Orbitoides* s.p., *Siderolites* s.p.), anche se non si esclude la presenza di forme terziarie (*Morozovella* s.p.).

Verso l'alto il membro delle marne del Sugame passa prevalentemente al Membro delle calcareniti di Dudda, solo localmente, a sud-est di M. Granaio, fra i due membri è interposto il membro delle Calcareniti di Montegrossi.

In letteratura questo membro è stato interpretato come un deposito emipelagico sedimentato al di sopra della CCD, in associazione a depositi di flussi torbiditici (FAZZUOLI *et alii*, 1985).

A causa della intensa deformazione lo spessore risulta difficilmente valutabile; si presume che possa raggiungere al massimo 200 m.

Le associazioni a nannofossili calcarei sono caratterizzate per la maggior parte da forme maastrichtiane rimaneggiate quali *Lithraphidites alatus*, *Micula murus*, *A. cymbiformis*; piu' rari elementi cretaceo-paleocenici quali *Biantholithus sparsus*, *Neocrepidolithus* sp. Non è stato possibile datare il tetto del membro, che risulta dalla letteratura (CANUTI *et alii*, 1965), eocenico medio. Sulla base dell'età del membro sottostante si ritiene di poter attribuire alla formazione una età eocenica superiore.

Eocene superiore?

membro delle calcareniti di Montegrossi (**STO<sub>3</sub>**)

Affiora in un'area di estensione molto limitata a sud-est di M. Granaio ed è costituito da torbiditi calcarenitico-calcsiltitiche, calciruditico-calcarenitiche e calcarenitico-marnose ricche in bioclasti, in strati da medi a spessi (da 50 cm a 2 m), talvolta amalgamati, caratterizzate da associazioni di facies F5-F8-F9a e F8-F9a; sporadicamente si possono osservare intercalazioni centimetriche di argilliti rosse. Si tratta di packstone a bioclasti caratterizzati dalla presenza di abbondanti forme riferibili ai generi *Nummulites*, *Discocyclina*, gusci di lamellibranchi e alghe rosse.

Il passaggio al sovrastante membro delle calcareniti di Dudda è netto.

Si tratta di depositi originatisi da flussi torbiditici di ambiente bacinale che indicano un ulteriore approfondimento del bacino.

Spessore massimo non superiore a 25 m.

Luteziano p.p.? (da letteratura).

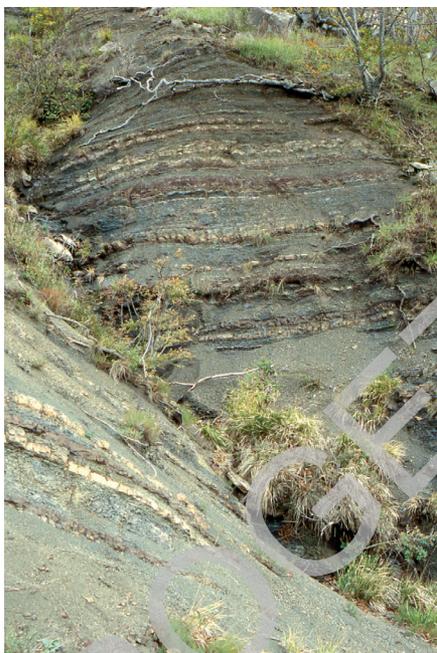


Fig. 30 - Scaglia toscana, Membro delle calcareniti di Dudda a sud-ovest di Monte La Piastra.

#### membro delle calcareniti di Dudda (STO4)

Affiorano nel settore sud occidentale del foglio con spessori variabili, in una fascia discontinua compresa fra Siviglioli e Croce a Veglia, e con due piccoli affioramenti a sud di Casoli.

Si tratta di argilliti e argilliti-marnose rosse, violacee, avana e verdognole mal stratificate cui si alternano strati torbiditici calcarenitico-marnosi (facies F8-F9a di MUTTI, 1992), e calcareo-marnosi (facies F9a), di spessore generalmente variabile tra i 10 ed i 50 cm (Fig. 30). Gli intervalli calcarenitici sono generalmente costituiti da biomicriti in cui i grani dello scheletro sono principalmente rappresentati da bioclasti (riferibile ai generi *Nummulites*, *Discocyclusina* e *Amphistegina*, globorotalidi, globigerinidi e alghe rosse) e intraclasti carbonatici. Subordinatamente sono inoltre presenti ruditi (associazione di facies F3-F5 di MUTTI, 1992), di spessore pluridecimetrico e con geometria lentiforme, costituite da clasti calcarei e silicei, scarsamente arrotondati o a spigoli vivi, e sporadicamente, da frammenti di rocce ignee e metamorfiche. I livelli plurimetri, presenti soprattutto nella parte bassa del membro, sono stati cartografati come litofacies a breccie e areniti calcareo-silicee (STO4c).

I rapporti stratigrafici con i membri sottostanti sono ricostruibili solo nella zona di Croce a Veglia, dove il membro delle calcareniti di Dudda poggia sia sul

membro delle calcareniti di Montegrossi sia sul membro delle marne del Sugame. In corrispondenza del passaggio con quest'ultimo membro diventa più frequente la presenza di intervalli marnosi rosati di spessore decimetrico. Nella Falda toscana, il passaggio al membro di Monte Filoncio, visibile tra M. Granaglia e Piano al Forno è stato ubicato in corrispondenza della scomparsa dei livelli calcarei. E' possibile poi ipotizzare che esistano rapporti di eteropia tra i membri delle calcareniti di Dudda e di M. Filoncio: quest'ultimo, come meglio specificato più avanti, nell'unità tettonica Acquerino, al Passo della Collina, risulta almeno Rupeliano, coprendo pertanto almeno parte dell'intervallo di sedimentazione del membro delle calcareniti di Dudda.

Questi sedimenti si sono depositi in un ambiente pelagico alimentato sporadicamente da flussi torbiditici intrabacinali a composizione prevalentemente carbonatica.

Lo spessore massimo del membro non supera 150 metri.

I campioni relativi alla parte basale del membro sono caratterizzati dalla presenza di *C. pelagicus*, *Chiasmolithus* sp., *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *S. predistentus*, *Sphenolithus* sp., e rarissimi *E. formosa* e *R. umbilica*, indicativi delle biozone MNP22-MNP23 del Rupeliano, in accordo con CANUTI *et alii* (1965) e DAMIANI *et alii* (1989). La parte alta, datata nella sezione di Piano al Forno (Falda toscana) in corrispondenza del passaggio con il membro di Monte Filoncio, è caratterizzata da un'associazione a nannofossili calcarei riferibile alla biozona MNP24 per la presenza di *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* > 10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *H. recta*, *S. moriformis*, *S. distentus*, *S. ciperoensis*, *Z. bijugatus*.

Rupeliano p.p. – Chattiano p.p.

#### membro di Monte Filoncio (STO<sub>6</sub>)

Affiora, nel settore sud occidentale, tra M. Granaglia e Tana a Termini (Falda toscana) e, nel settore sud orientale del foglio, a est del Passo della Collina (Unità tettonica Acquerino); esso è costituito da argilliti rosse, rosate, verdognole alternate a marne grigie a stratificazione poco marcata e a straterelli gradati di siltiti scure, di spessore compreso tra 2 e 15 cm.

Il passaggio al membro sovrastante è graduale (caratterizzato da un aumento della componente carbonatica e da una marcata variazione cromatica); nella successione della Falda toscana il contatto è probabilmente in parte di natura eteropica e localmente il Membro del Monte Filoncio passa, in modo netto, direttamente al Macigno.

L'ambiente di deposizione è pelagico, probabilmente non molto distante dalla scarpata.

Lo spessore massimo del membro non supera i 20-30 m nella Falda toscana e i 50 metri nell'Unità Acquerino.

Nella zona di Piano a Forno il membro è caratterizzato da un'associazione a

nannofossili calcarei caratterizzata dalla presenza di *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* >10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *S. moriformis*, *S. distentus*, *S. ciperoensis*, *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *R. daviesii*, *Z. bijugathus*, indicativi dell'intervallo biozonale MNP24-MNP25a di età Chattiano.

Negli affioramenti a nord dei Sassi dove affiora solamente la porzione medio-alta del membro, i campioni relativi alla parte inferiore dell'affioramento hanno mostrato un'associazione caratterizzata dalla presenza di *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *Chiasmolithus* sp., *D. bisectus*, *R. umbilica*, *S. moriformis*, *D. saipanensis*, *D. barbadiensis*, *E. obruta*, *I. recurvus*, indicativi della biozona MNP20 della parte alta del Priaboniano. Nei campioni relativi al resto della successione sono stati riconosciuti i seguenti eventi a nannofossili: LO (*Last Occurrence*-ultimo evento di comparsa) *D. saipanensis*/*D. barbadiensis*, *E. obruta* Acme, LO *E. formosa*, LO *R. umbilica*, LO *S. distentus*, FO (*First Occurrence*-primo evento di comparsa) *S. ciperoensis*, che permettono l'attribuzione all'intervallo biozonale MNP21a-MNP25a di età Rupeliano-Chattiano.

Priaboniano p.p.-Chattiano p.p.

membro delle marne di Rovaggio (**STO5**)

Affiora, in Val di Lima, tra Piani di Vico e Montale ed a sud di Casoli, nella zona del Passo della Collina in una fascia piuttosto continua tra il Passo di Piastreta e M. Cigoli; una scaglia di estensione limitata affiora tra M. Cigoli e Monte Pianali.

In Val di Lima (Falda toscana) il membro è caratterizzato da marne di colore grigio e più raramente vinaccia alle quali si intercalano sia torbiditi pelitico-marnose grigio-verdi di tracimazione sia torbiditi arenacee massive lenticolari legate al riempimento di canali sottomarini (zona di Casoli, Tana Betti e Piani di Vico). Nella zona del Passo della Collina (unità tettonica Acquerino) il membro è caratterizzato da marne e marne argillose di colore grigio chiaro, verdino e talora rossastro (colore che diventa dominante in prossimità del contatto con il sottostante membro di Monte Filoncio), intensamente foliate, con bioturbazione a fucoidi e *Zoophicus*. Localmente (Fosso Martellano) sono presenti torbiditi arenacee, a geometria lenticolare, contenenti *rip-up* marnosi di dimensioni centimetriche.

Il contatto con il Macigno è netto in Val di Lima, mentre tra il Passo della Collina e M. Cigoli alla base del Macigno è presente un livello di transizione, con spessori compresi fra 5 e 20 m, costituito da siltiti gradate color avana in sequenze Tce di potenza costante, mediamente intorno a 30-40 cm, simile a quello riconosciuto in posizione analoga nei Fogli 289 "Città di Castello" (Valle del T. Afra) e 299 "Umbertide" (zona del M. Filoncio).

Sono depositi emipelagici di scarpata inferiore associati a torbiditi sottili e fini di tracimazione e torbiditi arenacee di *by-pass*.

Lo spessore massimo è di circa 30 m.

L'analisi biostratigrafica mette in evidenza un brusco ringiovanimento del tetto del membro passando dalla successione della Falda toscana a quella dell'unità tettonica Acquerino. Nella falda toscana il membro è caratterizzato da un'associazione a nannofossili caratterizzata dalla presenza di *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* >10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *S. moriformis*, *S. ciproensis*, *Z. bijugatus*, indicativi della biozona MNP25a (Chattiano).

Nell'unità tettonica Acquerino la parte bassa del membro è caratterizzata da associazioni con *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* >10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *H. recta*, *S. moriformis*, *S. ciproensis*, *Z. bijugatus*, indicative dell'intervallo della biozona MNP25a. I Campioni raccolti nella parte alta del membro, in prossimità del contatto con il Macigno, sono caratterizzati da associazioni rare e poco diversificate rappresentate per la maggior parte da *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *S. moriformis*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *H. euphratis*, *Sphenolithus* sp., *Reticulofenestra* sp., indicative della biozona MMN1.

Chattiano p.p.-Aquitano p.p.?

### 3.2.11 - Macigno (MAC)

Questa formazione che affiora diffusamente nel settore occidentale e meridionale del Foglio 251 "Porretta Terme", in analogia con le distinzioni litostratigrafiche eseguite nell'ambito del Progetto CARG (Fogli 289 "Città di Castello" e 299 "Umbertide") è stata suddivisa in due membri: il membro di Molin Nuovo (MAC<sub>1</sub>) presente solo nella successione della Falda toscana e il membro di Poggio Belvedere (MAC<sub>2</sub>) affiorante sia nella Falda toscana che nell'Unità Acquerino. E' proprio su quest'ultimo membro che esistono problemi di correlazioni e attribuzioni formazionali. Esso è stato in parte attribuito alle Arenarie di M. Modino (BRUNI *et alii*, 1994 a e b), alla Formazione dell'Acquerino (BETTELLI *et alii*, 2002a; CIBIN *et alii*, 2004; CERRINA FERONI *et alii*, 2008) e alle Arenarie di Monte Cervarola (NARDI & TONGIORGI, 1962; DALLAN NARDI & NARDI, 1974; DALLAN *et alii*, 1981; Foglio 262 "Pistoia").

Tenuto conto dei dati biostratigrafici al momento disponibili su scala regionale e della caratteristica evoluzione dei depositi torbiditici lungo la direzione di flusso, il membro di Molin Nuovo affiorante nel Foglio 251 a nostro avviso rappresenta la porzione più prossimale di un sistema torbiditico (Fig. 31) che passa eteropicamente, verso SSE, al membro del Molin Nuovo (MAC<sub>1</sub>) ed a parte dei membri di Poggio Belvedere (MAC<sub>2</sub>) e di Lippiano (MAC<sub>3</sub>) dei fogli 289 - Città di Castello e 299 - Umbertide (corrispondenti alle Arenarie del Monte Falterona:

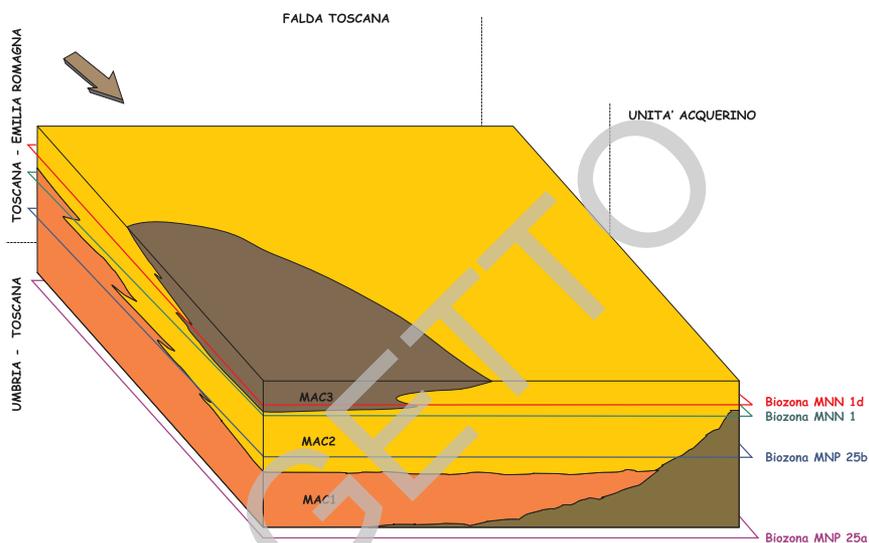


Fig. 31 – Schema dei rapporti tra i diversi membri del Macigno.

FAL<sub>1</sub> e FAL<sub>2</sub> dei Fogli 264 – Borgo San Lorenzo e Foglio 278 - Pieve S. Stefano). L'evoluzione delle correnti di torbida lungo l'asse del depocentro avrebbe infatti comportato una diminuzione della frazione grossolana ed un relativo aumento degli intervalli siltitico-pelitico da nord ovest-verso sud-est.

Il membro di Poggio Belvedere del Foglio 251 a nostro avviso rappresenta la porzione più prossimale e depocentrale dei sistemi torbiditici che verso SSE evolvono in una successione pelitico-arenacea (membro di Lippiano - **MAC<sub>3</sub>** dei Fogli 289 Città di Castello e 299 Umbertide; Arenarie del Monte Falterona: FAL<sub>3</sub> del Foglio 264 – Borgo San Lorenzo).

membro di Molin Nuovo (**MAC<sub>1</sub>**)

Presente solo nella successione stratigrafica della Falda toscana, affiora estesamente nel settore orientale del foglio tra M. Pelatone-M. Uccelliera–Crasciana e nel T. Liesina. Le migliori esposizioni si hanno tra il M. Lagoni e il Libro Aperto, nella Valle del T. Sestaione (tra M. Torto e Cappel d'Orlando) e tra M. Uccelliera e Montorli.

Si tratta di torbiditi quarzoso-feldspatiche di colore grigio alla frattura fresca (giallo ocreo all'alterazione), organizzate in banchi spessi e molto spessi (Fig. 32), frequentemente amalgamati, a base arenacea a grana grossolana con strutture da fuga di fluidi e intervalli pelitici per lo più assenti o di spessore esiguo. Le associazioni di facies più rappresentate sono F4-F5-F7-F8, F5-F8, e più raramen-

te F8-F9a. Sporadicamente si intercalano intervalli decimetrici di torbiditi sottili siltitico-pelitiche (facies F9a); un intervallo di un paio di metri di spessore, ben visibile sul versante sud-occidentale del M. Lagoni, è presente nella parte alta del membro. Petrograficamente (CALÒ, 1998) si tratta di arenarie pure ricadenti nei campi composizionali delle arenite feldspatolitiche e litofeldspatiche (DICKINSON, 1970) essendo costituite prevalentemente da quarzo e granuli feldspatici, presenti principalmente come cristalli singoli o in frammenti di roccia plutonico-gneissiche a tessitura grossolana. Per quanto riguarda la composizione dei frammenti litici a grana fine, nelle arenarie del membro del Molin Nuovo prevalgono i frammenti litici metamorfici (55-75%: scisti di basso grado, filladi, cloritoscisti) e vulcanici (20-38%: serpentiniti, vulcaniti acide e andesiti) mentre i litici sedimentari sono piuttosto scarsi (4-12%) con prevalenza dei litici silicoclastici sui carbonati extrabacinali. Questa composizione risulta del tutto analoga a quella delle omonime arenarie affioranti nel settore umbro (Fogli 289, 299, 310).

Il membro risulta assente nell'Unità Acquerino, enucleatasi probabilmente in una porzione più marginale, e più prossima alla scarpata, del bacino "toscano", dove in quell'intervallo di tempo proseguiva la sedimentazione della Scaglia toscana.

Il passaggio al membro del Poggio Belvedere è ben visibile nella valle del T. Sestaione e sul crinale M. Pelatone - M. Lagoni, dove è caratterizzato dalla presenza, nel membro di Molin Nuovo, di almeno 5 torbiditi arenacee amalgamate

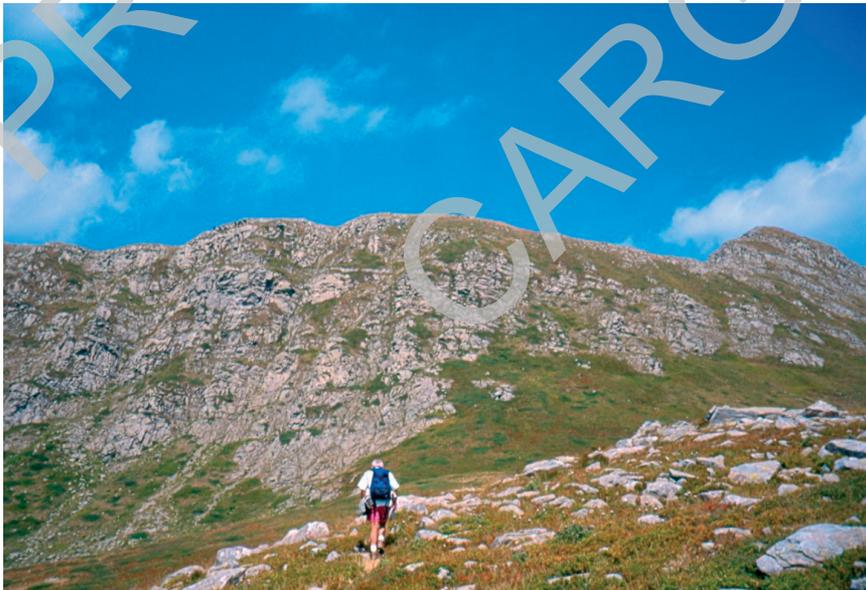


Fig. 32 – Macigno, membro del Molin Nuovo, versante emilano del Libro Aperto.

spesse complessivamente circa 50 m, cui segue, nel membro di Poggio Belvedere, un intervallo metrico di torbiditi arenitico-marnose e siltitico-marnose con  $A/P \approx 1$  ed abbondante componente carbonatica.

Depositi torbiditici di avanfossa, con facies caratteristiche di lobo e più sporadicamente di frangia di lobo.

Lo spessore massimo raggiunge circa 1100 m.

L'associazione a nannofossili calcarei della parte medio bassa di questo membro è rappresentata da *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *S. ciproensis*, *S. moriformis*, *S. dissimilis*, *Z. bijugatus*; viene inoltre riconosciuto l'evento di LO di *S. ciproensis*: le caratteristiche generali delle associazioni sono indicative dell'intervallo biozonale MNP25a-MNP25b. L'età del tetto del **MAC<sub>1</sub>** è databile indirettamente sulla base dell'età dei campioni relativi al livello marnoso presente alla base del **MAC<sub>2</sub>**.

Chattiano p.p.

membro di Poggio Belvedere (**MAC<sub>2</sub>**)

Questo membro è ben rappresentato sia nella Falda toscana (tra il M. Pelatone ed il M. Cardoso), nella valle del T. Liesina, nella zona sud occidentale del Foglio, tra Crasciana e M. Foggetta) che nell'unità tettonica Acquerino (tra Piteccio e M. Cigoli - M. Pianali).

Il membro, caratterizzato da una sequenza *thinning-fining upward*, è costituito, nella parte bassa da torbiditi arenacee e arenaceo-pelitiche in strati da medi a spessi (facies F5-F8-F9a, F8-F9a) cui si intercalano intervalli metrici e decametrici di torbiditi sottili per lo più siltitico-pelitiche (facies F9a). Nella parte alta del membro, meglio esposta nell'unità tettonica Acquerino, aumentano gli spessori degli intervalli a torbiditi sottili e diventano via via più sporadici gli strati più spessi e grossolani. In particolare, in questa unità, fra il Passo della Collina e M. Cigoli è stata distinta una litofacies pelitico-arenacea (**MAC<sub>2a</sub>**) con spessore massimo di circa 20 m e costituita da torbiditi sottili siltitico-pelitiche (facies F9a), che rappresenta la transizione fra la Scaglia toscana ed il Macigno in questo settore della catena.

In tutto il membro possono essere presenti anche torbiditi arenitico-marnose con  $A/P \leq 1$  ed elevata componente carbonatica.

Il tetto stratigrafico di questo membro risulta sempre tagliato da contatti tettonici.

Si tratta di depositi di frangia di lobo associati a più sporadiche torbiditi di lobo.

Lo spessore massimo è compreso fra circa 250 m, nella Falda toscana, e circa 1000 m nell'unità Acquerino.

Nel **MAC<sub>2</sub>** della Falda toscana il passaggio **MAC<sub>1</sub>/MAC<sub>2</sub>** è caratterizzato da una associazione a nannofossili con *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. flo-*

*ridanus*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *H. euphratis*, *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. conicus*, *Sphenolithus capricornutus*, *Sphenolithus delphix*, indicativa della biozona MNN1b. Nella parte alta del MAC<sub>2</sub>, affiorante al M. Lagoni il pessimo stato di conservazione delle associazioni, rappresentate essenzialmente da *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10µm, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *S. moriformis* e la dubbia presenza di *S. disblemenos* rendono incerta l'attribuzione alla biozona MNN1d.

I campioni del MAC<sub>2</sub> dell'Unità Acquerino sono rappresentati da associazioni scarse e poco diversificate dove è costante la presenza di *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *H. euphratis*, *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis* indicativi della biozona MNN1 indistinta. Più a sud, nell'area dei Fogli 299 "Umbertide" e 310 "Passignano sul Trasimeno" il MAC<sub>2</sub> delle zone più esterne ha un'età compresa fra le Biozone MNN1 (indistinta) e MNN1d.

Aquitaniiano p.p.

#### 4. - DOMINIO TOSCO-UMBRO

Affiorano con le migliori esposizioni tra il Monte la Nuda, la Valle del T. Orsina e San Pellegrino (successione dell'Unità Rentella).

La successione dell'Unità Rentella, in seguito descritta dettagliatamente, rappresenta a nostro parere un insieme di depositi di avanfossa e *piggy-back* sedimentati in un dominio di transizione fra il Toscano e l'Umbro. Sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche del suo substrato (decisamente più affini a quelle del dominio Umbro s.s.) potrebbe a nostro avviso anche rappresentare la porzione più interna del Dominio Umbro.

##### 4.1. - UNITÀ RENTELLA

La successione stratigrafica dell'Unità Rentella affiora estesamente nella porzione centro-orientale del Foglio 251 "Porretta Terme" dove è principalmente costituita da una potente successione torbiditica arenaceo-pelitica che, a nostro avviso, rappresenta l'espressione di depositi silicoclastici sedimentatisi sia in un ambiente di avanfossa (per quanto riguarda i termini basali aquitaniiano-burdigaliani p.p.) che in un bacino *piggy-back* (per quanto riguarda le formazioni burdigaliano p.p.-langhiane). Le due porzioni di successione sono separate da una discordanza che registra le fasi burdigaliane del sistema catena-avanfossa appenninico.

In affioramento la parte più bassa della successione dell'Unità Rentella è rappresentata da una formazione marnosa (Formazione di Monte Rentella) che mostra caratteri litologici di transizione tra i sedimenti pelagici chattiano-aquitainiani della Successione umbra (Scaglia Cinerea) e quelli della Successione toscana (Scaglia toscana). Caratteri litostratigrafici di transizione tra il Dominio toscano e quello umbro sono rappresentati anche dalla successione di avampaese del pozzo Suviana (ANELLI *et alii*, 1994), dove alla base dei depositi silicoclastici è presente un intervallo a marne grigie con sottostanti marne varicolori che a nostro avviso possono corrispondere alla Formazione di Monte Rentella.

La parte alta dell'Unità Rentella è rappresentata, a partire dal basso, dalle marne emipelagiche della Formazione di Pacchioni e dalle sovrastanti torbiditi silicoclastiche della Formazione di Castiglione dei Pepoli. La Formazione di Pacchioni corrisponde al membro pelitico della Formazione di Stagno (**STA3**) del Foglio 252 Barberino del Mugello, che si è deciso in questa sede di elevare al rango di Formazione, in virtù dell'importante ruolo geodinamico che riveste. La repentina disattivazione del sistema torbiditico della formazione di Stagno, il brusco cambiamento di ambiente sedimentario registrato con la deposizione della formazione di Pacchioni e la costante presenza di un potente deposito da *slumping* di estensione regionale al passaggio fra le due, potrebbe indicare infatti, a nostro avviso, più che fenomeni di variazione eustatica o riempimento del bacino stesso, un significativo sollevamento di questo bacino di sedimentazione, da mettere in relazione ad attività tettonica legata alla propagazione di un *thrust* al fronte del bacino stesso. In questo intervallo di tempo un'importante fase tettonica è documentata nella successione Epiligure (CERRINA FERONI *et alii*, 2002) e nella successione del Cervarola.

Le emipelagiti della Formazione di Pacchioni pertanto, insieme alle torbiditi della Formazione di Castiglione dei Pepoli formano una successione *thickening-coarsening upward* che potrebbe essere l'espressione di un deposito *piggy-back* aperto con la coeva successione di avanfossa della Formazione Marnosa-Arenacea Umbra e Romagnola.

#### 4.1.1. - *Formazione di Monte Rentella (FMR)*

Corrisponde a parte delle Marne di Villore dell'adiacente Foglio 252, ed affiora nella valle del T. Orsigna, tra Fosso Forra del Castello (a Ovest di Orsigna) e Pracchia, proseguendo fino a Monticelli; altri affioramenti sono presenti nella valle del T. Limentra di Sambuca, nei pressi di Spedaletto. Potrebbe a nostro avviso corrispondere alla Successione del Monte Rentella, affiorante, nell'Appennino Tosco-umbro (BROZZETTI *et alii*, 2000; Foglio 299 "Umbertide") al tetto della Successione umbro-romagnola.

Litologicamente è costituita da marne o marne siltose e siltiti di colore da grigio a grigio verde su superfici fresche, che diventano più chiare quando gli affioramenti sono alterati. Gli intervalli più marnosi mostrano spesso un'intensa bioturbazione a Condriti, Fucoidi e Zooficus. Nelle aree poco disturbate dalla tettonica, queste marne sono caratterizzate da una stratificazione evidenziata sia da una variazione di colore, che riflette una diversa composizione, sia dalla presenza di rari strati sottili siltitico-marnosi all'interno dei quali è riconoscibile una laminazione debolmente ondulata e piano-parallela. Dove questa formazione appare fortemente tettonizzata, la stratificazione non è più osservabile e questa litologia tende a suddividersi in elementi scheggiosi e subaciculari con bordi taglienti.

Passaggio stratigrafico netto alla sovrastante Formazione del Torrente Carigiola.

Rappresenta un deposito di scarpata nel quale la normale sedimentazione emipelagica è inquinata da sporadici eventi detritici molto diluiti che preannunciano la sedimentazione torbidiuca della Formazione del Torrente Carigiola.

Spessore massimo non superiore ad un centinaio di metri.

La porzione affiorante di questa formazione risulta rappresentata, alla base da associazioni con *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *S. moriformis*, *S. ciproensis*, *R. daviesii*, *Z. bijugatus* (MNP25a) e al tetto da associazioni con *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10 µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *H. euphratis*, *H. carteri*, *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. disbelemnus* (MNN1d).

Chattiano p.p. - Aquitaniano p.p.

#### 4.1.2. - Formazione del Torrente Carigiola (TCG)

È presente, in buone condizioni di affioramento, nel settore orientale del foglio in due elementi che da direzione NW-SE passano ad W-E, estesi rispettivamente, quello più settentrionale da Biagioni (dove è ben visibile anche il passaggio alla sovrastante formazione di Stagno) fino a Corniolo, l'altro dal Monte La Nuda a Pracchia, Spedaletto, Poggio Lupino.

La formazione è suddivisa, analogamente all'adiacente Foglio 252, in due membri, il più basso da pelitico-arenaceo ad arenaceo-pelitico, con intercalazione di megatorbiditi (membro a megastrati arenacei - **TCG<sub>1</sub>**); il più alto, prevalentemente siltitico-marnoso (membro pelitico - **TCG<sub>2</sub>**).

Petrograficamente le areniti analizzate (Fig. 33) sono delle arenarie pure (NCE<sub>91-100</sub>CE<sub>1-5</sub>CI+NCl<sub>0-5</sub>), *sensu* ZUFFA (1980;1985) e ricadono in un'area a cavallo dei campi composizionali delle areniti feldspatiche e litofeldspatiche (Q<sub>30-49</sub>F<sub>28-52</sub>L+CE<sub>15-32</sub>), *sensu* DICKINSON (1970). Fra i frammenti litici a grana

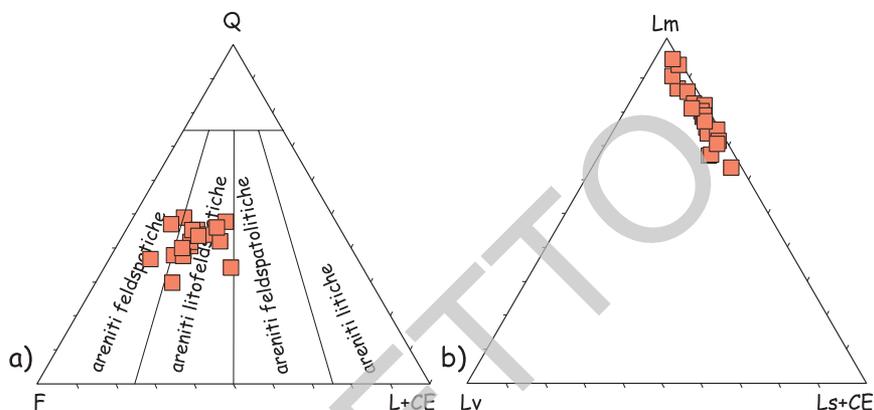


Fig. 33 - Composizione petrografica delle arenarie della Formazione del T. Carigiola. a: diagramma Q-F-L+CE; b: diagramma dei frammenti litici a grana fine (Lm-Lv-Ls+CE).

fine prevalgono le rocce metamorfiche di basso grado, seguite dai litici sedimentari (dolomie e calcari); piuttosto scarse le vulcaniti (vulcaniti, subvulcaniti acide) e le serpentiniti. Il contenuto in frammenti litici carbonatici diminuisce nella parte alta della formazione con una moda che varia da  $Lm_{63-90}Lv_{1-8}Ls+CE_{15-61}$  (TCG<sub>1</sub>) a  $Lm_{86-95}Lv_{1-5}Ls+CE_{3-9}$  (TCG<sub>2</sub>).

Questa formazione rappresenta un sistema torbiditico pienamente sviluppato e dominato, per gran parte del suo spessore, da facies di lobo e frangia di lobo (con megatorbiditi silicoclastiche), che passano verso l'alto a una facies più pelitica che rappresenta la disattivazione del sistema deposizionale. Non è al momento possibile stabilire se questo fenomeno sia legato a fattori tettonici, eustatici o ad una combinazione di entrambi.

Aquitaniense p.p.

membro a megastrati arenacei (TCG<sub>1</sub>)

Il Membro affiora con le migliori esposizioni al Monte La Nuda, nella zona compresa tra C. Corrieri e Porta Franca, alla confluenza tra il T. Randaragna ed il F. Reno, nei dintorni di S. Pellegrino ed è caratterizzato da una successione complessivamente arenaceo-pelitica (Fig. 34) ma che comunque mostra caratteri sedimentologici variabili e non omogenei. Nella porzione inferiore del membro sono frequenti gli intervalli a torbiditi siltitico-pelitiche sottili e medie (facies F9a – Tc e Td di Bouma), cui si associano livelli con liste di selce nera, decametrici depositi da *slumping* e strati, di spessore variabile da 80 cm a 2,5 m, a base arenitica medio-grossolana ben classata e gradata (facies F8) e tetto siltitico-marnoso poco sviluppato (facies F9a - Tc e Td di Bouma), in cui il rapporto A/P è generalmente maggiore o uguale a 1. Caratteristica della successione sopra descritta è la presen-

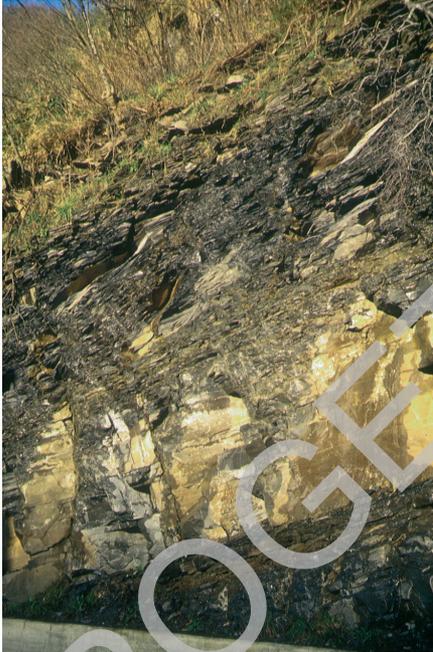


Fig. 34 – Formazione del T. Carigiola, membro a megastrati arenacei, loc. Biagioni.

za di megatorbiditi (almeno sei) di spessore plurimetrico (fino a 13,5 m), con base a grana arenitica medio-grossolana, talvolta microconglomeratica (facies F5-F8), mal classata e contenente grossi intraclasti pelitico-marnosi, cui segue, con un passaggio piuttosto brusco, una siltite a laminazione ondulata (Tc di Bouma) che sfuma verso l'alto ad una marna, con laminé piano-parallele nella parte bassa e massiva nella parte alta (Td-e di Bouma). Alla base di queste megatorbiditi è frequente la presenza di strutture erosive. Il rapporto A/P è generalmente uguale a 1. L'ultima megatorbidite affiorante nelle vicinanze dell'abitato di Biagioni segna l'inizio di una sedimentazione decisamente più arenaceo-pelitica. Questa porzione di successione è caratterizzata prevalentemente da strati, medi e spessi, a base arenitica medio-grossolana (facies F5 e/o F8), in cui frequentemente sono osservabili anche piccoli tappeti di trazione (facies F7); al tetto di questi strati è presente un intervallo siltitico-pelitico (Tc-d di Bouma) di spessore generalmente minore rispetto alla porzione arenitica. Gli intervalli di torbiditi fini e sottili sono decisamente ridotti sia in numero che spessore. In questa porzione di successione sono piuttosto frequenti livelli ricchi di frustoli vegetali ad andamento lenticolare e intensamente fogliettati (ad es. lungo la S.P. 632 -Traversa di Pracchia- tra il Fosso delle Rosette e il Fosso del Cigno del Corvo) e *pebbly sandstone* (facies F2) di spessore metrico e plutimetrico con caratteristiche simili a quelli descritti nella formazione di Serpiano.

Il passaggio al membro pelitico è netto; in prossimità del contatto, nel membro a megastrati arenacei è talora presente un *pebbly sandstone* di spessore plurimetrico (M. la Nuda, Fosso delle Naspe, Fosso Silvano, Quadrano, dintorni di Case Boni).

Le associazioni di facies presenti nel membro a megastrati arenacei sono tipiche di depositi torbiditici di lobo e frangia di lobo, contenenti megastrati che rappresentano una risedimentazione in massa di enormi volumi di materiale silicoclastico in un bacino relativamente confinato. La loro presenza potrebbe essere legata, come nel caso delle megatorbiditi delle Arenarie di M. Cervarola (CEV<sub>2</sub>) ad eventi catastrofici che si susseguivano, piuttosto ripetutamente, nell'area-sorgente.

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata dalla presenza di *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *H. euphratis*, *H. carteri*, *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. conicus* ed è attribuibile alla biozona MNN1d per la presenza di *S. disbelemnus*.

Lo spessore medio di questo membro varia da 350 m fino a 750 m nel settore SE.

Aquitaniiano p.p.

membro pelitico (TCG<sub>2</sub>)

Affiora con buone esposizioni a Case Boni, nel T. Randaragna, al Monte la Nuda, nel Fosso delle Naspe. Il membro (Fig. 35) è costituito da torbiditi siltitico-marnose e pelitiche (Tc-d, Tc-e, Td-e di Bouma) con rapporto A/P generalmente < 1 e in cui la stratificazione non risulta sempre ben evidente. Questi strati hanno uno spessore generalmente inferiore a 20 cm e sembrano leggermente più spessi nella parte bassa della successione (5-20 cm) e più sottili nella parte medio-alta (3-15 cm). Si intercalano sottili depositi da *slumping* e strati calcsiltitico-marnosi di color giallastro e spessi fino a 40 cm. Al tetto della successione, in prossimità del contatto con la sovrastante Formazione di Stagno, sono presenti tre strati a geometria lentiforme con base arenitica medio-fine (facies F8) e tetto pelitico-marnoso (Tc-Td di Bouma) talvolta bioturbato.

Nei dintorni di S. Pellegrino, tra Balzo del Pidocchino e Poggio Lupino, tra il T. Orsigna e Monticelli, con le migliori esposizioni nel Fosso di Porta Franca, è stata distinta la litofacies pelitico-arenacea (TCG<sub>2a</sub>), in rapporti di eteropia con la porzione più marnosa. La litofacies è caratterizzata da torbiditi siltitico-pelitiche e marnose in strati sottili, di spessore generalmente compreso tra i 5 e i 30 cm, talvolta con liste di selce nera. Nella parte medio-alta sono presenti sporadicamente torbiditi arenacee a geometria lenticolare, spesse da 50 cm a 2 m.

Lo spessore del membro varia da 50 m a 120 m (litofacies pelitico-arenacea). Il contatto con la sovrastante Formazione di Stagno è netto.

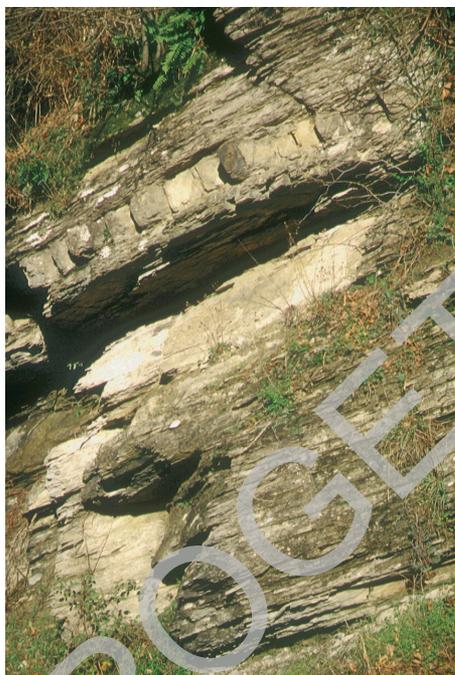


Fig. 35 - Formazione del T. Carigiola, membro pelitico, loc. Case Boni.

Depositi torbiditici fini di tracimazione associati a sporadici depositi grossolani di *by-pass*.

L'analisi biostratigrafica ha evidenziato la presenza di *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10 $\mu$ m, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococites* sp., *H. euphratis*, *H. carteri*, *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. conicus*, *S. disbelemnus* ed indicativi della biozona MNN1d.

Spessore di circa 50 m.

Aquitaniiano p.p.

#### 4.1.3. - Formazione di Stagno (STA)

E' presente in scaglie tettoniche di direzione da NW-SE a W-E, che affiorano in una fascia compresa tra il M. La Nuda, a nord ovest, e la zona di Pontepetri-S. Pellegrino a sud. Nell'area del Foglio 252, tra Corniolo ed il M. Femmina, è stato in parte cartografato come membro a megastri della Formazione del Torrente Carigiola.

La formazione è stata suddivisa in due membri, uno arenaceo-pelitico basale (STA<sub>1</sub>), uno pelitico-arenaceo sommitale (STA<sub>2</sub>).

Si tratta di depositi torbiditici di avanfossa con una sequenza *thinning-fining*

*upward* caratterizzati da facies di lobo arenaceo e di frangia di lobo.  
Aquitaniiano p.p. - Burdigaliano p.p.

membro arenaceo-pelitico (STA1)

Le migliori esposizioni si trovano al Balzo del Fabiano, sul versante orientale del M. la Nuda, sul versante orientale della valle del T. Orsigna, a Pracchia, tra Sette Ponti e Banditelli, a sud di Monte dei Boschi.

La porzione inferiore del membro, caratterizzata da una successione *thickenig-coarsening upward*, è costituita da alternanze di intervalli di torbiditi arenaceo-pelitici ( $A/P > 1$ ) di spessore variabile da 30 cm a 2,50 m e pacchi pluridecimetri di torbiditi fini sottili e medie (intervalli Tc-d di Bouma). Le sequenze più spesse e grossolane sono caratterizzate da strati con associazioni di facies F7-F8-F9a (Fig. 36), e solo sporadicamente, alla base e come riempimento di strutture erosive (*scour*), è possibile osservare anche la facies F5. In questa porzione della successione sono inoltre presenti torbiditi carbonatiche, che ben risaltano per il loro colore biancastro. Queste ultime hanno generalmente spessore compreso tra i 30 ed i 40 cm, base calcilittica a laminazione ondulata (Tc di Bouma) seguita da un intervallo pelitico in cui si riconoscono gli intervalli T<sub>3</sub>-T<sub>4</sub>-T<sub>6</sub> di STOW & SHANMUGAM (1980), caratterizzati, rispettivamente, da una sottile laminazione ad andamento regolare data dall'alternanza di livelli siltosi e livelli argillosi, da una laminazione convoluta presente a tratti e da peliti gradate.



Fig. 36 - Tappeti di trazione (facies F7) negli intervalli arenitici della Formazione di Stagno, membro arenaceo pelitico (loc. Banditelli).

Nella parte intermedia del membro le torbidite fini e sottili non sono più presenti e gli strati sono generalmente caratterizzati da sequenze di facies del tipo F5-F8 (con frequenti fenomeni di amalgamazione) e F5-F8-F9a con rapporto  $A/P \gg 1$ .

La parte superiore del membro, con sequenza *thinning-fining upward*, mostra associazioni di facies molto simili a quella inferiore; in questa porzione sono inoltre presenti *pebbly-sandstones* (facies F2) di cui uno, spesso 7 m, (nei pressi di Olivacci) è costituito da areniti medio-fini all'interno delle quali si trovano sporadicamente clasti arrotondati di rocce metamorfiche, ignee e carbonatiche, di dimensioni fino a 10 cm.

Petrograficamente (Fig. 37) si tratta di arenarie pure che ricadono nel campo delle arenarie litofeldspatiche ( $Q_{41-58} F_{21-39} L+CE_{12-36}$ ), *sensu* DICKINSON (1970). I frammenti litici a grana fine ( $Lm_{81-95} Lv_{1-5} Ls+CE_{3-13}$ ) più abbondanti sono le metamorfite di basso grado; fra i litici sedimentari prevalgono i carbonatici sui silicoclastici; più rari i litici vulcanici (perlopiù serpentiniti).

Il passaggio al sovrastante membro pelitico-arenaceo è graduale; nell'area del foglio il contatto tra i due membri è posto in corrispondenza della base della prima megatorbidite osservabile nel membro pelitico-arenaceo.

Si tratta di depositi torbiditici di avanfossa, caratterizzati da associazioni di facies di lobo e frangia di lobo.

L'associazione a nannofossili calcarei, caratterizzata dalla presenza di *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10 $\mu$ m, *D. deflandrei*, *Discocaster* sp., *Dictyococcites* sp., *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. conicus*, *S. disblemnos*, *H. carteri* e, più rara, *H. euphratis* (biozona MNN2a); nella parte

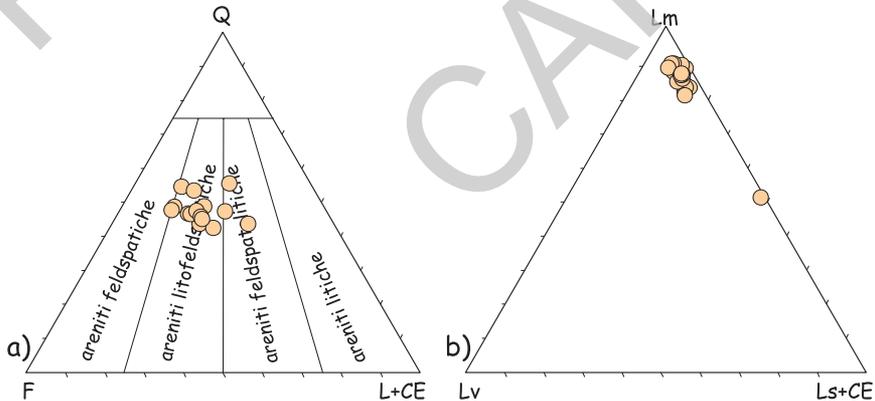


Fig. 37 - Composizione petrografica delle arenarie della Formazione di Stagno, membro arenaceo-pelitico (STA). a: diagramma Q-F-L+CE; b: diagramma dei frammenti litici a grana fine ( $Lm-Lv-Ls+CE$ ).

medio alta del membro arenaceo-pelitico la presenza di *H. ampliaperta*, *Helicospaera mediterranea*, ha permesso di individuare la biozona MNN2b.

Lo spessore massimo è di circa 500 m ma tende a ridursi da est verso ovest, fino a valori di circa 350 m nella Valle del T. Orsigna.

Aquitaniiano p.p. - Burdigaliano p.p.

#### membro pelitico-arenaceo (STA<sub>2</sub>)

I migliori affioramenti sono osservabili nella valle del T. Randaragna, nella zona compresa fra il M. Grossi ed il Balzo della Saetta, sul versante meridionale del M. Tresca, lungo il T. Dardagna (nella parte settentrionale del foglio). Nell'area del Foglio 236 è stato cartografato come Formazione del Torrente Scoltenna.

Questa successione torbiditica, a grande scala *thinning-fining upward*, è costituita da intervalli metrici e pluridecametrici di torbiditi siltitico-marnose sottili e medie (intervalli Tc-d di Bouma) cui si intercalano strati più spessi (da 60 cm al metro) con associazioni di facies F8-F9a e rapporto A/P generalmente < 1. Caratteristica di questo membro è la presenza sporadica di megastrati spessi fino a 9m, a base arenitica fine o siltitica con laminazione ondulata a grande scala (Ta e Tc



Fig. 38 – Formazione di Stagno, membro pelitico-arenaceo a sud di Granaglione. Strati rovesciati.

di Bouma) e tetto marnoso molto sviluppato (Fig. 38). In questo caso il rapporto A/P varia da 1/4 a 1/5. La megatorbidite stratigraficamente più bassa, spessa circa 8m, rappresenta uno strato guida e segna il limite stratigrafico con il sottostante membro arenaceo-pelitico (**STA<sub>1</sub>**).

Al tetto del membro è stato cartografato (lungo il Fosso di Baricello, al M. Cavallo, nei pressi della Madonna del Calvigi, a Pacchioni) un intervallo a struttura caotica, di spessore estremamente variabile, dalle centinaia di metri a zero (litofacies caotica **STA<sub>2a</sub>**), caratterizzato dalla presenza di spessi depositi da *slumping* che rimaneggiano porzioni della sottostante successione torbiditica, cui si associano, più sporadicamente *slide block* e depositi da *debris-flow* a elementi argillosi e marnosi costituiti da AVP, FIU ed MMA. Porzioni di AVP, FIU ed MMA possono risultare intercalate alla normale successione anche nella parte medio alta del membro (area di Case Gnoeco e Case Bruschini, a NW di M. Grossi); queste porzioni potrebbero essere derivate da franamenti di parte del prisma ed essere interpretate come depositi prossimali ad alimentazione trasversale rispetto all'asse dell'avanfossa.

Passaggio netto e chiaramente discordante alla Formazione di Pacchioni, spesso contraddistinto dalla presenza di uno spesso deposito da *slumping* (Fig. 39).



Fig. 39 – Passaggio tra la Formazione di Stagno (membro pelitico-arenaceo, litofacies caotica – **STA<sub>2a</sub>**) e la Formazione di Pacchioni (**FPH**). Successione rovesciata.

Depositi torbiditici bacinali caratterizzati da associazioni di facies di frangia di lobo con rare intercalazioni di facies di lobo presenti prevalentemente nella parte bassa del membro.

Spessore variabile da 300 a 450 m, probabilmente da mettere in relazione ad una morfologia irregolare del bacino che poteva essere caratterizzato dalla presenza di zone di alti strutturali e zone più depresse.

I campioni relativi alla parte medio-alta presentano associazioni a nannofossili caratterizzate dalla presenza di *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *H. euphratis*, *H. carteri*, *H. ampliaperita*, *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. conicus* *S. disblemnos* (MNN2b); inoltre la presenza e i valori percentuali di *S. belemnos* hanno permesso di evidenziare il passaggio alla biozona MNN3a.

Burdigaliano p.p.

#### 4.1.4. - *Formazione di Pacchioni (FPH)*

Affiora prevalentemente nel settore orientale del Foglio, nella zona compresa fra Molino del Pallone ed il Rifugio Segavecchia, nei dintorni dei Pracchioni, con le migliori esposizioni lungo la strada che da Calvigi porta all'abitato di Granaglione.

Litologicamente è costituita da marne e marne siltose grigie, grigio chiare per alterazione, mal stratificate o debolmente stratificate, ricche di foraminiferi planctonici, cui si intercalano, nella parte alta, sottili strati torbiditici siltitico-marnosi.

Localmente, nei pressi di Bellavalle e della Madonna dell'Acero e a est di Molino del Pallone, la formazione risulta assente, e il membro pelitico-arenaceo delle Formazioni di Castiglione de Pepoli si trova direttamente a contatto con il membro pelitico-arenaceo della Formazione di Stagno.

Il contatto con il sovrastante membro pelitico-arenaceo della Formazione di Castiglione dei Pepoli (**CDP<sub>3</sub>**) è graduale.

Si tratta di depositi emipelagici e torbiditici fini di trascinamento di ambiente di scarpata.

Spessore molto variabile, al massimo circa 50 m.

I campioni della Formazione di Pacchioni raccolti nella località tipo, mostrano associazioni a nannofossili calcarei caratterizzate dalla presenza di *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *H. euphratis*, *H. carteri*, *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. belemnos*, riconducibili alla biozona MNN3a. Burdigaliano p.p.

#### 4.1.5. - *Formazione di Castiglione dei Pepoli (CDP)*

Affiora estesamente nell'area centro-orientale del foglio dove è stato possibile ricostruire la stratigrafia dell'intera successione. Le migliori esposizioni si trovano tra Monte Grande, Monte Pizzo, Monteacuto delle Alpi, il Pianaccio, Granaglione, Molino del Pallone, Ponte alla Venturina e Pennola.

Sono stati distinti tre membri che mostrano una chiara sequenza *thickening-coarsening upward*, in continuità stratigrafica sulle sottostanti marne della Formazione di Pacchioni. L'ordine di sovrapposizione stratigrafica dei membri differisce da quello proposto per l'adiacente Foglio 252 "Barberino del Mugello", dove sono stati distinti solamente due membri, affioranti in due elementi tettonici differenti, e per i quali non è stato possibile evidenziare i reali rapporti reciproci. La numerazione delle sigle, qui utilizzate, adeguandosi a quella dell'adiacente Foglio 252, non segue pertanto il consueto ordine di sovrapposizione stratigrafica. Dal basso verso l'alto i membri distinti sono: il membro pelitico-arenaceo (**CDP<sub>3</sub>**), il membro arenaceo-pelitico (**CDP<sub>2</sub>**) e il membro arenaceo (**CDP<sub>1</sub>**).

Al tetto la Formazione di Castiglione dei Pepoli risulta troncata a diversi livelli stratigrafici dal sovrascorrimento di base della Unità Modino-Cervarola.

Nell'area del foglio 251 la formazione ha uno spessore massimo di 800 m ma presenta il suo massimo spessore nelle zone più orientali (Foglio 252 "Barberino del Mugello") dove può raggiungere i 1000 m.

Burdigaliano p.p. – Langhiano p.p.

#### membro pelitico-arenaceo (**CDP<sub>3</sub>**)

Nell'area del Foglio 252 è stato cartografato come Membro a megastrati arenacei della Formazione del Torrente Carigiola. Le migliori esposizioni si trovano a sud del Pianaccio, nel Fosso del Baricello, a SE del M. Pianacetto, tra M. Toccaciolo e Pacchioni, a NE di M. dei Boschi, a W della Madonna del Calvigi, a NE di Molino del Pallone.

La successione di questo membro è caratterizzata da torbiditi silicoclastiche siltitico-marnose in strati sottili (Tc-d e Td di Bouma) con limiti non sempre ben definiti, alle quali si intercalano nella parte più alta del membro torbiditi in strati medi con base talvolta a grana arenitica fine e associazioni di facies F8-F9a. Gli intervalli marnosi di color grigio chiaro, mostrano intensa bioturbazione. A diverse altezze nella successione stratigrafica si possono osservare rari strati calcarei spessi dai 3 ai 6 cm di colore bianco sporco-giallastro.

Il passaggio al sovrastante membro pelitico-arenaceo è graduale.

Depositi torbiditici fini di tracimazione in ambiente di scarpata esterna.

Spessore di circa 60 m.

I campioni analizzati nei primi strati del membro presentano associazioni a nannofossili calcarei rappresentate da *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *H.*

*euphratis*, *H. carteri*, *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. conicus*, *S. belemnos*, quest'ultimo presente in valori percentuali indicativi della biozona MNN3a; nella restante parte del membro il calo percentuale di *S. belemnos* e la presenza di esemplari di *S. aff. heteromorphus* sono indicativi del passaggio nella biozona MNN3b.

Burdigaliano p.p.

membro arenaceo-pelitico (CDP<sub>2</sub>)

Affiora estesamente tra il Rifugio Bagnadori ed il M. Toccaciolo, nella zona di Monteaacute delle Alpi, nella valle del F. Reno tra Molino del Pallone, Taviano e Fondamento, tra M. Piella e M. di Granaglione, sul versante sud orientale di M. Tresca.

Il membro è costituito principalmente da torbiditi arenaceo-marnose (facies F9a- intervalli Tc e Td di Bouma) con rapporto A/P >1 e spessore variabile da pochi centimetri fino al metro. Sono inoltre presenti, soprattutto nella parte medio-alta della successione, torbiditi sempre inferiori ai due metri, a base arenitica media e fine (facies F8 – intervallo Ta di Bouma) generalmente ben classata, che sfuma verso l'alto a un intervallo siltitico e siltitico-marnoso con lamine ondulate e/o incrociate e/o convolute (intervallo Tc di Bouma); al tetto sono presenti pochi centimetri di marne a laminazione piano-parallela (intervallo Td di Bouma). A diverse altezze nella successione (ma più abbondanti nella parte bassa) si osservano intervalli plurimetrici di torbidi sottili e molto sottili, con rapporto A/P <<1; localmente presenti depositi da *slumping* (Fig. 40).

Petrograficamente (Fig. 25) si tratta di arenarie e arenarie pure che ricadono nel campo delle arenite litofeldspatiche e più raramente feldspatolitiche (Q<sub>35-55</sub>F<sub>24-37</sub>L+CE<sub>5-42</sub>), *sensu* DICKINSON (1970). I frammenti litici a grana fine (Lm<sub>61-95</sub>LV<sub>1-6</sub>LS+CE<sub>4-37</sub>) più abbondanti sono le metamorfiti di basso grado; fra i litici sedimentari prevalgono i carbonatici sui silicoclastici; più rari i litici vulcanici (per lo più serpentiniti, subvulcaniti e vulcaniti acide).

Il passaggio al membro arenaceo è graduale.

Depositi torbiditici di frangia di lobo con associati, nella parte alta, depositi di lobo arenaceo.

Lo spessore è variabile e difficilmente valutabile con esattezza a causa della deformazione; raggiunge al massimo i 450 m.

Le associazioni a nanofossili analizzate sono caratterizzate da *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10µm, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *Dictyococcites* sp., *H. euphratis*, *H. carteri*, *H. ampliapertura*, *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. conicus*, rari *S. belemnos*, *S. aff. heteromorphus* (MNN3b) e da *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. floridanus*, *C. abisectus* <10µm, *C. premacintyreii*, *Calcidiscus leptoporus*, *D. deflandrei*, *Discoaster* sp., *H. carteri*, *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. conicus*, rari *S. heteromorphus* (MNN4b).



Fig. 40 - Deposito da slumping nella Formazione di Castiglione dei Pepoli, membro arenaceo-pelitico (CDP2); sponda sinistra del F. Reno.

L'analisi biostratigrafica non ha evidenziato la presenza della biozona MNN4a.  
Burdigaliano p.p. – Langhiano p.p.

#### membro arenaceo (CDP<sub>1</sub>)

Presente solo nelle scaglie più orientali del foglio (in una zona compresa tra il M. Grande e Vidiciatico, tra il M. Pizzo ed il M. Piella, nell'area del M. Granaglione, nell'area di Poggio la Croce), è costituito da torbiditi in strati medi e spessi (Fig. 41), frequentemente amalgamate, in cui sono particolarmente sviluppate le facies F5, F8 di MUTTI (1992), con evidenti strutture da fuga di fluidi; è generalmente assente, o poco sviluppata la facies F9a. Nelle arenarie, generalmente grossolane, sono visibili granuli di glauconite. Sono intercalate megatorbiditi (es. lungo il Rio Bubiale) a base arenitica grossolana o microconglomeratica mal clasata (facies F5), ricche in resti di lamellibranchi ed intraclasti marnosi, con tetto costituito da marne di colore biancastro sporco.

Petrograficamente (Fig. 25) si tratta di arenarie che ricadono nel campo delle arenite litofeldspatiche (Q<sub>44-50</sub> F<sub>28-30</sub> L+CE<sub>20-28</sub>), *sensu* DICKINSON (1970). I frammenti litici a grana fine (Lm<sub>36-46</sub> Lv<sub>0-10</sub> Ls+CE<sub>42-65</sub>) più abbondanti sono i



Fig. 41 - Formazione di Castiglione dei Pepoli, membro arenaceo, Monte Pizzo.

litici sedimentari (dolomie e calcari) e le metamorfiti di basso grado; più rari i litici vulcanici (vulcaniti e subvulcaniti acide) e le serpentiniti.

Il tetto del membro è tagliato dal sovrascorrimento dell'Unità tettonica Modino-Cervarola.

Depositi torbiditici di lobo.

Spessore massimo circa 300 m.

L'analisi biostratigrafia ha evidenziato associazioni a nannofossili caratterizzate da *C. miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Calcidiscus* sp., *Dictyococcites* sp., *Discoaster* sp., *Reticulofenestra* sp., *S. moriformis*, *S. conicus* e *S. heteromorphus* in valori percentuali tali da indicare la biozona MNN4b.

Langhiano p.p.

## 5. - DEPOSITI QUATERNARI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA

Per quanto riguarda le coperture quaternarie, la cui cartografia è stata eseguita con estremo dettaglio su tutto il territorio emiliano e toscano, avvelendosi, oltre

che del rilievo di campagna, di una minuziosa foto-interpretazione, si fornisce di seguito una descrizione delle caratteristiche più rilevanti.

#### 5.1. - CORPI DI FRANA IN EVOLUZIONE, SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE, ANTICA (a1, a2, a2a)

La distinzione in corpi di frana in evoluzione e senza indizi di evoluzione è stata effettuata considerando in evoluzione esclusivamente le frane che presentavano inequivocabili indizi di movimento al momento del rilevamento, ed è proprio a causa di questo criterio che il numero di frane in evoluzione sul complesso del territorio risulta relativamente esiguo rispetto alle altre tipologie di depositi gravitativi di versante. Laddove le evidenze di movimento non si presentavano con queste chiare caratteristiche si è scelto di classificare i corpi di frana come senza indizi di evoluzione.

La massima concentrazione di depositi e movimenti franosi è presente nel settore nord-orientale del Foglio, dove affiorano le Liguridi con loro litotipi argilloso-calcarei e calcareo-marnosi. I tipi più frequenti sono rappresentati da colamenti, scorrimenti rotazionali o roto-traslazionali con frequente evoluzione in colate (frane complesse) e da scorrimenti traslazionali o roto-traslazionali di detrito. Sono perlopiù accumuli caotici di frammenti litoidi eterometrici, spesso anche eterogenei, in matrice sabbioso-limosa o limo-argillosa più o meno abbondante. La composizione di questi materiali non è comunque definibile in modo generico, ma solo in relazione alle rocce originarie ed alla tipologia dei relativi fenomeni franosi.

I corpi di frana antica sono invece rappresentati da grandi frane in roccia (frane antiche e paleofrane), verificatesi in un contesto climatico e morfoevolutivo diverso da quello attuale. In genere sono sempre più o meno intensamente rimodellate da processi sia erosivi fluviali che gravitativi; questi ultimi determinano talvolta, sul corpo di frana originario, una diffusa franosità secondaria a carattere più superficiale. I corpi di frana antica sono spesso interessati da locali riattivazioni recenti, anche in relazione a cause antropiche. La reincisione del fronte del corpo di frana può dare origine a forme terrazzate (*frane terrazzate*).

#### 5.2. - DEPOSITI DI VERSANTE INDIFFERENZIATI (a3)

Sono stati inclusi in questa tipologia tutti gli accumuli di materiali eterogenei ed eterometrici, prevalentemente incoerenti, originati sia da trasporto gravitativo, sia da ruscellamento superficiale diffuso. Formano delle coperture a volte anche abbastanza estese lungo i versanti, di spessori anche variabili, e corrispondono spesso sia a lembi residuali di antiche frane o di paleofrane, più o meno intensa-

mente rimodellate (sino alla cancellazione della loro forma originaria o al loro smembramento), sia a forme la cui genesi non è singolarmente identificabile in rapporto alla loro complessa evoluzione poligenica e policiclica o al loro rimodellamento antropico.

#### 5.3. - DEPOSITI ELUVIALI E COLLUVIALI, DEPOSITI PALUSTRI (**a<sub>4</sub>**, **f<sub>1</sub>**)

Vi sono inclusi depositi costituiti da materiali a tessitura fine, da sabbioso-limosi a limo-argillosi, con inglobati rari frammenti litoidi eterometrici, ma prevalentemente di limitate dimensioni. Si trovano spesso, oltre che su versanti poco acclivi e specialmente alla loro base (lungo la fascia di raccordo tra versante e fondovalle o comunque in corrispondenza di ripiani su versante; in questo caso il loro riconoscimento è talvolta ostacolato dalla presenza di aree intensamente antropizzate), sulle testate di paleofrane, di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) e come riempimento delle relative trincee.

I depositi palustri (**f<sub>1</sub>**) sono costituiti da argille e limi di colore scuro nei quali si trovano frequentemente resti vegetali.

#### 5.4. - DETRITI DI FALDA (**a<sub>6</sub>**)

Si tratta di accumuli gravitativi di frammenti litoidi prevalentemente eterometrici, generalmente con matrice scarsa o praticamente assente, che riflettono la litologia delle sovrastanti pareti rocciose; le loro forme sfumano talvolta a quelle dei con detritici coalescenti.

Le falde detritiche evolute, più o meno cementate, si presentano come coperture superficiali estese su versanti regolarizzati; in esse è in genere presente una frazione più fine, di origine eluviale o eluvio-colluviale.

#### 5.5. – DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE, TERRAZZATI (**b<sub>1</sub>**, **b<sub>n</sub>**)

Questi depositi, recenti ed attuali, oppure terrazzati, possono essere presenti sia in facies ghiaioso-sabbiosa, nei canali fluviali, sia in facies sabbioso-limoso, come depositi di esondazione. Essi si possono talvolta trovare associati a depositi da flussi gravitativi canalizzati (*debris-muddy flow deposits*), con termini di transizione e/o con alternanze e passaggi laterali a depositi da trasporto in acque correnti incanalate (depositi misti); questi ultimi sono generalmente costituiti da accumuli di frammenti litoidi eterometrici con matrice da sabbiosa a sabbioso-limoso, privi di strutture sedimentarie.

#### 5.6. - DEPOSITI PROGLACIALI E/O FLUVIOGLACIALI (b)

Questi depositi, che danno spesso luogo ad una morfologia sub-pianeggiante, sono diffusi specialmente nel settore nord-occidentale del Foglio, e sono costituiti generalmente da ciottoli arrotondati o sub-arrotondati, ghiaie e sabbie immersi in una matrice sabbiosa-limoso.

#### 5.7. - DEPOSITI CRIONIVALI (c7)

Sono distribuiti abbastanza regolarmente lungo una fascia di direzione NW-SE, che dal M. Cimone passa per il M. Lagoni ed il M. Spigolino. Si tratta di depositi di forma lobata o linguoide (*rock glacier*) costituiti da blocchi, prevalentemente arenacei, angolari ed eterometrici. Essi comprendono o si possono trovare associati a depositi da colate di geliflusso e, localmente, a colate di pietra o da valanga.

#### 5.8. - DEPOSITI MORENICI SCHELETRICI SPARSI (c3)

Piuttosto rari nell'area del Foglio, i corpi con estensione principale si trovano tra Cima Tauffi e Fanano. Sono depositi a struttura caotica caratterizzati da clasti prevalentemente arenacei, eterometrici e con spigoli smussati, in matrice limo-argillosa.

#### 5.9. - DEPOSITI DI *DEBRIS FLOW* (w)

Diffusi piuttosto regolarmente su tutto il territorio del Foglio, si tratta di colate detritico-fangose incanalate (*debris e muddy-debris flow deposits*), che possono presentare termini di transizione e/o alternanze e passaggi laterali a depositi da acque correnti incanalate.

PROGETTO  
CARG

## V - TETTONICA

(a cura di Botti F. & Daniele G.; Molli G. per Falda Toscana)

Nell'area del Foglio 251 affiorano alcune delle unità tettoniche principali che costituiscono l'edificio strutturale dell'Appennino Settentrionale. Lo schema tettonico di Fig. 42 ne riassume la loro distribuzione geometrico-spaziale. Sono state distinte unità tettoniche di vario rango e significato (unità ed elementi strutturali), i cui contatti basali sono stati differenziati sulla base dell'importanza e del *timing* di enucleazione.

Le *unità tettoniche* principali, caratterizzate da un elevato grado di alloctonia, sono delimitate da contatti di primo ordine (sovrascorimenti principali precoci), che separano successioni appartenenti a domini paleogeografici differenti (od a porzioni di essi). L'Unità Modino-Cervarola è suddivisa in due *sottounità*: la sottounità Modino-Pievepelago, che affiora in posizione più interna, sovrascorsa alla Falda toscana ed insieme ad essa deformata in strutture attribuiti alle fasi tettoniche più tardive, e la sottounità Sestola-Vidiciatico, presente nelle zone più esterne, sovrascorsa all'Unità Rentella e, nei settori più orientali, alla Marnoso-Arenacea.

Le unità tettoniche o le porzioni di successioni stratigrafiche, al loro interno sono talora segmentate e/o localmente raddoppiate da contatti secondari precoci, responsabili di spostamenti di limitata entità (generalmente inferiore a un Km).

All'interno delle unità tettoniche sono talora presenti contatti secondari precoci, responsabili di spostamenti di limitata entità, che segmentano o raddoppiano localmente le stesse porzioni di successioni stratigrafiche. Questi contatti sono particolarmente frequenti ed evidenti nell'Unità Modino-Cervarola, che si sedimenta sulla porzione più esterna del prisma, registrandone pertanto contemporaneamente la progressiva deformazione.



La Falda toscana è interessata anche dalla presenza di contatti tettonici secondari precoci a geometria sottrattiva, considerati coevi ad una delle fasi precoci di raccorciamento, ed a loro volta deformati e ripiegati in strutture collegabili ad eventi più tardivi.

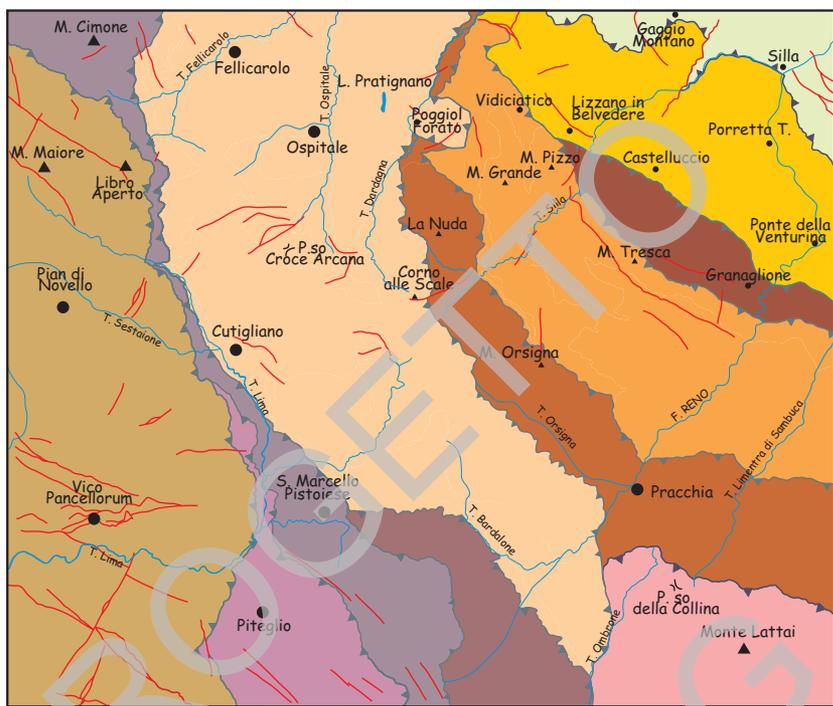
L'impilamento delle differenti unità e sottounità tettoniche è a sua volta segmentato e scomposto in *elementi tettonici*, da superfici che risultano tardive in rapporto all'individuazione dei contatti che delimitano le unità tettoniche; essi sono caratterizzati da un minor grado di alloctonia rispetto alle unità tettoniche. In Fig. 43 è riportato uno schema in cui sono individuati gli elementi tettonici distinti nell'area del Foglio.

La strutturazione del settore di catena appenninica nell'area del Foglio 251 può essere associata a due distinti processi deformativi.

Il primo, a carico del Dominio Ligure e legato alla chiusura dell'Oceano ligure-piemontese, ha comportato l'individuazione e strutturazione delle Unità Liguri, protraendosi fino all'Eocene medio-superiore. Queste fasi tettoniche sono sigillate dalla deposizione della Successione Epiligure. E' tuttora oggetto di discussione quale sia la geometria complessiva dell'insieme delle unità liguri, la vergenza dei movimenti e l'immersione del piano di subduzione alpino (BOCCALETTI *et alii*, 1971; HACCARD *et alii*, 1972; ELTER & PERTUSATI, 1973; PRINCIPI & TREVES, 1984; BETTELLI *et alii*, 1989b; ELTER & MARRONI, 1992; PLESI *et alii*, 1993; DANIELE & PLESI, 2000; MARRONI *et alii*, 2001; PLESI *et alii*, 2002; MOLLI, 2008).

Il secondo, legato alla collisione continentale, è scandito da tre "eventi deformativi": il principale e più precoce (F1), tra l'Oligocene superiore ed il Miocene superiore (BOCCALETTI *et alii*, 1981; CARMIGNANI *et alii*, 1978; CHICCHI & PLESI, 1992), ha comportato la messa in posto delle Unità liguri e sub-liguri sui domini più esterni (COSTA *et alii*, 1998) e l'individuazione delle unità tettoniche toscane e tosco-umbre. Il secondo (F2) ha segmentato gli insiemi Falda toscana/Sottounità Modino-Pievepelago e Unità Rentella/Sottounità Sestola-Vidiciatico (solo più raramente le Unità liguri) in "elementi tettonici", il cui grado di alloctonia è dell'ordine di qualche decina di chilometri (Fig. 43). Nelle zone più esterne (Dominio tosco-umbro) questo evento, pur ritagliando e ripiegando i contatti tettonici principali, potrebbe a nostro avviso essere considerato praticamente congenere (essendo legato alla stessa fase di raccorciamento) al più precoce, configurando un modello di *duplex* e una sequenza tipo *piggy back* nell'ordine di individuazione dei *thrust* come già ipotizzato in PLESI (2002).

Nelle zone più interne, la strutturazione degli elementi tettonici dell'insieme Falda toscana/Sottounità Modino-Pievepelago e dell'Elemento La Nuda è legata a nostro avviso anche ad un'ulteriore strutturazione pre-pliocenica (F3), connessa ai processi di esumazione fragile del "Complesso metamorfico apuano" (CARMIGNANI *et alii*, 1993; MOLLI, 2008).



### LEGENDA

 UNITA' LIGURI

 UNITA' ACQUERINO

Elementi tardivi nella Falda toscana  
e nella Sottounità Modino-Pievepelago

 ELEMENTO LIBRO APERTO

 ELEMENTO PIEVEPELAGO

 ELEMENTO CORNO ALLE SCALE

Elementi tardivi nell'Unità Rentella  
e nella Sottounità Sestola-Vidiciatico

 ELEMENTO LA NUDA

 ELEMENTO MONTE GRANDE - MONTE PIZZO

 ELEMENTO GRANAGLIONE

 ELEMENTO CASTELLUCCIO

### SIMBOLOGIA

 Sovrascorrimenti principali

 Sovrascorrimenti tardivi

 Faglie

Fig. 43 – Schema degli elementi tettonici distinti nel Foglio 251 “Porretta Terme”.

## 1. - SUCCESSIONE EPILIGURE

La Successione Epiligure, deposta in un bacino episuturale (BALLY & SNELSON, 1980) il cui substrato è costituito dalle unità liguri già deformate, sigilla le fasi tettoniche liguri dell'Eocene medio. A sua volta questa successione risulta coinvolta nella strutturazione oligo-miocenica della catena appenninica, che ha comportato l'individuazione di superfici di sovrascorrimento e pieghe associate (BERTELLI *et alii*, 1984; COSTA, 1985; COSTA & FRATI, 1987; PLESI *et alii*, 1994), con le migliori esposizioni nel settore parmense e reggiano dell'Appennino settentrionale.

Nell'area del Foglio 251 la Successione epiligure è rappresentata, solo nel settore nord-orientale, da piccoli lembi marnosi attribuiti alla Formazione di Antognola, che poggia in discordanza sulle Argille a Palombini dell'Unità Ofiolitica della Val Baganza. La limitata estensione degli affioramenti e la loro cattiva esposizione non ha consentito di effettuare osservazioni di tipo strutturale.

## 2. – UNITÀ TETTONICHE DEL DOMINIO LIGURE

### 2.1. - UNITÀ MOGHIDORO

A livello regionale l'Unità Monghidoro è costituita da estesi fianchi dritti e rovesciati in cui non risultano mai esposte le relative zone di cerniera, probabilmente elise in corrispondenza di contatti tettonici a basso angolo. L'assenza di queste zone di raccordo ha lasciato ampio margine in letteratura al dibattito circa la vergenza ed il significato delle strutture (TEN HAAFF, 1975; BETTELLI & PANINI, 1994; DANIELE & PLESI, 2000 *cum bibl.*).

Nell'area del Foglio 251 l'Unità Monghidoro occupa la posizione geometricamente più alta dell'edificio strutturale ligure. Essa si trova sovrascorsa all'Unità Ofiolitica della Val Baganza e per un piccolo tratto all'Unità Venano. E' rappresentata, nel settore settentrionale, da un fianco dritto immergente verso i quadranti sud-occidentali, che trova il suo prolungamento nell'adiacente Foglio 236, dove risulta interessato da blande pieghe con asse all'incirca E-W. Gli affioramenti del settore nord-orientale del Foglio 251 rappresentano il prolungamento della "placca di Castel di Casio" del Foglio 252, costituita anche in questo caso, da un fianco dritto generalmente immergente verso S-SW con blande pieghe ad asse E-W e N-S.

## 2.2. - UNITÀ VENANO

L'Unità Venano è stata distinta nell'area del Foglio 235 (DANIELE *et alii*, 1996; PLESI, 2000) nei dintorni di Frassinoro, dove è rappresentata da spessi fianchi inversi di Arenarie del Poggio Mezzature ed Argilliti dell'Uccelliera. Questa unità è presente anche in altri settori dell'Appennino modenese sotto forma di scaglie tettoniche, interposte tra l'Unità Monghidoro e L'Unità Ofiolitica della Val Baganza. Nell'area del Foglio 251 affiora limitatamente al settore settentrionale ed è rappresentata dalle sole Arenarie del Poggio Mezzature in giacitura dritta, immergenti verso i quadranti SW. Nell'adiacente Foglio 236 questa unità corrisponde a parte dell'Unità tettonica Leo ed è interpretata come una porzione delle formazioni liguri "pre flysch".

## 2.3. - UNITÀ OFIOLITICA DELLA VAL BAGANZA

Affiora nel settore nord orientale del foglio con spessori che variano da poche decine di metri ad un massimo di 200-300 m. Corrisponde all'omonima unità affiorante nel Foglio 235 "Pievepelago" ed è correlabile, nella nostra ipotesi, all'Unità Gropallo del Foglio 217 "Neviano degli Arduini" ed alle analoghe successioni che affiorano in Val Marecchia ed al Passo della Raticosa. Ha il suo prolungamento, nei fogli adiacenti, nell'Unità tettonica Leo. A scala regionale questa unità si segue pertanto in continuità dall'Appennino bolognese al piacentino (anche se a nord del Passo della Raticosa mancano i flysch calcareo-marnosi terziari); è inoltre correlabile con l'Unità Ofiolitica dei Monti Rognosi di PLESI *et alii* (2002) e del Foglio 289 "Città di Castello".

Nell'area del foglio l'unità è costituita prevalentemente da argille a palombini, cui si associano argilliti varicolori, localmente masse ofiolitiche ed un flysch calcareo-marnoso; i rapporti stratigrafici tra questi litotipi non sono ricostruibili sia per l'intensa tettonizzazione, legata alle diverse fasi deformative che le hanno interessate probabilmente a partire dal Cretaceo e fino al Miocene superiore, sia per la diffusa presenza di depositi da *debris flow* originati da processi di tettonica sin-sedimentaria. Questi caratteri strutturali, uniti alle pessime condizioni di affioramento, non hanno permesso di effettuare un'analisi approfondita: attualmente non sono disponibili pertanto informazioni dettagliate dell'unità.

### 3. - UNITÀ TETTONICHE DEL DOMINIO TOSCANO E TOSCO-UMBRO

#### 3.1. - UNITÀ MODINO-CERVAROLA (SOTTOUNITÀ MODINO-PIEVEPELAGO)

Come già accennato, l'Unità Modino-Cervarola è stata qui suddivisa in due sottounità: la Modino-Pievepelago e la Sestola-Vidiciatico, che rappresentano due porzioni della Successione Modino, sovrascorse ai depositi di avanfossa oligo-miocenici in momenti diversi dell'evoluzione del prisma appenninico. La parte più interna dell'Unità Modino-Cervarola, che si accavalla sul Macigno della Falda toscana, è rappresentata dalla Sottounità Modino-Pievepelago, la parte più avanzata, che si accavalla sull'Unità Rentella, è rappresentata dalla Sottounità Sestola-Vidiciatico (vedi § 3.5).

La Sottounità Modino-Pievepelago del Foglio 251 comprende l'insieme delle "Sotto-Unità Modino-Pievepelago" (SMP) e "Ventasso" (SV) di PLESI (2002). La SMP e la SV di PLESI (2002) sono delimitate alla base da sovrascorrimenti principali precoci, che portano la successione del Monte Modino ad accavallarsi rispettivamente sulla Falda toscana e sulla Successione Cervarola. Nella nostra opinione il *thrust* che separa la SV di PLESI (2002) dalla successione Cervarola sarebbe da considerare come secondario precoce, in quanto enucleatosi all'interno della stessa unità tettonica in progressivo avanzamento verso est almeno fino al Miocene superiore; l'unità, avanzando verso i settori più esterni della catena, si arricchisce di sedimenti via via più giovani, che sono progressivamente deformati e sovrascorsi dalle porzioni argilloso-marnose della successione Modino. Queste litologie fungono da livello di scollamento preferenziale e risultano di fatto le porzioni in continuo avanzamento. Per questi motivi si è valutato in questo foglio di accorpate le sottounità SMP ed SV di PLESI (2002) nell'unica Sottounità Modino-Pievepelago. La sottounità corrisponde pertanto anche all'insieme della "Sotto-unità tettonica Modino", "Sotto-unità tettonica Pievepelago-Cervarola" e "Sotto-unità tettonica Sestola-Vidiciatico" p.p. dell'adiacente Foglio 236 "Pavullo nel Frignano".

Nell'area del Foglio 251 nella Sottounità Modino-Pievepelago sono rappresentate, in proporzioni diverse, tutte le formazioni fino alle Arenarie di Monte Cervarola. Lungo l'allineamento M. Cimone - S. Marcello Pistoiese (Fig. 42) nella sottounità è rappresentata la sola Successione Modino, che costituisce la porzione più arretrata dell'Unità Modino-Cervarola. A partire dall'Oligocene superiore, la progressiva migrazione verso est di questa unità inizia a chiudere la sedimentazione del Macigno (COSTA *et alii*, 1998); contestualmente su questa porzione di prisma si individuano i bacini in cui si sedimentano le Arenarie del M. Modino; non è possibile al momento stabilire se questi bacini fossero aperti verso l'esterno all'avanfossa aquitaniana del Macigno, o se si trattasse di bacini chiusi

impostati comunque in posizione più interna rispetto all'area di deposizione del Macigno di età aquitaniana. Attualmente le Arenarie del Modino hanno in parte anche oltrepassato il "fronte" della Falda toscana.

Al limite Aquitaniano-Burdigaliano, momento in cui la sedimentazione del Macigno è ormai chiusa e la Falda toscana si è enucleata, comincia la deposizione delle Arenarie di M. Cervarola, coeva ma più interna, rispetto alla sedimentazione dei depositi dell'avanfossa toscano-umbra. La deposizione si ha pertanto sulla porzione della Successione Modino già accavallata sulla Falda toscana.

Nell'area del Foglio 251 la Sottounità Modino-Pievepelago affiora estesamente nel settore centrale lungo un allineamento all'incirca NW-SE, tra il Monte Cimone ed il Torrente Ombrone ed è costituita da una serie di scaglie tettoniche sovrapposte. Nelle scaglie più occidentali è presente la sola Successione Modino (Elemento Pievepelago di Fig. 43) mentre in quelle più orientali è ben rappresentata la Successione Cervarola (Elemento Corno alle Scale di Fig. 43).

Alla superficie di sovrascorrimento principale che porta la Sottounità Modino-Pievepelago sul Macigno sono associate strie con direzione di movimento mediamente comprese fra  $N30^\circ$  e  $N45^\circ$  (*top* verso NE), misurate su superfici sub-parallele alla stratificazione o che la tagliano *up-section*. Direzioni di movimento analoghe, con *top* verso NE, sono documentate diffusamente in altri settori dell'Appennino emiliano (dal parmense al modenese), nonché in buona parte del settore toscano (MARTINI & PLESI, 1988; BETTELLI *et alii*, 1989a; CHICCHI & PLESI, 1992; PLESI *et alii*, 1998; PLESI *et alii*, 2000), a testimonianza della chiara natura tettonica del contatto che separa il Macigno della Falda toscana dall'Unità Modino-Cervarola (REUTTER, 1969; PLESI *et alii*, 2002; CERRINA FERONI *et alii*, 2002), sebbene parte della letteratura anche recente consideri questo contatto di natura stratigrafica (NARDI, 1965; DALLAN *et alii*, 1981; BRUNI *et alii*, 1994 a e b; Foglio 234 "Fivizzano" p.p.; Foglio 250 "Castelnuovo Garfagnana" p.p.).

Alle superfici di sovrascorrimento secondarie di base delle scaglie tettoniche, che raddoppiano le successioni Modino e/o Cervarola, sono associate strie con direzione di movimento mediamente comprese fra  $N40^\circ$  e  $N60^\circ$ . Quelle meglio esposte sono presenti nella Valle del T. Fellicarolo in corrispondenza del Fosso della Fredda e dei suoi affluenti, dove hanno una direzione  $N55^\circ-60^\circ$  con senso di trasporto verso i quadranti orientali.

La superficie tettonica che porta la successione di base Modino ad accavallarsi sulla Successione Cervarola (*thrust* di base della SV di PLESI, 2002; BETTELLI *et alii*, 1989a; CHICCHI & PLESI, 1992), che affiora in modo discontinuo dal Poggio del Cuculo (*thrust* di Poggio del Cuculo - Appennino modenese) a Campo Tizzoro (zona meridionale del Foglio 251), in letteratura talora interpretata come stratigrafica (NARDI & TONGIORGI, 1962; BALDACCI *et alii*, 1967; REUTTER, 1969), è caratterizzata da strie con direzione di movimento mediamente comprese fra  $N10^\circ$  e  $N60^\circ$ .

Nella Sottounità Modino-Pievepelago l'insieme delle formazioni argillose marnose "basali" presenta una deformazione mediamente molto complessa, registrazione della lunga storia deformativa che le ha interessate, ed è spesso caratterizzato dalla presenza di una fitta laminazione e *slaty cleavage* nei livelli più argillosi; in presenza di livelli più competenti sono presenti pieghe strette, frequentemente smembrate, con fianchi *boudinatis*.

Le Arenarie di M. Modino sono strutturate in estesi fianchi generalmente dritti, che tendono a rovesciarsi in prossimità dei sovrascorrimenti tettonici (generalmente tardivi), dando luogo a sinclinali di *footwall* ed anticlinali di *hanginwall* (es. anticlinale dell'elemento Pievepelago). Al Monte Cimone le arenarie si presentano in giacitura rovesciata, con immersione degli strati verso il quadrante meridionale; non si può escludere che questo fianco potesse in origine rappresentare il fianco inverso di una sinclinale in continuità con l'anticlinale dell'Elemento Pievepelago; la zona di cerniera potrebbe essere stata tranciata per deformazione progressiva dal sovrascorrimento tardivo dell'Elemento Libro Aperto (Fig. 43).

Le Arenarie di M. Cervarola, si presentano generalmente in giacitura dritta, con immersione degli strati perlopiù verso SW nel settore meridionale e verso NE nel settore settentrionale, dando luogo ad una anticlinale a grande scala, associata al *thrust* di base dell'Elemento Corno alle Scale. Gli strati rovesciati del T. Verdiana (Nord di Gavinana, area centrale del foglio), sono probabilmente da associare a questa struttura (sez. B-B' in carta). Anche in corrispondenza del *thrust* del Poggio del Cuculo sono presenti strati rovesciati di minor estensione, che si raccordano con gli strati dritti sottostanti, individuando delle sinclinali di *footwall* (es. sinclinale di Ronca di REUTER, 1969).

### 3.2 - FALDA TOSCANA

Nell'area del Foglio 251 affiora la porzione più orientale della struttura della Val di Lima, i cui affioramenti di Mesozoico sono stati oggetto di investigazione geologica fin dalla fine dell'800 (LOTTI, 1886). La complessità di problematiche strutturali dell'area ha portato fin da quel tempo ad una vivace contrapposizione scientifica/interpretativa che in altre forme continua ancora attualmente, con implicazioni geologico-regionali anche rilevanti.

La principale caratteristica strutturale dell'area è data dalla presenza di due successioni, attribuibili alla Falda toscana, rispettivamente in posizione stratigrafica normale quella geometricamente più alta ed inversa quella geometricamente più bassa.

Questo assetto è il centro/nucleo della problematica strutturale dell'area che si impone nella letteratura geologica con la corretta attribuzione da parte di MASINI (1932) al Trias (Calcare Cavernoso *Auct.*) dei litotipi carbonatici che separano

le due successioni in precedenza erroneamente attribuiti al Lias (LOTTI, 1886; ZACCAGNA, 1932).

Con questo dato stratigrafico ZACCAGNA (1935) rivede le sue precedenti ricostruzioni e interpreta in modo sostanzialmente corretto la struttura dell'area come piega coricata chilometrica est vergente. Questo autore spiega gli assetti

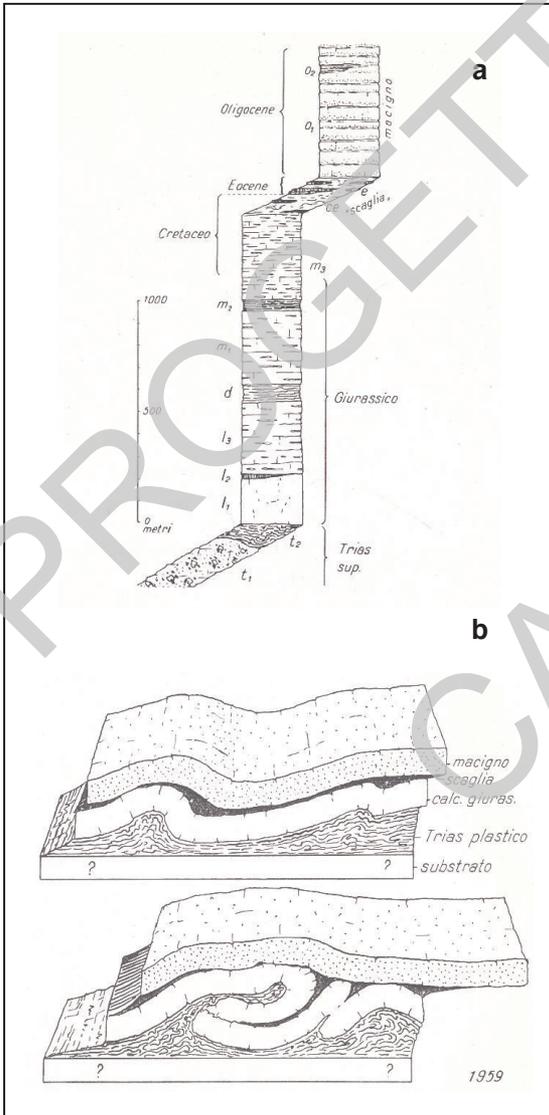


Fig. 44 – a) Successione stratigrafica della Falda Toscana, con rappresentazione dei due principali orizzonti di scollamento e di deformazione preferenziale (livelli del Calcare Cavernoso/Calcare a Rhaeticula Contorta e della Scaglia Toscana), b) Rappresentazione schematica della strutturazione disarmonica controllata dai due livelli "plastici" basale e sommitale. a, b da BELLINCIONI (1959).

geometrici presenti come collegati a strutture plicative sviluppate a spese di una successione localmente lacunosa (e.g. discordanza angolare e lacuna del Neocomiano). In questo modo nega l'esistenza di qualsiasi struttura fragile comprese le faglie normali del Memoriante e di Limano-Vico già riconosciute in prezenza da LOTTI (1886) e MASINI (1932).

Negli anni '50 gli affioramenti mesozoici della Val di Lima sono stati oggetto di revisioni da parte dei geologi pisani, BELLINCIONI *et alii* (1956) e successivamente BELLINCIONI (1959) presentano il primo studio completo e moderno dell'area. In particolare in quest'ultimo lavoro vengono presentati dati stratigrafici e tettonici base della carta geologica della Val di Lima alla scala 1:25.000 e delle sezioni incluse.

Dal punto di vista strutturale viene confermata l'interpretazione della struttura regionale coricata con fianco inverso chilometrico esposto nel fondo valle della Lima e vengono proposte soluzioni strutturali per spiegare alcune peculiarità geologiche dell'area. In primo luogo viene suggerita una relazione diretta tra assetti strutturali e la stratigrafia meccanica della successione, individuando nella presenza di due orizzonti "plastici" basale e sommitale (carbonati ed "evaporiti" Triassiche e argilliti della Scaglia, Fig. 44) la causa delle vistose disarmonie e degli assetti tridimensionali complessi delle strutture.

Viene poi suggerita una relazione cogenetica tra strutture plicative e sistemi di faglie ad alto e basso angolo. Le Faglie della Foggetta, di Limano e del Memoriante (Fig. 45a,b) vengono interpretate come "*décrochement*" collegati a compensazione di spostamenti differenziali tra elementi tettonici laterali durante la tettonica plicativa tangenziale. Con meccanismo simile viene suggerita la possibilità di sviluppo di sistemi di faglie normali a basso angolo delimitate da "trascorrenti" vicarianti (Fig. 45c). In questo modo vengono spiegate le riduzioni e laminazioni tettoniche della successione osservabili a sud di Vico Pancellorum e collegabili per gli Autori a faglie normali a basso angolo sviluppate nel dominio di vicarianza tra le Faglie della Foggetta e di Limano (Fig. 45a).

BALDACCI *et alii* (1967) utilizzano la presenza della piega regionale coricata come uno dei dati strutturali significativi a supporto della teoria faldista riproposta dalla scuola geologica pisana (ELTER, 1960) in contrapposizione alle allora dominanti interpretazioni sostanzialmente autoctoniste (MERLA, 1951 e riferimenti bibl.). Questi autori individuano nell'allineamento strutturale M.Orsaro-Corfinio-Val di Lima-Cetona il fronte Mesozoico della Falda Toscana interpretando in sostanza queste pieghe come strutture sviluppate durante la tettonica tangenziale principale. Da notare comunque che nella sezione schematica Alpi Apuane/Val di Lima gli Autori sopracitati interpretano la struttura della Val di Lima come testimonianza del fronte della Falda toscana in affioramento sovrastante il vero fronte strutturale sepolto (Fig. 46).

Tra la fine degli anni '70 e l'inizio anni '80, durante la realizzazione della car-

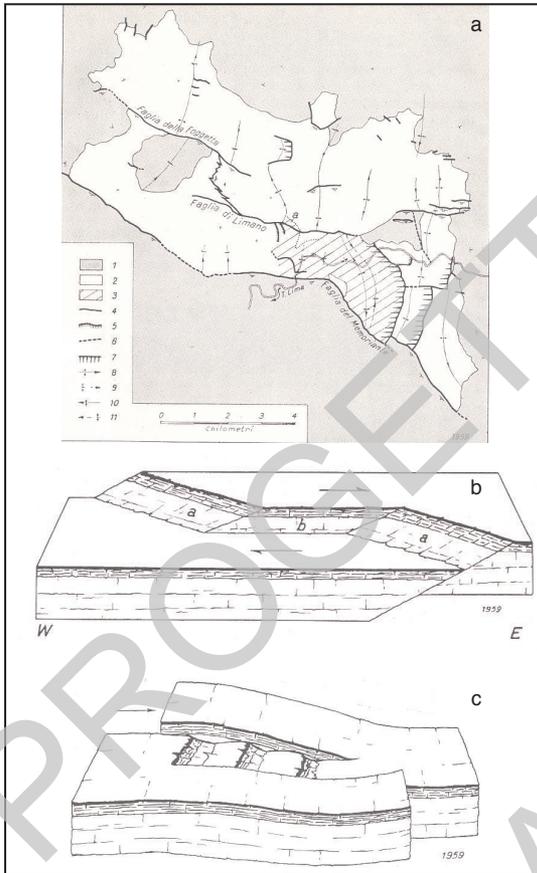


Fig. 45 – a) Schema tettonico dei principali elementi strutturali (pieghe e faglie) nella Val di Lima; b,c) rappresentazione tridimensionale esplicativa dei possibili rapporti cinematici tra Faglie trascorrenti e normali. In c viene suggerita la possibilità di sviluppo di faglie normali a basso angolo in domini di vicinanza di sistemi trascorrenti. a,b,c da BELLINCIONI (1959).

ta geologica dell'Appennino Pistoiese (DALLAN NARDI *et alii*, 1981) la struttura della Val di Lima viene analizzata dai geologi strutturali pisani (CERRINA FERONI A., PERTUSATI P.C. & PLESI G.). Questi autori assieme a BALDACCI F. (a cui si deve una cartografia in gran parte inedita dell'area e degli altri nuclei mesozoici di Corfino e Soraggio) mettono in discussione l'interpretazione della piega della Val di Lima come struttura di prima fase documentando (PERTUSATI *et alii*, 1977) :

1) dal punto di vista cartografico la presenza di contatti tettonici a cui sono collegabili le ripetizioni Scaglia/Macigno osservabili nella zona di Lucchio piegati nella struttura frontale fino al rovesciamento. Questi elementi già cartografati da ZACCAGNA (1935) erano stati sorprendentemente trascurati nella cartografia di BELLINCIONI (1959);

2) dal punto di vista microstrutturale documentando la presenza di una foliazione con i caratteri di clivaggio (prodotto attraverso processi di dissoluzione per

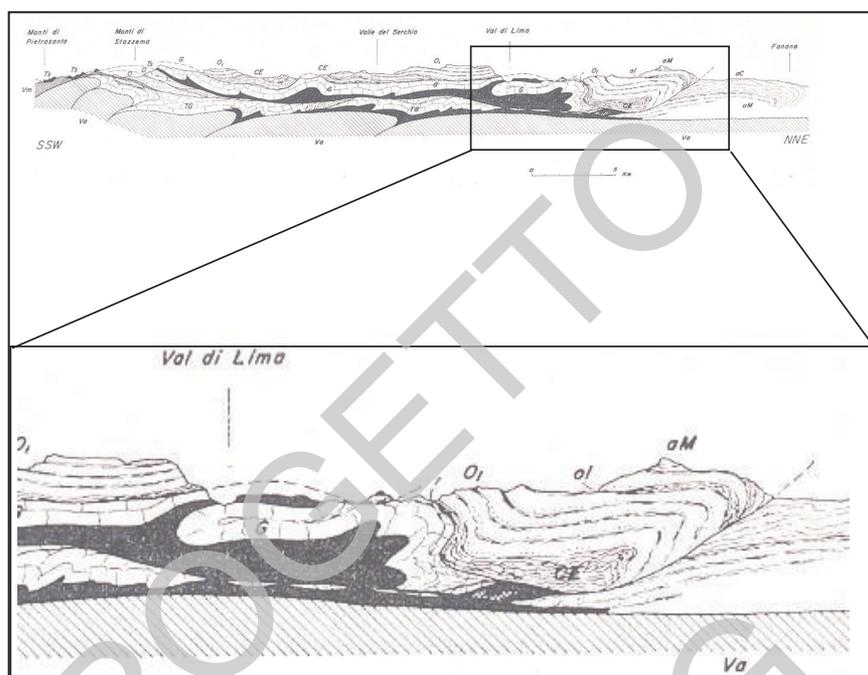


Fig. 46 – Sezione geologica regionale dalle Apuane meridionali al crinale apenninico secondo BALDACCI et alii (1967). Nell'ingrandimento è rappresentato il dettaglio attraverso la Val di Lima da cui si evidenzia l'interpretazione degli autori sulle relazioni tra il "fronte" della Falda Toscana e la struttura a cui è associato il fianco rovesciato affiorante nel fondo valle della Lima.

pressione "pressure solution") piano assiale di pieghe isoclinali e deformato da pieghe tardive associate a un clivaggio di crenulazione spaziato.

In questo lavoro pur non venendo discusse le implicazioni regionali dei dati strutturali presentati viene documentato il carattere polifasico della strutturazione nella Falda Toscana e la natura tardiva di quella che successivamente verrà denominata antifornte frontale di Tana a Termini (BALDACCI et alii, 1992) qui ridenominata "Antifornte di Tana a Termini/Penna di Lucchio".

Quest'ultimo punto è ulteriormente analizzato in due contributi successivi da CERRINA FERONI et alii (1981) e BALDACCI et alii (1982). In questi lavori vengono attribuiti alla prima fase deformativa i contatti tettonici che scompongono la parte alta dell'originaria successione (es. la ripetizione Scaglia/Macigno nella zona di Lucchio) e l'individuazione del fianco inverso esposto nel fondovalle.

Alla seconda fase deformativa vengono invece attribuite pieghe rovesciate a vergenza E/NE che coinvolgono sia il fianco normale che quello inverso (Fig. 47). Da notare che in queste ultime interpretazioni il clivaggio principale osserva-

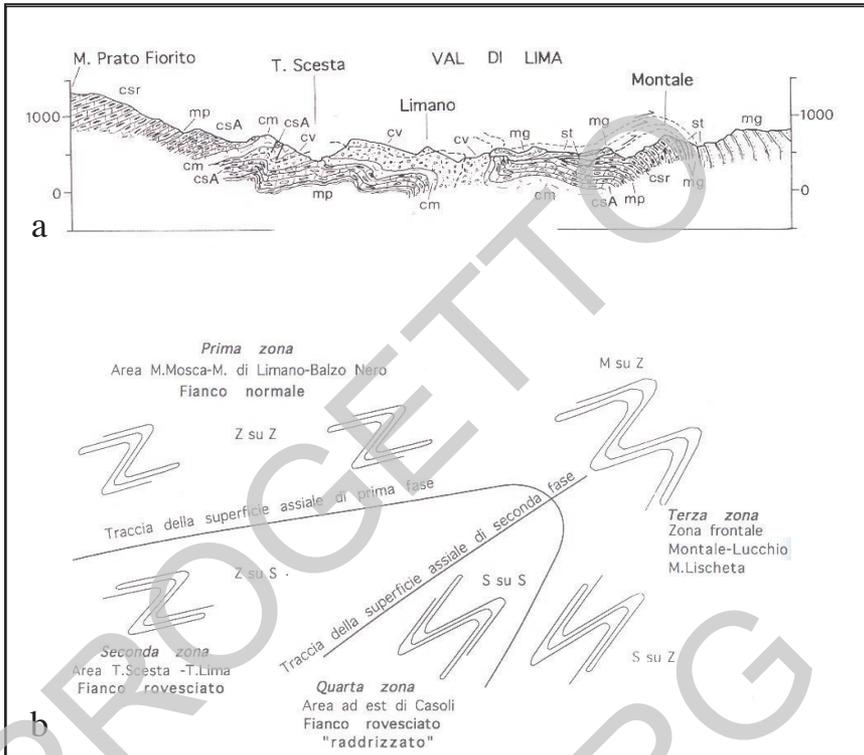


Fig. 47 – a) sezione geologica della Val di Lima risultato degli studi strutturali riportati in PERTUSATI et alii (1977); CERRINA et alii (1981), BALDACCI et alii (1982, 1992); b) rappresentazione schematica dei rapporti di sovrapposizione e interferenza nei diversi domini strutturali individuati da SANI in FAZZUOLI et alii (1992), FAZZUOLI et alii (1998).

bile ad esempio nelle Marne a Posidonia del fianco inverso lungo la Lima, è considerato come collegato alla seconda fase deformativa, contrariamente a quanto suggerito precedentemente da PERTUSATI *et alii* (1977).

Gli stessi Autori suggeriscono però in uno studio sulla cristallinità dell'illite (CERRINA FERONI *et alii*, 1981) che i processi di ricristallizzazione più importanti si siano realizzati in concomitanza con la prima fase deformativa e comunque prima della seconda fase.

Relativamente alla strutturazione della Val di Lima, BALDACCI *et alii* (1982) individuano oltre alle due generazioni di strutture principali D1 e D2, strutture attribuibili agli stadi tardivi della deformazione, rappresentati da pieghe blande ad asse N60-20 con sistemi associati di faglie trascorrenti destre (direzioni N80-90) e sinistre (direzioni N150) ed infine un sistema di faglie dirette di cui gli autori non dettagliano le direzioni strutturali.

Nell'ambito di un lavoro di carattere regionale, G.PLESI in BALDACCI *et alii*, 1992 riprende e parzialmente modifica le conclusioni precedentemente acquisite (PERTUSATI *et alii*, 1977; BALDACCI *et alii*, 1982) affermando in particolare che :

i) fianco inverso e sovrastante fianco normale sono deformati insieme secondo meso- e megapieghe a vergenza orientale, fino all'antiforme di Tana a Termini che costituisce l'elemento "frontale";

ii) in nessun punto della Val di Lima si osserva il raccordo tra fianco normale e fianco inverso. Tale raccordo potrebbe realizzarsi attraverso una piega ("*...di prima generazione, con geometria e vergenza ignota...*"), ma non è possibile per l'autore escludere che l'originaria cerniera sia stata tranciata da una superficie di taglio passante per il nucleo triassico. Tale contatto tettonico sarebbe successivamente deformato insieme ai due fianchi normale e inverso dalla strutturazione tardiva;

iii) il fianco normale della struttura della Val di Lima è interessante da tutta una serie di superfici di sovrascorrimento, a cui sono associate scaglie tettoniche più o meno spesse di Macigno e Scaglia (con spessore medio di 50-100 m ) interposte tra il corpo principale della Maiolica/Scaglia e quella del Macigno.

In conclusione BALDACCI *et alii* (1992) affermano che in Val di Lima, "*..., sono evidenti le testimonianze di due eventi tettonici più importanti: un primo stadio deformativo cui è legata l'individuazione di un fianco inverso e dei contatti tettonici che interessano il fianco normale, un secondo in cui si sono formate le pieghe attualmente visibili. A queste pieghe è spesso associato un clivaggio che nei livelli meno competenti può essere definito come un slaty cleavage poco evoluto mentre nei livelli più competenti assume la forma di un clivaggio di frattura o di dissoluzione...*" e concludono che "*... la prima deformazione sin-scistosa è da ritenere sostanzialmente tardiva rispetto ad una tettonica importante di stile più fragile...*".

Più recentemente la struttura della Val di Lima è stata oggetto di analisi strutturale da parte di F. Sani e collaboratori le cui osservazioni principali sono riportate in FAZZUOLI *et alii* (1992) e soprattutto in FAZZUOLI *et alii* (1998). Gli autori analizzano la struttura della Val di Lima suddividendola in 4 domini strutturali identificati nel fianco rovesciato (seconda e quarta zona), nella parte frontale (terza zona) e nel fianco normale (prima zona, Fig. 47b). Relativamente al fianco rovesciato (seconda zona), questi autori confermano il quadro strutturale descritto in BALDACCI *et alii* (1981) documentando la presenza di strutture di interferenza tipo 2 di RAMSAY (1967) e la geometria dominante a Z delle pieghe parassite non coerente con la chiusura orientale della struttura coricata. Per questi autori le pieghe ripiegate (D1) mostrano invece una asimmetria a S coerente con la loro posizione nel fianco rovesciato di una megastruttura regionale. Vengono poi documentati come strutture associabili alla deformazione principale, oltre alla pieghe isoclinali, un *boudinage* dalla scala decimetrica a quella cartografica deformato in strutture D2.

Negli affioramenti di Marne a Posidononia della Lima pieghe D2 con geometrie a Z sarebbero associati al clivaggio principale osservabile, mentre sarebbero invece prive di clivaggio le strutture isoclinali D1. Secondo FAZZUOLI *et alii* (1998), si avrebbe quindi un clivaggio S1 piano assiale delle pieghe tardive D2 gli autori sostanzialmente riprendono e confermano le affermazioni di G.Plesi in BALDACCINI *et alii* (1992).

Il secondo dominio strutturale analizzato da FAZZUOLI *et alii* (1998) è la parte frontale della struttura, in particolare la zona del M. Lischeta, dove gli autori individuano pieghe tardive a scala decametrica associate a superfici assiali subverticali. La struttura nel fianco normale non mostra per FAZZUOLI *et alii* (1998) strutture di interferenza e clivaggi associate a pieghe. Queste sono rappresentate per la maggior parte da pieghe asimmetriche a Z con vergenza orientale. Nel dominio “fianco normale” nell’area tra il Balzo Nero e la zona di Piano di Forno/Montale sono descritti e rappresentati cartograficamente i contatti tettonici che portano il Macigno sulla Maiolica. Questi contatti sono piegati sul fronte della antiformentarda di Penna di Lucchio, e vengono considerati da FAZZUOLI *et alii* (1998) delle superfici di thrust (come in BALDACCINI *et alii*, 1992) sottolineando tuttavia che la loro geometria è caratterizzata da locali traiettorie *down-section*.

Relativamente alla tettonica fragile tardiva FAZZUOLI *et alii* (1998) mettono infine in evidenza la presenza di diverse faglie, la stragrande maggioranza delle quali evidenzia strie lungo la massima pendenza. Gli autori riconoscono tre orientazioni prevalenti: quella dominante NW/SE e due subordinate E/W e N/S.

Di seguito vengono illustrati alcuni dati, raccolti nell’ambito della realizzazione del Foglio 251, relativi a tematiche dibattute nella letteratura e/o ancora controverse; tra queste in particolare verranno analizzate:

- le relazioni tra le diverse generazioni di strutture plicative e clivaggi osservabili;
- il significato e i rapporti tra fianco rovesciato e fianco normale: la piega coricata della Val di Lima;
- le strutture a geometria sottrattiva: il sistema di Faglie di Vico Pancellorum;
- la strutturazione fragile tardiva e suo ruolo nella decomposizione dell’edificio strutturale.

### 3.2.1. - *Le relazioni tra le diverse generazioni di strutture plicative e clivaggi osservabili*

Come illustrato in quanto precedentemente esposto esistono nella letteratura dell’area oggetto di studio posizioni contrastanti che si basano su interpretazioni e/o dati contraddittori. Un aspetto rilevante è quello delle relazioni tra strutture plicative e clivaggi associati.

Per riassumere le posizioni in discussione (decontestualizzate temporalmente) sono le seguenti:

a. Il clivaggio principale osservabile nel fianco rovesciato della Val di Lima è una foliazione S1 piano assiale di pieghe metriche D1 (o F1). Questo clivaggio è deformato in pieghe tardive (D2 o F2) associate a un clivaggio di crenulazione (PERTUSATI *et alii*, 1977). Queste osservazioni sembrano trovare una conferma analitica indipendente in uno studio sulla cristallinità dell'illite di CERRINA FERONI *et alii* (1981) che affermano, come i processi di ricristallizzazione più importanti si siano realizzati in concomitanza con la prima fase deformativa e comunque prima della seconda fase deformativa;

b. Per BALDACCI *et alii* (1982), BALDACCI *et alii* (1992) il clivaggio principale S1 è piano assiale di pieghe D2 (o F2).

c. Posizione vicina a quella precedente è espressa da FAZZUOLI *et alii* (1992; 1998) questi autori individuano delle pieghe F1 pre-clivaggio principale. Questo sarebbe una foliazione S1 piano assiale di pieghe F2 cioè pieghe isoclinali D1 risulterebbero prive di foliazione di piano assiale.

I dati raccolti durante questo studio armonizzano quanto precedentemente documentato e soprattutto superano alcune contraddizioni dei lavori in letteratura.

Le osservazioni chiave sono state effettuate nell'affioramento di Marne a Posidonia del fianco rovesciato esposto in fondo valle del torrente Lima al chilometro 60 della Provinciale del Brennero. Questo affioramento, analizzato da tutti gli autori precedenti mostra dalla meso- alla microscala tre generazioni di strutture rappresentate da:

1) pieghe decimetriche (F1) da chiuse a isoclinali associate ad una foliazione di piano assiale (S1) (Fig. 48a,b). Le pieghe F1 sono molto raramente osservabili e soprattutto sono solo univocamente riconoscibili ed individuabili in zone di cerniera o sui fianchi sub-verticali delle strutture F2. Dove osservate le pieghe F1 hanno asimmetrie da fianco inverso congruenti con una megacerniera (non esposta) di anticlinale coricata NE-vergente. Si tratta quindi di strutture che, retrodeformando le pieghe successive (F2 e F3), hanno una vergenza a SW con facing a NE. Il clivaggio associato a queste pieghe ha i caratteri di clivaggio spaziato (spaziatura submillimetrica), i domini di clivaggio sono tipo sub-parallelo, da piano (*smooth*) a stilolitico (Fig. 48a). In associazione al clivaggio S1 sono osservabili sistemi di vene di dimensione da millimetrica a centimetrica (V1) queste mostrano le tipiche microstrutture fibrose di calcite che testimoniano crescita di tipo antitassiale (Fig. 49a,b,c);

2) pieghe da decimetriche a metriche (F2), con assi N120 ed associate ad una foliazione di piano assiale da sub-orizzontale a mediamente inclinata (per effetto di pieghe successive F3). Questa clivaggio rappresenta la foliazione secondaria più evidente del dominio analizzato. Si tratta di un clivaggio di crenulazione con spaziatura da sub-millimetrica a millimetrica (Fig. 50b). I domini di clivaggio

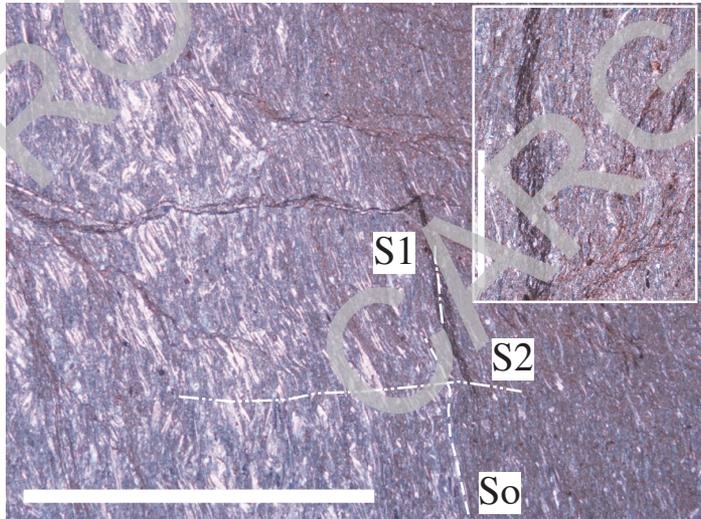
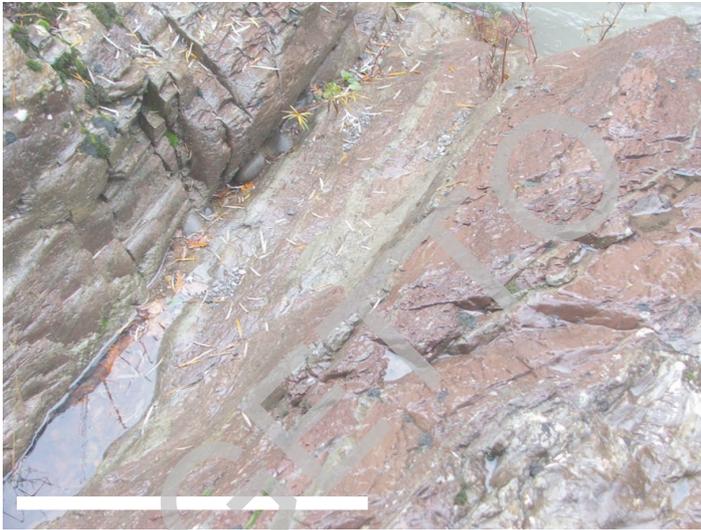


Fig. 48 – a) Piegia isoclinal  $F1$  avente come piano assiale la foliazione  $S1$  rappresentata in b. b) Aspetto microscopico della foliazione  $S1$  (foliazione continua tipo slaty cleavage) sub-parallela alla stratificazione (angolo c.  $5^\circ$ , visibile all'interno del dominio lenticolare scuro). La stratificazione è ben osservabile nella porzione centrale della foto a separare il settore a sinistra definito dalla presenza di pelicipodi pelagici (*Posidonia* s.p.). Nell'immagine è inoltre osservabile, in relazioni di sovrapposizione con la foliazione  $S1$ , la foliazione  $S2$  (sub-orizzontale) classificabile come clivaggio disgiuntivo, con spaziatura centimetrica tipo crenulazione anastomizzata irregolare (wriggly).

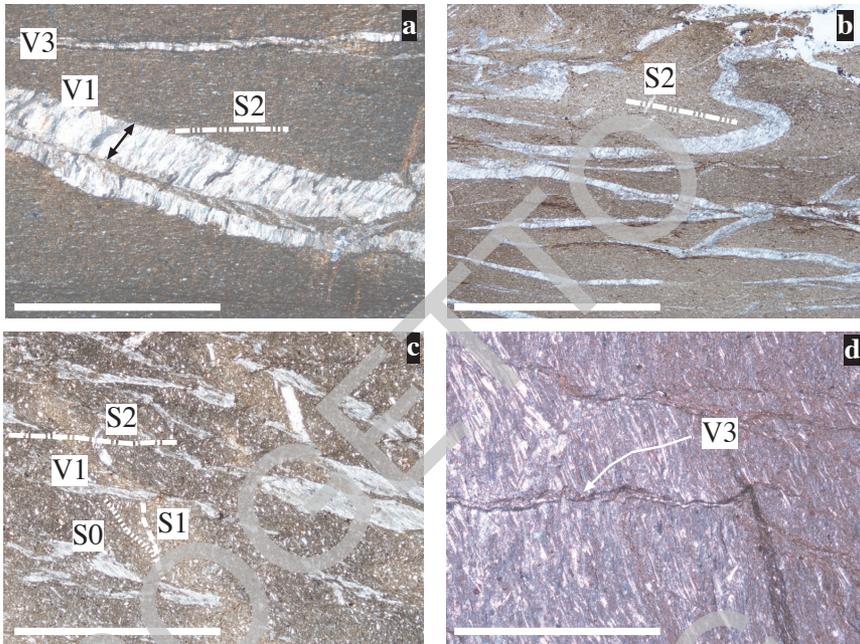


Fig. 49 – a,b) Aspetto microscopico della foliazione composita S1+S2 (proveniente da fianco di una piega metrica F2 in dominio di sovrapposizione coplanare delle due foliazioni). Nella foto sono osservabili due generazioni di vene. V1 di tipo antitassiale (piegato durante la strutturazione associata alla foliazione S2 cfr.b) e V3 di tipo “blocky” con assetti sub-paralleli alla foliazione S2; c) microfoto proveniente da dominio di cerniera di una piega F2. Sono osservabili la stratificazione S0 (bandatura cromatica), la foliazione S1 (formante un angolo discreto rispetto alla stratificazione) osservabile in assetto dominante sub-verticale e la crenulazione S2 in assetto sub-orizzontale; d) rapporti tra foliazione S1 e le vene V1 (cinematicamente collegabili alla foliazione S1); d) foliazioni S1, S2 e vene che riattivano la foliazione S2.

hanno geometria da irregolare (*rough*) a piana (*smooth*). La crenulazione S2 presenta localmente in sezione sottili andamenti non rettilinei collegati in parte agli effetti del piegamento successivo (F3 vedi oltre) ma anche ad assetti originari di tipo irregolare/contorto (*wiggly*) collegabili a concentrazioni locali di deformazione e dissoluzione per pressione.

3) Pieghie da decimetriche a metriche (F3) da simmetriche ad asimmetriche NE vergenti ed associate ad un clivaggio di piano assiale localmente ben sviluppato, immergente a medio/alto angolo verso i quadranti sud-occidentali (Fig. 51a). Alla scala dell’affioramento questa foliazione è classificabile come un clivaggio disgiuntivo mentre in sezione sottile esso è definibile come clivaggio spaziato (spaziatura millimetrica) di crenulazione (Fig. 51b). Le pieghie F3 hanno assi orientati mediamente NS. In relazione alle strutture F3 (nelle porzioni di fianchi

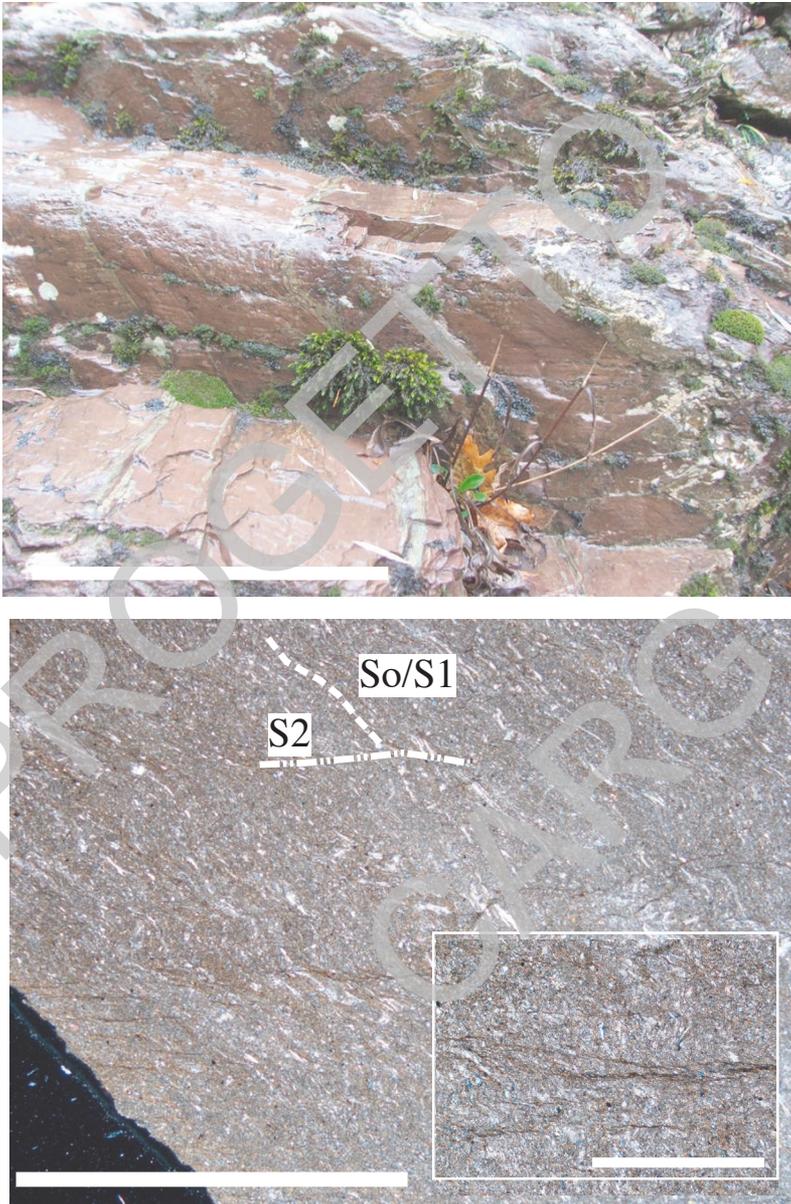


Fig. 50 – a) Piega F2 e clivaggio di piano assiale associato S2 (cfr. Fig. 10a in PERTUSATI et alii, 1977 e Fig. 12b in FAZZUOLI et alii, 1998); b) aspetto microscopico dei rapporti So/S1 e della foliazione di PA S2 (clivaggio di crenulazione) associato.

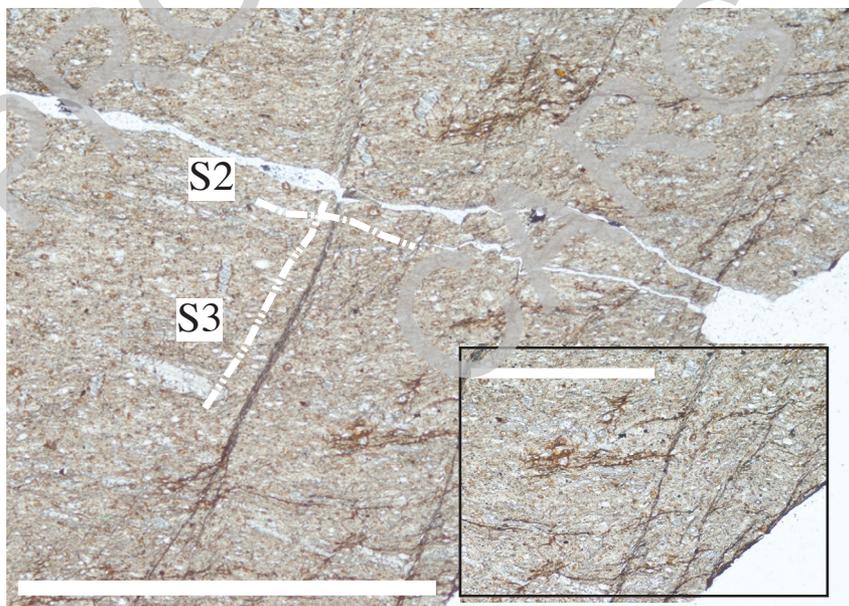


Fig. 51 – a) *clivaggio di crenulazione disgiuntivo e pieghe aperte F3 associate*; b) *aspetto microscopico del clivaggio disgiuntivo spaziato S3.*

lunghe delle pieghe) si osservano localmente alla scala della sezione sottile delle riattivazioni del clivaggio S2 con sviluppo di sistemi di vene sub-millimetriche di calcite di tipo blocky (V3) (Fig. 49d) .

La Tab. 2 riassume il quadro strutturale come descritto nella letteratura e in questo lavoro.

Tab. 2 – *Tabella riassuntiva delle diverse interpretazioni strutturali proposte per l'area di studio. La tabella si riferisce agli affioramenti di Marne a Posidonomia osservabili sul fondo valle del Torrente Lima ed analizzati da tutti gli Autori citati.*

	<i>Pertusati et al. 1977</i>	<i>Baldacci et al. 1982</i> <i>Baldacci et al. 1992</i> <i>Plesi &amp; Calò, 1998</i>	<i>Fazzuoli et al., 1992</i> <i>Fazzuoli et al, 1998</i>	<i>CARG F.251</i>
Foliazioni riconosciute/descritte	2	1	1	3
Generazioni di strutture plicative riconosciute	2	2	2	3
Foliazione principale fianco inverso Val di Lima per cfr Fig. 50a	S1	S2	S2	S2
Foliazione/i tardiva/e	S2	riconosciute ma non descritte	riconosciuta/e ma non descritta/e?	S2, S3
Strutture	F1		F1	F1
	F2	F2	F2	F2
		F3		F3
Antiforme frontale	F2	F2	F2	F3

### 3.2.2. - *Il significato e i rapporti tra fianco rovesciato e fianco normale: la piega coricata della Val di Lima*

I dati esposti in Tab. 2 integrati con quelli raccolti in altri domini strutturali del “nucleo mesozoico della Val di Lima”, anche al di fuori dell’area del Foglio 251, consentono una discussione relativa al problema del significato e dei rapporti tra fianco rovesciato e fianco normale. Questo problema è direttamente collegabile all’esistenza stessa della piega coricata della Val di Lima. Infatti con il riconoscimento dalla fine degli anni ‘70 (PERTUSATI *et alii*, 1977; BALDACCINI *et alii*, 1982) della natura tardiva dell’antiforme “frontale” di Tana a Termini/Penna di Lucchio e della strutturazione a pieghe osservabili nel fianco inverso della Lima (BALDACCINI *et alii*, 1982, strutture D2 in questo lavoro), il significato e le modalità di raccordo tra fianco normale e inverso hanno rappresentato un problema aperto anche

per le implicazioni regionali che a questa tematica potevano essere collegate (e.g. provenienza e senso di trasporto della Falda Toscana).

Nel lavoro di BALDACCI *et alii* (1982) non vengono descritti elementi strutturali congeneri (pieghe minori e lineazioni) al rovesciamento ne tantomeno elementi utili a definire la direzione e vergenza del raccorciamento pre-pieghe tardive (prima fase) “... probabilmente collegato con la messa in posto della Falda Toscana.” In modo ancora più esplicito BALDACCI *et alii* (1992) affermano che il raccordo tra fianco normale e fianco inverso non è osservabile ed avanzano due ipotesi:

- i) raccordo attraverso una piega (di prima generazione, con geometria e vergenza ignota),
- ii) raccordo non esistente perché l’originaria cerniera è stata tranciata da una superficie di taglio passante per il nucleo triassico.

Nello studio strutturale di FAZZUOLI *et alii* (1998) viene invece sostenuta l’ipotesi secondo la quale fianco rovesciato e fianco diritto farebbero parte di un’unica piega isoclinale coricata (B1) con fianco rovesciato chilometrico deformata dalle strutture tardive (pieghe B2 e sovrascorrimenti). In sostanza gli affioramenti della Val di Lima sarebbero il risultato di una struttura di interferenza chilometrica (Fig. 47b). Questa strutturazione sarebbe per gli Autori anche databile considerando che la piega isoclinale avrebbe al nucleo le breccie di Casoli correlabili con le breccie della Versilia (SANI, 1985)/Breccie di Metato (SANI, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 1991) ed aventi un’età tortoniana. La strutturazione polifasica della Val di Lima sarebbe quindi Post Tortoniano e pre-Pliocene Superiore (età della strutturazione a faglie del sistema della Garfagnana)

I dati da noi raccolti (cfr. Tab. 2) supportano l’appartenza del fianco rovesciato ad una piega chilometrica rovesciata/coricata con facing a NE. Questo piegamento sarebbe associabile alla foliazione di piano assiale S1, osservabile nel fianco inverso stesso. Lo schema esemplificativo illustrante i rapporti tra pieghe asimmetriche di prima e di seconda fase (Fig. 47b) proposto da FAZZUOLI *et alii* (1998) non è stato tuttavia da noi verificato nei domini indicati e come ammesso dagli stessi Autori non è supportato da dati di terreno in tre delle quattro zone indicate (zona 4, zona 3 e zona 1). Tale schema deve essere pertanto considerato solamente rappresentativo di una delle possibili soluzioni. I dati di terreno non permettono infatti di escludere altre soluzioni geometriche (vedi oltre) compreso quella che prevede la non esistenza sulla verticale dell’antiforme di M. Tana a Termini/Penna di Lucchio del raccordo tra fianco normale e fianco rovesciato con l’originaria cerniera tranciata da una superficie di taglio passante per il nucleo triassico della piega stessa (BALDACCI *et alii*, 1982).

L’interpretazione data in questo lavoro alle cosiddette Breccie di Casoli non permette inoltre di supportare la datazione relativa della strutturazione di interferenza della Val di Lima *sensu* FAZZUOLI *et alii* (1998) anche se la stessa deve

essere comunque considerata pre-Pliocene Medio?/Superiore per le relazioni di intersezione con le faglie tardive del sistema Garfagnana/M.Albano (vedi oltre).

### 3.2.3. - *Strutture a locale geometria sottrattiva: il sistema di Faglie di Vico Pancellorum (SFVP)*

Con il termine “sistema di Faglie di Vico Pancellorum” vengono qui indicati una serie di contatti tettonici osservabili nei dintorni del paese di Vico Pancellorum (tra il Rio Coccia e il Fosso Fiescio) e cartografati anche in un settore più esteso della carta a partire dal torrente Scesta, attraverso le aree a nord di M.Cimo, M.Balzonero fino alla zona di cerniera dell’antiforme di M.Tana a Termini/Penna di Lucchio.

Come già illustrato nella sezione geologica in BALDACC *et alii* (1982), BALDACC *et alii* (1992), CALÒ (1998) (Fig. 47a e 52) nei dintorni di Vico Pancellorum tra il Rio Coccia e il M.Montale si possono osservare una serie di contatti tettonici a basso angolo, attraverso i quali una prima lente di Maiolica con spessore di c.100 metri viene in contatto diretto con il Calcare selcifero superiore e verso ovest con i termini via via più profondi della successione stratigrafica fino al Calcare selcifero inferiore dove il contatto tettonico sembra seguire a stratificazione sub-orizzontale (*flat*). Questo prima superficie tettonica (1) è seguita da un altro contatto tettonico (2) più alto che porta in contatto diretto il Macigno con la Maiolica. Questi elementi tettonici sono a loro volta sottostanti un altro contatto tettonico (3) al di sopra del quale un elemento costituito da Scaglia Toscana e Macigno ricopre gli elementi sottostanti fino a realizzare un contatto diretto Macigno con i termini carbonatici più profondi fino al Calcare a Rhetavicula contorta.

Questi contatti tettonici già individuati come tali a partire da BELLICIONI (1959) sono stati considerati dalla maggioranza degli Autori (BALDACC *et alii*, 1982; BALDACC *et alii*, 1992; FAZZUOLI *et alii*, 1998) come sovrascorrimenti mi-

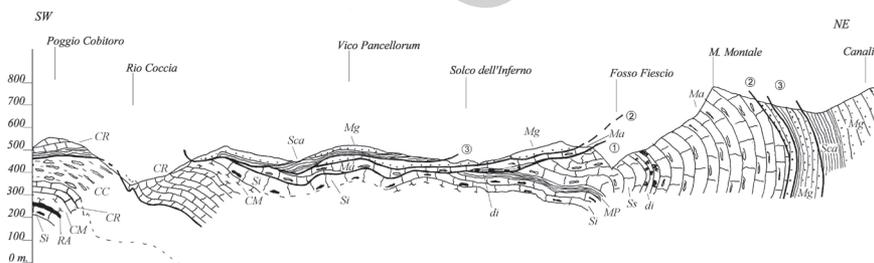


Fig. 52 – Sezione geologica dei dintorni di Vico Pancellorum di G.PLESI in CALÒ (1998).

norì con locale traiettoria *down-section* (Fig. 53a, FAZZUOLI *et alii*, 1998).

BELLINCIONI (1959) e piú recentemente CALÒ (1998) ha invece ipotizzato che queste strutture possano essere collegate ad una estensione orizzontale. Per BELLINCIONI (1959) questa estensione si sarebbe realizzata con una cinematica top-NE, e sarebbe il risultato di un accomodamento locale nel dominio di vicarianza tra due strutture principali con carattere trascorrente le Faglie della Foggeta e di Limano (Fig. 45c). Al contrario CALÒ (1998) ha interpretato la strutturazione come collegata ad una estensione orizzontale con cinematica top- W/SW in cui si sarebbe realizzato il contatto Macigno/Majolica (Fig. 53b). Il contatto stesso con originale geometria *ramp-flat* sarebbe successivamente stato invertito con cinematica opposta (top E/NE) a dare come risultato le geometrie osservabili.

Quello che è interessante notare è che tutte le interpretazioni in letteratura sono basate solamente sugli assetti geometrici delle strutture alle diverse scale senza nessun dato puntuale sulla cinematica e sui caratteri strutturali dei contatti tettonici oggetto della discussione.

Durante il rilevamento di questa parte del Foglio 251 una particolare attenzione è stata invece rivolta a questo tipo di analisi. I contatti tettonici attribuibili al SFVP sono stati osservati in diverse località. In particolare la presenza di alcuni scavi recenti realizzati per lavori edili nei dintorni di Vico Pancellorum ha permesso l'osservazione della parte alta del SFVP (faglie 4/3 ed elementi tettonici associati).

Il Macigno geometricamente piú alto si presenta nell'area come una cataclasi formata da clasti da angolari a sub-arrotondati in una matrice piú o meno abbondante e in questo affioramento in generale profondamente alterata e pedogenizzata. Verso il contatto con la Scaglia Toscana sottostante sono dominanti superfici planari sub/parallele lucide e con strie. La zona di contatto mostra delle cataclasi foliate (verdi e grigie) sviluppate prevalentemente a spese della Scaglia Toscana sottostante. Questa a sua volta è osservabile in contatto con il Macigno, che mostra in uno spessore metrico immediatamente sottostante il contatto tettonico, una fatturazione meno spinta dell'elemento piú alto. Sono tuttavia ben evidenti superfici di taglio multiple con caratteri lucidi e striate ad andamento anastomizzato. Attorno al paese di Vico Pancellorum i contatti tettonici del SFVP risultano deformati in pieghe decametriche (Fig. 47a e 52) che portano gli stessi contatti da giaciture suborizzontali a mediamente inclinate (44/152). Le strie sui contatti osservati nelle rocce di faglia derivate da protolite Macigno sono attorno a N40.

Caratteristiche strutturali almeno in parte analoghe sono state osservate anche in altre località come ad esempio nella zona a nord del M.Cimo e del M.Balzo Nero e ad est del paese di Casoli.

Il contatto basale del sistema SFVP è stato analizzato in particolare nella zona di Piano al Forno/Fondo della Caccia (Fig. 54 e 55). Dal punto di vista strutturale quest'area si colloca sull'allineamento Penna di Lucchio/M.Montale, verso la

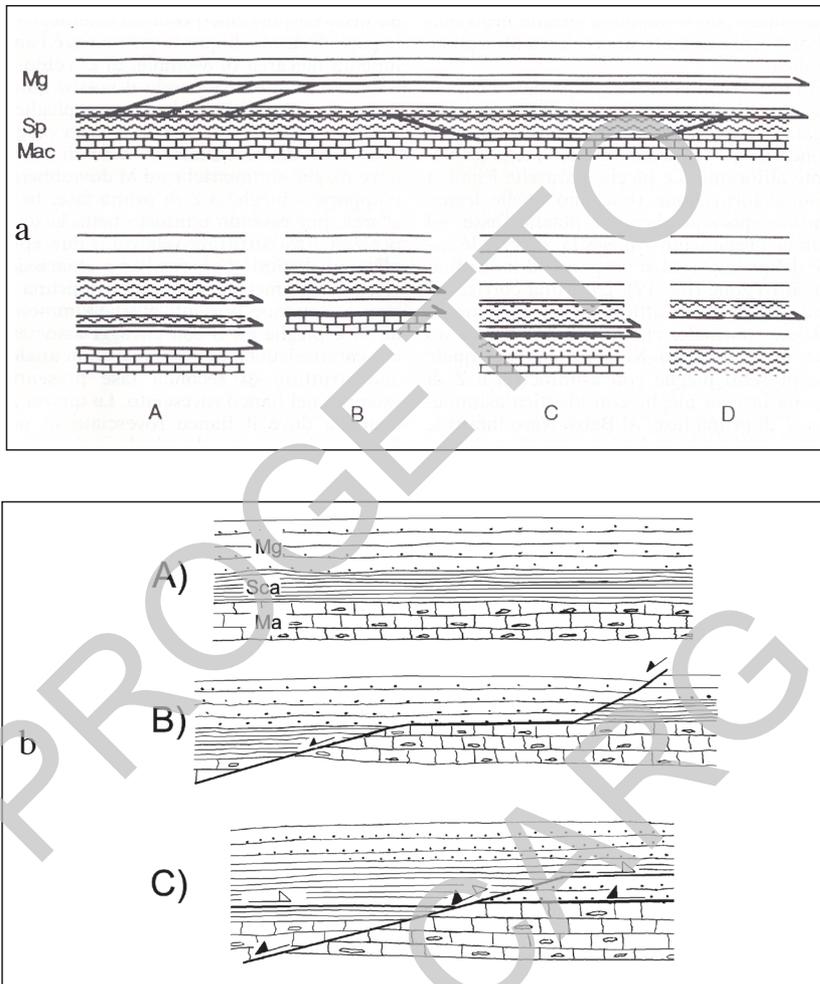


Fig. 53 – a) Rappresentazione schematica (da FAZZUOLI et alii, 1998) dei rapporti geometrici e cinematici dei contatti tettonici a basso angolo che costituiscono il Sistema di Faglie di Vico Pancellorum (SFVP); b) schema di CALÒ & PLESI in CALÒ (1998). Per questi Autori gli assetti geometrici osservabili del SFVP sono risultato di una strutturazione polifasica a cinematica opposta, con sovrapposizione di una strutturazione contrazionale top-to-east su una precedente strutturazione estensionale top-to-west.

terminazione periclinal settentrionale alla zona di raccordo tra fianchi e cerniera dell'antiforme "frontale" di Tana a Termini/Penna di Lucchio. In quest'area è esposto il contatto tettonico tra il Macigno dell'elemento basale e la Maiolica. Il contatto (Fig. 54 e 55) che ha una giacitura sub-parallela alla stratificazione

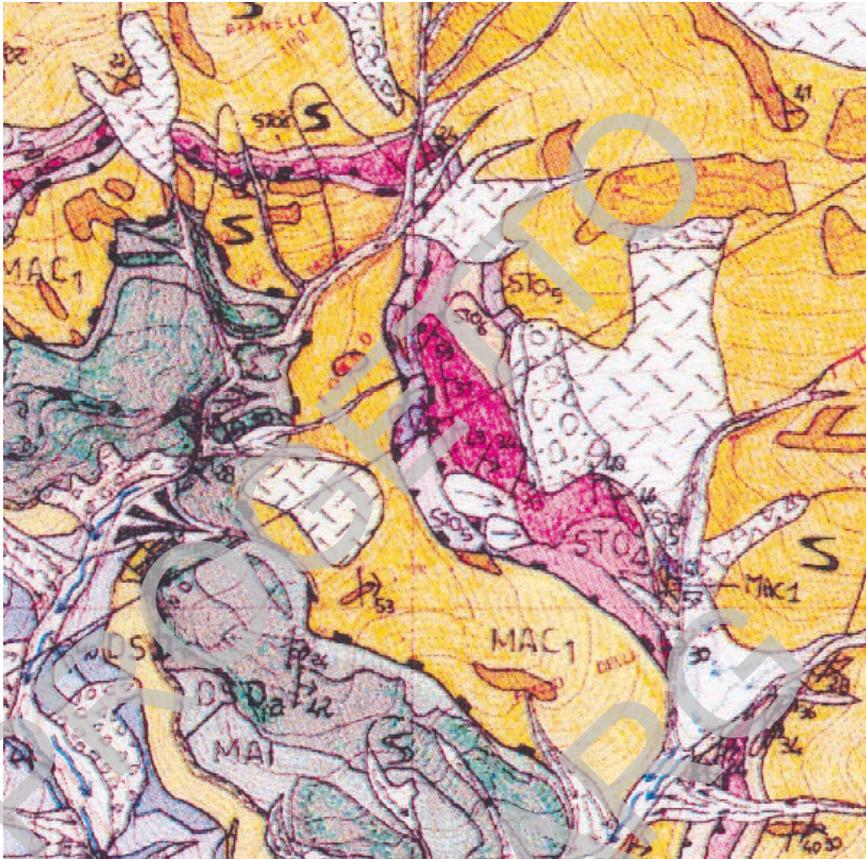


Fig. 54 – Dettaglio dell'originale d'Autore dell'elemento 251130 illustrante il segmento analizzato del SFVP. In questa zona si evidenzia nell'elemento basale del SFVP la sovrapposizione diretta tra il Macigno e la Maiolica.

nella Maiolica e nel Macigno sovrastante (polo medio 35/087, Fig. 55a,b) si caratterizza per una direzione di trasporto tettonico (*slip vector* definito da strie di tipo *slickenside*) NE/SW (Fig. 55c). In dettaglio la zona di faglia è formata da un protolite di Maiolica che mostra i caratteri tipici della deformazione “regionale” rappresentati da giunti stilolitici e vene associate. La presenza di vene in % maggiore del 50/80 % in volume caratterizzano le immediate vicinanze (circa 20/40 cm) del contatto tettonico con il Macigno rappresentando la zona di danneggiamento di letto (*footwall damage zone*). Una cataclasite foliata sviluppata a spese del Macigno caratterizza, invece, il dominio di tetto nelle immediate vicinanze del contatto tettonico, rappresentando la zona di deformazione localizzata che

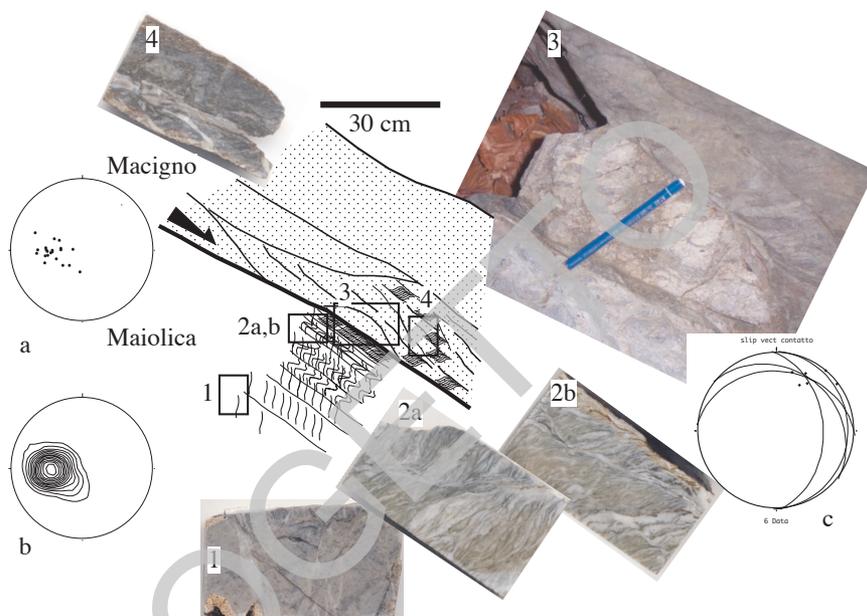


Fig. 55 – *Architettura mesoscopica, assetti geometrici e rocce di faglia osservabili sul contatto tettonico dell'elemento basale del SFVP. a), b) sono rappresentativi degli assetti strutturali (stratificazione) nella Maiolica e nel sovrastante Macigno. 1; 2a,b; rappresentano la Maiolica come osservabile lungo un gradiente di deformazione nei 30 cm immediatamente al di sotto del contatto tettonico; 3) mostra la roccia di faglia derivata dal Macigno che caratterizza la zona di contatto e 4 mostra la cataclasi foliata derivata dal Macigno.*

ha accomodato la maggior parte della deformazione (*fault core*). Questo dominio grada alla sovrastante zona di danneggiamento di tetto (*hangingwall damage zone*) che ha uno spessore di c.40/60 cm ed è rappresentata da cataclasi e brecce (*crushed breccia*) di Macigno (simili a quelle osservate a Vico Pancellorum). Strutture minori rappresentate da zone di taglio da millimetriche a centimetriche sono presenti in questo dominio ed osservate fino a c. 4/5 metri dal contatto basale. Lo schema di Fig. 55 riassume le caratteristiche strutturali del contatto basale del SFVP e delle rocce di faglia associate come osservabile nella zona di Piano al Forno/Fondo della Caccia.

I caratteri geometrici del sistema di faglie di Vico Pancellorum (SFVP) cartografati e rappresentati sul Foglio, uniti ai dati cinematici e architettonici raccolti permettono le seguenti considerazioni:

- 1) Il SFVP rappresenta un sistema di *horse* con geometrie 3D che localmente sviluppano traiettorie *down-section* rispetto alla successione stratigrafica;
- 2) la cinematica di strutturazione è associata ad un trasporto top-NE (mediamente verso 030);

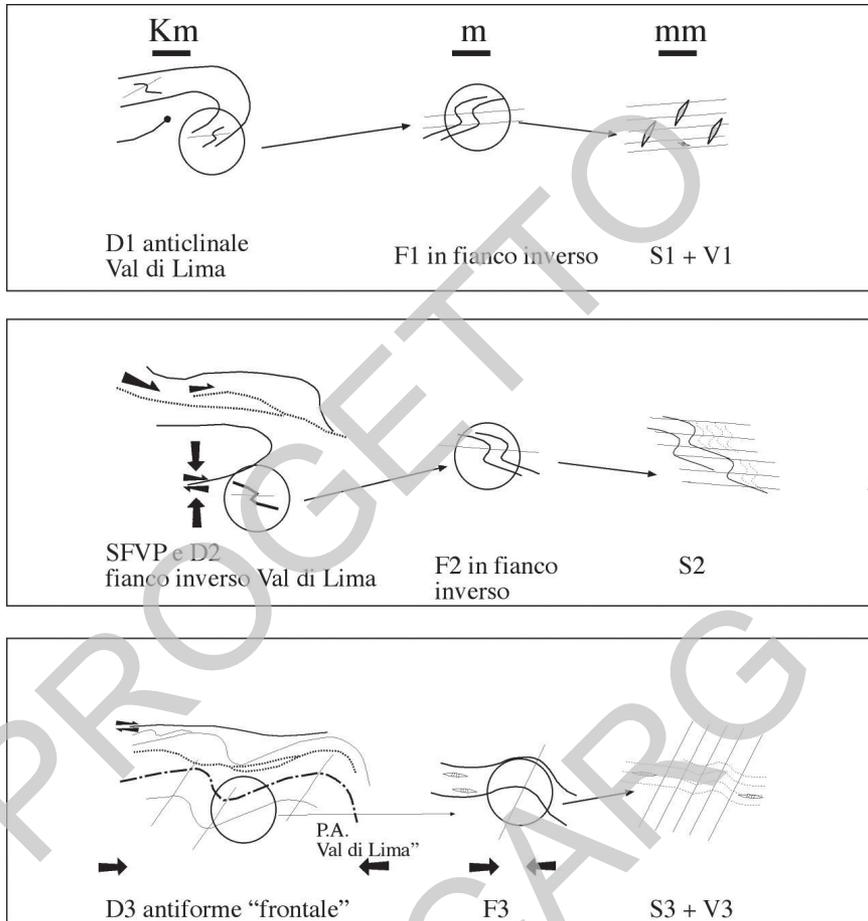


Fig. 56 - Rappresentazione schematica proposta per la strutturazione del Mesozoico della Val di Lima. a: sviluppo di una antiforme anticlinale NE vergente dal cui fianco orientale (originalmente ribaltato ?) di svilupperà per migrazione della cerniera il fianco inverso "lungo" (fianco rovesciato della Val di Lima); b: sviluppo nel fianco normale della struttura D1 di faglie a basso angolo (LANF) che costituiscono il SFVP. Nel fianco inverso si sviluppano le strutture D2 e il clivaggio S2. Le pieghe metriche F2 risultano dal raccorciamento dei fianchi corti (sub-verticali) delle pieghe F1 del fianco inverso, mentre gli assetti geometrici e le strutture in assetti non verticali (e.g. i fianchi delle pieghe F1) vengono solamente estese (boudinage dei livelli carbonatici, descritto anche in FAZZUOLI et alii, 1998). A parte le zone di cerniera F2, sui fianchi delle pieghe F2 non si sviluppano strutture di interferenza tra le foliazioni S1/S2, ma un clivaggio composto S1+S2. Cioè in questi domini si ha solo un'intensificazione del clivaggio preesistente. Questa soluzione spiega i dati di cristallinità dell'illite non omogenei all'interno del dominio strutturale "fianco inverso" riportati in CERRINA FERONI et alii, 1982; c: strutturazione tardiva D3, formazione dell'antiforme frontale e del ripiegamento del piano assiale e del fianco inverso D1+D2 della Val di Lima. Durante questa strutturazione si forma il clivaggio S3 e le vene V3 che "riattivano" il clivaggio S2.

3) il coinvolgimento degli elementi del SFVP nella strutturazione plicativa tardiva regionale permette di “datare” in modo relativo tali strutture come preantiforme frontale M.Tana di Termini/Penna di Lucchio;

4) Il SFVP è intercettato e deformato dalle faglie normali della Garfagnana/M. Albano questo impedisce una interpretazione univoca della strutturazione per impossibilità di osservare in modo completo le faglie di limite del sistema verso ovest e quindi di verificare se le faglie stesse tagliano verso l'alto o verso il basso e cioè abbiano in carattere di faglie normali o inverse (Fig. 56). Sulla base di considerazioni regionali e dati sulla storia termocronometrica di esumazione delle unità più interne della catena (Alpi Apuane) le strutture del SFVP vengono qui interpretate come splays di faglie regionali normali a basso angolo di tipo LANF (*low angle normal fault*). Queste faglie normali sarebbero da collegarsi alla cinematica interna del prisma appenninico e testimonierebbero una destrutturazione dell'edificio strutturale sviluppata in relazione alla formazione dell'antiforme regionale delle Alpi Apuane (cf. CARMIGNANI & KLIGFIED, 1990; BALDACCINI *et alii*, 1992; MOLLI, 2008). La strutturazione osservabile nell'area sarebbe quindi (Fig. 56) collegata ad un accomodamento “frontale” con strutture locali sia estensionali (SFVP) che contrazionali (piegamento tardivo F2 e F3) risultato di un'estensione sin-contrazionale delle unità alte del prisma appenninico (Falda Toscana ed alloctono sub-Ligure e Ligure) sviluppata in porzioni più occidentali del prisma stesso (MOLLI & VASELLI, 2006; MOLLI, 2008).

### 3.2.4. - *Strutturazione fragile tardiva e suo ruolo nella decomposizione dell'edificio strutturale*

Il “nucleo mesozoico della Val di Lima” è delimitato e segmentato internamente da faglie ad alto angolo appartenenti a diversi sistemi di strutture più o meno interconnesse e cronologicamente sovrapposte.

Il sistema di faglie principale è quella del Monte Memoriante segmento meridionale del sistema di Montefegatesi/Casoli/ M.Memoriante (FAZZUOLI *et alii*, 1998). Queste faglie che hanno direzione appenninica (NW/SE) e immersione prevalente a SW hanno i caratteri di faglie normali (e normali/oblique) con rigetto massimo locale di più di 2000 m (DALLAN *et alii*, 1991). Queste strutture fanno parte del sistema regionale che si prosegue verso nord-ovest in Garfagnana e verso sud-est al M.Albano (DALLAN *et alii*, 1991; FAZZUOLI *et alii*, 1998).

Parallelamente al sistema di faglie meridionali del M. Memoriante si ritrovano più a nord altre strutture più o meno continue che rappresentano il prolungamento orientale della Faglia della Foggeta. Queste ben esposte a nord dei paesi di Limano e Vico Pancellorum hanno direzione c. est-ovest (N80/95) rigetto normale di circa 1000 m e componente di movimento destrale. Si tratta cioè di faglie

normali-oblique/destre. Per BALDACCINI *et alii* (1982) le trascorrenti destre (da N80 a E-W) sono associabili a trascorrenti sinistre N150 (da noi osservate in modo subordinato nell'area analizzata) e parte di un sistema coniugato che ammetterebbe un direzione principale di raccorciamento N/S. Questo sistema di deformazione trascorrente precederebbe la strutturazione normale e sarebbe almeno localmente riattivata da questa. Durante il nostro studio sono state effettuate alcune osservazioni puntuali che possono essere inquadrare in questa interpretazione regionale.

In conclusione sulla base degli elementi strutturali osservati nel lavoro di realizzazione del Foglio 251 per la Falda Toscana è possibile ricostruire l'evoluzione tettonica (Fig. 56) di seguito brevemente riassunta:

1) sviluppo di una piega antifornte anticlinale NE vergente dalla cui evoluzione per migrazione progressiva della cerniera si svilupperà il fianco rovesciato della Lima e quella che è ora nota come Piega della Val di Lima *Auct.*;

2) la geometria finale di questa piega viene acquisita sin-sviluppo delle pieghe minori F2 solo osservabili nei domini di fianco inverso della piega della Val di Lima. Questa strutturazione è sostanzialmente da considerarsi coeva con lo sviluppo del SFVP ed associata ad un raccorciamento sub-verticale collegato al regime estensionale dominante nel prisma appenninico (Miocene medio-superiore);

3) deformazione tardiva con sviluppo delle pieghe F3 che in dominio di fianco inverso deformano le strutture precedenti (F1 e F2) incluso il clivaggio principale (S2) che localmente ha un carattere composito (S1+S2). Le pieghe F3 osservabili nel dominio di fianco inverso, sono qui considerate strutture minori delle antifornte e sinfornte pluridecametriche e della struttura chilometrica antifornte "frontale" di Tana a Termini/Penna di Lucchio. Questa strutturazione interessa sia il fianco normale che quello inverso deformando anche le strutture del SFVP;

4) la strutturazione D3 è accompagnata e seguita dallo sviluppo di sistemi di faglie trascorrenti che ammettono un raccorciamento orizzontale orientato c.N/S;

5) lo sviluppo di sistemi di faglie normali completa la storia di deformazione dell'area.

### 3.3. - PRINCIPALI ELEMENTI STRUTTURALI TARDIVI NELLA FALDA TOSCANA E NELLA SOTTOUNITÀ MODINO-PIEVEPELAGO

#### 3.3.1. - *Elemento Libro Aperto*

Affiora nel settore occidentale del foglio in una fascia NS che dal Passo dell'Abetone arriva fino a Crasciana, al margine meridionale. E' l'elemento più alto dell'edificio strutturale (Fig. 43) ed è costituito principalmente da vari termini della Falda toscana, compreso il "nucleo mesozoico della Val di Lima", e da parte dell'Unità Modino-Pievepelago (vedi sezione geologica B-B' in carta).

Il contatto tra la Falda e l'Unità Modino-Pievepelago è stato ripiegato durante la strutturazione dell'Elemento (es. zone del Libro Aperto, M. Pelatone).

La struttura più nota dell'elemento è senza dubbio la "piega della Val di Lima" *Auctt.*, diffusamente illustrata nel paragrafo precedente (cui si rimanda per la trattazione dei caratteri strutturali dell'elemento). Questa piega, considerata talora ancora oggi il fronte della Falda toscana, non rappresenta di fatto la propaggine più esterna della Falda stessa, che si estende nell'area del foglio almeno fino alla zona del T. Ombrone (Elemento Pievepelago).

La Fig. 57 riporta la distribuzione dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell'intero elemento, che si allineano preferenzialmente lungo due grandi cerchi: uno N30 85S, che ammette un asse N120 5NW, associabile all'evento deformativo F2; l'altro N90 73S, cui corrisponde un asse NS 17N, è verosimilmente riconducibile all'evento deformativo F3.

### 3.3.2. - Elemento Pievepelago (scaglie A, B, C)

Affiora tra il M. Cimone e Le Grazie, ed è compreso fra l'Elemento Libro Aperto, all'*hangingwall*, e l'Elemento Corno alle Scale e l'Unità Acquerino al *footwall* (Fig. 43).

E' costituito dal Macigno e da vari termini della Sottounità Modino-Pievepelago ed è stato suddiviso in tre principali scaglie tettoniche (A - B - C nello schema), delle quali solo una (B) si estende dal M. Cimone alla parte più meridionale del foglio.

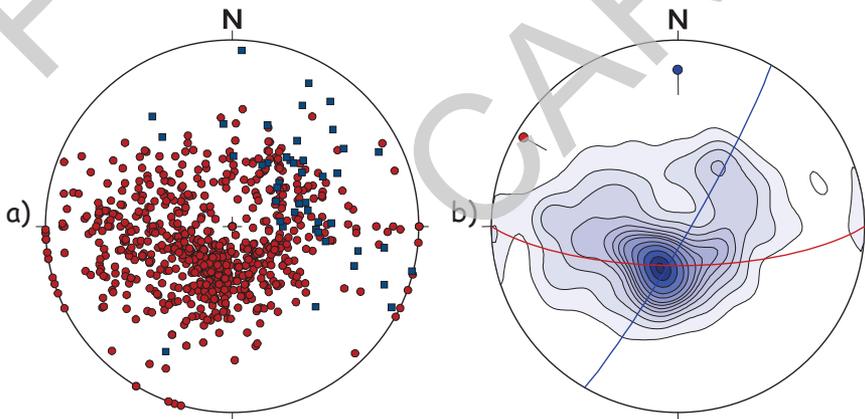


Fig. 57 – a) Stereogramma dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell'Elemento Libro Aperto - pallini rossi: strati diritti; quadrati blu: strati rovesciati; b) countouring delle misure. Reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore.

La scaglia più interna (A), ben esposta nella zona di Piteglio (vedi sezione geologica C-C' in carta), è strutturata in una anticlinale, che coinvolge sia il Magigno che la Sottounità Pievepelago (ripiegando la *thrust* di base della sottounità stessa); il fianco rovesciato dell'anticlinale affiora nella zona a nord di Prunetta, a nord di Prataccio, a sud ovest di Cutigliano. Gli strati dritti hanno prevalentemente direzione compresa fra  $N110^\circ$  e NS, con immersione verso i quadranti sud occidentali e nord orientali. Gli strati rovesci, di direzione compresa fra  $N90^\circ$  e  $N150^\circ$ , immergono verso SW.

I poli relativi alle misure di strato della scaglia A si distribuiscono lungo due grandi cerchi (Fig. 58: il primo  $N50\ 80\ S$ , ammette un asse  $N140\ 10N$ , coerente con le misure degli strati verticali ( $N\ 120^\circ - 130^\circ$ ) del settore più meridionale della scaglia; il secondo lungo un grande cerchio  $N100\ 70\ S$ , ammette asse  $N10\ 20\ N$ , coerente con le misure degli strati verticali (da  $N160^\circ$  a  $N7^\circ$ ) del settore più settentrionale.

Questo cambiamento di direzione va legato ad una rotazione dell'asse delle strutture, generalmente diffusa nell'area e probabilmente legata agli eventi F2 ed F3, analogamente all'Elemento Libro Aperto.

La scaglia B è strutturata in un'anticlinale, ben esposta nel settore settentrionale del foglio (vedi sezione geologica C-C' in carta), che ripiega la superficie di sovrascorrimento del Melange delle Tagliole sulle Arenarie di M. Modino, presenti al nucleo della struttura. Lo stesso sovrascorrimento ripiegato è visibile anche nel settore meridionale della scaglia (a sud di Gavinana). Il fianco inverso dell'anticlinale affiora estesamente tra il M. La Piazza e la zona a SW di Cutigliano.

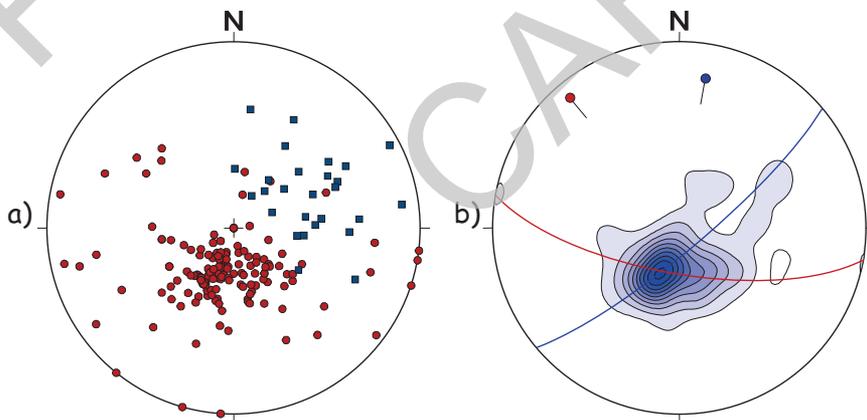


Fig. 58 – a) Stereogramma dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell'Elemento Pievepelago A - pallini rossi: strati dritti; quadrati blu: strati rovesciati; b) counturing delle misure. Reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore.

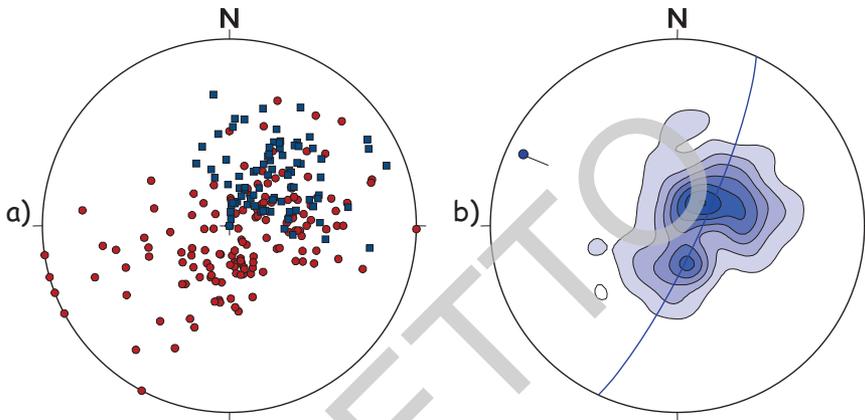


Fig. 59 – a) Stereogramma dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell'Elemento Pievepelago B - pallini rossi: strati dritti; quadrati blu: strati rovesciati; b) counturing delle misure. Reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore.

no, e nelle incisioni dei fossi del settore più meridionale (es. Fosso della Forra), a NE di Prataccio. Gli strati dritti della struttura hanno direzione generalmente compresa fra  $N10^\circ$  e  $N140^\circ$ , con immersione sia verso i quadranti settentrionali, che meridionali; gli strati rovesci hanno direzione generalmente compresa fra  $N100^\circ$  e  $N150^\circ$ .

I poli relativi alle misure di strato della scaglia B (Fig. 59) si distribuiscono lungo un grande cerchio  $N25\ 80\ S$ , che ammette asse  $N115\ 10N$ , coerente con le misure di strato verticali  $N118^\circ - 130^\circ$ , misurate nel settore più meridionale.

La scaglia C è la più orientale dell'elemento ed affiora fra Gavinana e Le Grazie. La struttura principale, che piega il *thrust* di base della sottounità Modino-Pievepelago sulla Falda toscana, è rappresentata, nel settore meridionale del foglio, da una sinclinale-anticlinale, la prima con al nucleo vari termini della Sottounità Modino-Pievepelago, la seconda a nucleo di Macigno. Gli strati dritti della struttura hanno direzione generalmente compresa fra  $N90^\circ$  e  $N100^\circ$  ed immergono sia verso sud che verso nord; gli strati rovesciati hanno direzione compresa fra  $N110^\circ$  e  $N170^\circ$  ed immergono verso sud.

I poli relativi alle misure di strato della scaglia C (Fig. 60) si distribuiscono sul grande cerchio  $N30\ 85\ S$ , che ammette un asse  $N120\ 5N$ , coerente con le misure di strato verticali  $N110^\circ$ , misurate nella sinclinale, e  $N120^\circ$  misurate nell'anticlinale.

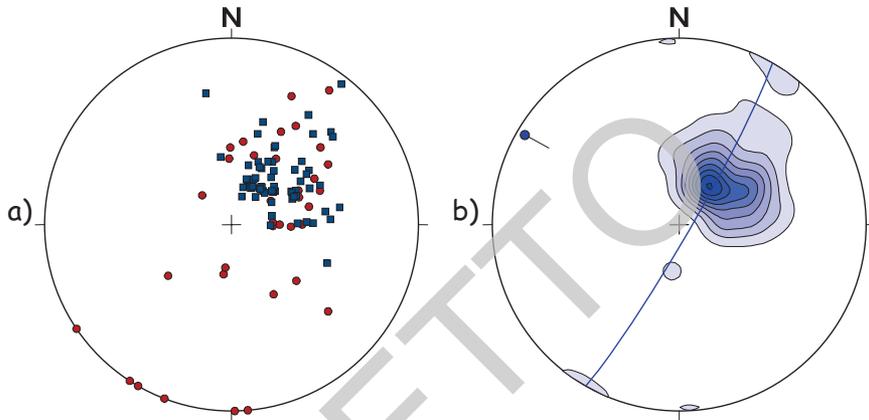


Fig. 60 – a) Stereogramma dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell'Elemento Pievepelago C - pallini rossi: strati dritti; quadrati blu: strati rovesciati; b) counturing delle misure. Reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore.

### 3.3.3. - Elemento Corno alle Scale

Affiora in una estesa fascia compresa tra Fellicarolo, a NW, e la confluenza fra i torrenti Ombrone e Bardalone, a SE (Fig. 43 e sezioni geologiche A-A' e B-B' in carta) e prosegue verso Nord fino a Magrignana, valle del T. Scoltenna (Foglio 236). E' compreso fra l'Elemento Pievepelago (al tetto) e l'Elemento La Nuda (al *footwall*) ed è costituito prevalentemente dalle Arenarie di M. Cervarola, sulle quali si accavallano, con un *thrust* secondario (*Thrust* del Poggio del Cuculo di CHICCHI & PLESI, 1991, 1992 - Fig. 61), vari termini della successione Modino; talora interposti tettonicamente tra le Arenarie di Monte Cervarola e la successione Modino sono presenti lembi traslati di Marne di Civago e Formazione di Serpiano (Scaglie del Fosso dei Bibbi di CHICCHI & PLESI, 1995).

Il *thrust* basale dell'Elemento Corno alle Scale ha in generale una giacitura piuttosto inclinata a SW (*ramp*) e tende all'orizzontale tra Rocca Corneta e Montecreto (*flat*), dove risulta ben più avanzato rispetto ai *thrust* che individuano gli elementi tettonici più esterni; l'entità di raccorciamento risulta decisamente maggiore rispetto a quella degli elementi più esterni, e raggiunge valori di circa 7-8 km nella valle del T. Silla (BOTTI *et alii*, 2004).

La geometria complessiva delle Arenarie di M. Cervarola dell'Elemento Corno alle Scale è rappresentata da un'anticlinale rovesciata; nel fianco dritto, notevolmente più sviluppato, gli strati hanno generalmente direzione compresa tra N50° e N120°, nel fianco rovesciato, (versante orientale di Monte Cappel Buso e nord di Piteccio) hanno generalmente direzione media intorno a N120° e in-

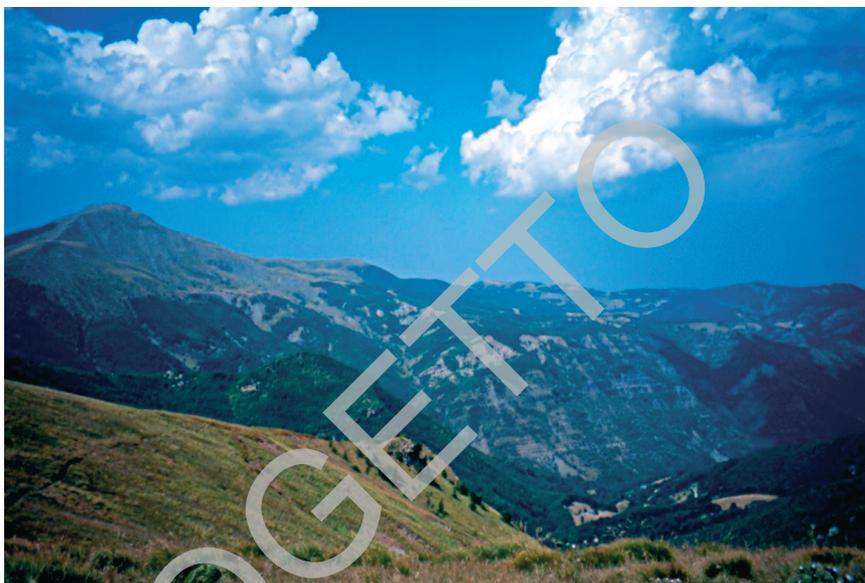


Fig. 61 – Thrust del Poggio del Cuculo, valle del T. Fellicarolo; sulla sinistra il M. Cimone.

clinazioni variabili da N20° a N85° (Fig. 62a). L'asse dell'anticlinale (ricavato dalla misura degli strati verticali) varia fra N°90 (settore settentrionale) e N130° (settore meridionale).

Quest'ultimo valore risulta coerente con il valore dell'asse (N130 2S) ricavato dal *contouring* dei poli di strato delle Arenarie di M. Cervarola (Fig. 62b, allineamento principale dei poli di strato lungo il piano N40 88S).

In prossimità del *thrust* del Poggio del Cuculo, le Arenarie di M. Cervarola si presentano spesso rovesciate e si raccordano con gli strati diritti sottostanti, individuando una sinclinale di *footwall* (sinclinale di Ronca di REUTTER, 1969). L'asse di questa struttura, ricavato dagli strati verticali affioranti tra il Poggio del Cuculo e Cima Tauffi, ha direzione media intorno a N150°-160°.

#### 3.4. - UNITÀ ACQUERINO

L'Unità Acquerino, che, come documentato dai dati stratigrafici e biostratigrafici, rappresenta a nostro avviso la porzione più esterna del sistema *foreland ramp-foredeep* toscano e più prossima al dominio di transizione tosco-umbro, affiora nel settore sud orientale del foglio (Fig. 43) ed è compresa fra gli elementi Corno alle Scale e Pievepelago al tetto e l'Elemento La Nuda al *footwall*. Questa

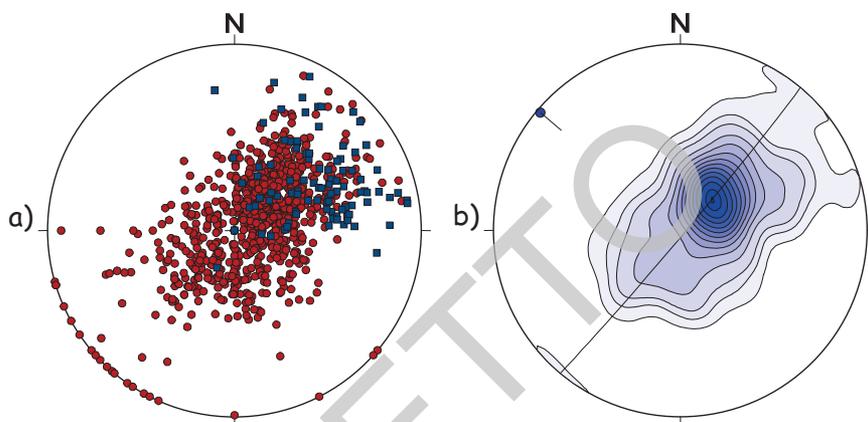


Fig. 62 – a) Stereogramma dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell'Elemento Corno alle Scale - pallini rossi: strati dritti; quadrati blu; strati rovesciati; b) counturing delle misure. Reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore

unità, che nei settori più settentrionali dell'Appennino immerge al di sotto della unità toscane più interne, dall'area del Foglio 251 prosegue più a sud in modo continuo (Fig. 1) almeno fino all'area del Foglio 310 "Passignano sul Trasimonto" (Elemento S. Sepolcro - Gioiello). L'Unità corrisponde a parte dell'Unità Acquerino di CERRINA FERONI *et alii* (2006), mentre insieme all'Unità Rentella, nell'adiacente Foglio 252, è stata indicata come "Unità tettonica Cervarola".

L'Unità Acquerino, nell'area del foglio, è costituita da almeno due scaglie tettoniche in cui affiorano sia il Macigno che la Scaglia toscana; in entrambe gli strati sono perlopiù dritti, con direzione prevalente fra N90° e N120° ed immersione verso S-SW. Gli strati rovesci, di direzione compresa fra N87° e N147°, si trovano in prossimità dei *thrust* ed individuano piccole sinclinali di *footwall* o anticlinali di *hangingwall*.

Il *contouring* dei poli di strato misurati nel complesso dell'unità ha evidenziato un allineamento principale lungo un grande cerchio N170 75N, che ammette un asse N80 15S (Fig. 63).

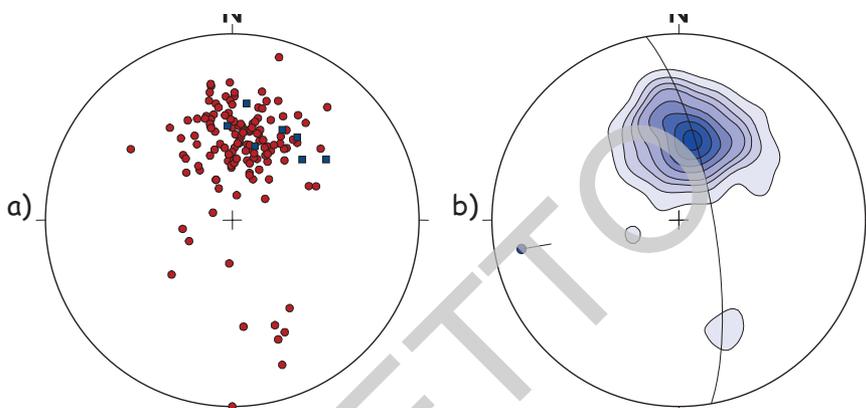


Fig. 63 – a) Stereogramma dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell' Unità Acquerino - pallini rossi: strati dritti; quadrati blu: strati rovesciati; b) counturing delle misure. Reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore.

### 3.5. - UNITÀ MODINO-CERVAROLA (SOTTOUNITÀ SESTOLA-VIDICIATICO)

La Sottounità Sestola-Vidiciatico del Foglio 251 corrisponde alla “Unità tettonica Sestola-Vidiciatico” del Foglio 252 “Barberino del Mugello”, alla parte più esterna della “Sotto-Unità Ventasso” di PLESI (2002) e della “Sotto-Unità Sestola-Vidiciatico” del Foglio 236 “Pavullo nel Frignano”.

Rappresenta la porzione di Unità Modino-Cervarola accavallata alle unità toscano-umbre aquitaniano-langhiane di *avanfossa/piggy-back basin*. A partire dal Burdigaliano questa Sottounità si separa dalla Sottounità Modino-Pievepelago per avanzare verso i domini più esterni, essendo soggetta ad una evoluzione tettonico-sedimentaria indipendente.

Nell'area del Foglio 251 la Sottounità Sestola-Vidiciatico è costituita dalla Successione Modino, con l'esclusione delle Arenarie di Monte Modino, e dalla Successione Porretta-Suviana. Quest'ultima si sedimenta sulla porzione di Unità Modino-Cervarola già più esterna ed avanzata rispetto all'area di deposizione delle Arenarie di Monte Cervarola.

Affiora nel settore nord-orientale del foglio tra Ponte alla Venturina e Vidiciatico, lungo una fascia a direzione NW-SE, limitata verso est dal sovrascorrimento tardivo dell'Elemento Corno alle Scale. All'interno dell'unità sono presenti anche diversi sovrascorrimenti secondari che raddoppiano la successione.

Le formazioni arenacee burdigaliano-langhiane affiorano in maniera discontinua con facies anche piuttosto diverse, che probabilmente sono l'espressione di sedimentazione in bacini separati e di dimensioni molto più limitate rispetto a



Fig. 64 - Contatto tra la formazione di Castiglione dei Pepoli e le argille variegata della Sottounità Sestola-Vidiciatico lungo il Rio Quadalto nelle vicinanze dell'abitato di Vidiciatico. La stratificazione della successione arenacea (So) è chiaramente discordante rispetto al contatto con la Sottounità Sestola-Vidiciatico. Il verso di movimento è indicato dalla freccia (verso l'osservatore).

quello delle Arenarie di Monte Cervarola. La sedimentazione di queste successioni è caratterizzata dalla presenza di discordanze e di breccie argilloso-calcaree, espressione della tettonica sin-sedimentaria cui è soggetto il prisma. La chiusura di questi bacini è legata all'avanzamento dei *thrust* attivi a tergo, ed alla messa in posto di scaglie tettoniche provenienti dal substrato.

In corrispondenza del sovrascorrimento principale che porta la Sottounità Sestola-Vidiciatico ad accavallarsi sulla Formazione di Castiglione dei Pepoli sono state misurate (es. Rio Quadalto - a nord di Vidiciatico, in prossimità della Bocca delle Tese, Fig. 64), su superfici sub-parallele alla stratificazione o che la tagliano *up-section*, direzioni di movimento variabili da N45° e N50° (verso di movimento da SW a NE). La geometria *up-section* è confermata dal fatto che nelle zone più interne il sovrascorrimento taglia il membro STA2 (Elemento Monte La Nuda), mentre nelle zone esterne lo stesso si produce a carico del membro CDP1 della Formazione di Castiglione dei Pepoli (Elementi Monte Grande-Monte Pizzo e Granaglione).

Sulle superfici di sovrascorrimento secondarie sono presenti strie di movimento con direzione mediamente compresa fra N30° e N50° (vergenza del movimento verso NE) e ben esposte nei litotipi che compongono le scaglie tettoniche affioranti tra Farné e il Passo di Saltiolo.

Lo stile strutturale è fortemente condizionato dai litotipi che compongono la sottounità, caratterizzata dalla presenza di numerose superfici di scorrimento interne, che si intersecano con angoli variabili, e da pieghe polifasiche. I numerosi piani di taglio determinano l'impilamento di scaglie tettoniche a varia scala e frequenti raddoppi della successione (es. in prossimità di Bocca delle Tese sono presenti più scaglie tettoniche costituite da Argille di Fiumalbo e Marne di Marmoreto). Le pieghe sono generalmente prive di superfici di clivaggio e associate a fenomeni più o meno spinti di *boudinage*. Le porzioni più argillose assumono spesso una struttura scagliosa (*scaly fabric*), particolarmente accentuata in corrispondenza delle superfici di scorrimento principali.

La Formazione del Rio Poggialto si presenta generalmente strutturata in fianchi dritti debolmente ondulati, con immersione degli strati perlopiù verso i quadranti occidentali; il valore dell'immersione aumenta in prossimità delle superfici di sovrascorrimento.

Le Arenarie di Suviana, generalmente dritte, immergono verso NE con inclinazione degli strati da 70-80° fino a verticale; la strutturazione della formazione è da considerare tardiva e legata all'individuazione dell'Elemento Castelluccio.

### 3.6. - UNITÀ RENTELLA

L'Unità Rentella, istituita nel Foglio 299 "Umbertide", rappresenta un'unità tettonica strutturata su depositi di avampaese-avanfossa (datati fino al Burdigaliano, biozona MNN2a) sedimentati, secondo gli Autori, al margine del Dominio umbro-marchigiano. Nell'area del Foglio 310 "Passignano", dove affiora anche parte della successione di avampaese, è stato possibile collocare il bacino di sedimentazione in un dominio intermedio fra il toscano e l'umbro-marchigiano (Dominio tosco-umbro), dove la sedimentazione si è protratta fino alla biozona MNN2a.

Nei depositi dell'Unità Rentella del Foglio 251 l'avanfossa tosco-umbra risulta attiva fino al Burdigaliano (biozona MNN3a), ed evolve poi in un *piggy-back basin* la cui sedimentazione si chiude al Langhiano (biozona MNN4b), con l'arrivo delle unità alloctone. In questo settore della catena l'Unità Rentella ha pertanto registrato un'evoluzione tettonico-sedimentaria più complessa.

L'Unità, nell'adiacente Foglio 252, è stata indicata come "Unità tettonica Cervarola"; si è qui preferito, per non prestarsi ad ambiguità interpretative (la Successione Cervarola rappresenta l'espressione di sedimentazione in un *wedge-top basin*, rappresentativo di una porzione del prisma in avanzamento), adottare la nomenclatura utilizzata nei fogli umbri, caratterizzati da sedimenti geneticamente assimilabili, e depositi nello stesso bacino.

E' presente nel settore centro orientale del foglio, tra il Monte La Nuda ed il



Fig. 65 - Strie e scalini in roccia associati in corrispondenza del contatto tra Sottounità Sestola-Vidiciatico e la formazione di Caglione dei Pepoli lungo il Rio Quadalto. La freccia indica la direzione di movimento e il verso di movimento.

Torrente Limentra di Sambuca ed è limitata ad ovest dal *thrust* tardivo dell'Elemento Corno alle Scale ed ad est dal sovrascorrimento principale precoce della Sottounità Sestola-Vidiciatico e dai sovrascorrimenti tardivi.

Le strutture prevalenti sono rappresentate da anticlinali di *hangingwall* a grande scala e da sinclinali di *footwall*, spesso tranciate in corrispondenza della zona di cerniera; gli assi sono mediamente compresi tra N120°-130° nel settore più nord-occidentale, e tra N90° e N110° in quello sud-orientale (Fig. 42), mettendo in evidenza una rotazione antioraria della struttura nel settore più sud-orientale, ben evidente nell'Elemento M. Pizzo.

Al sovrascorrimento della Sottounità Sestola-Vidiciatico sull'Unità Rentella (Fig. 64) sono associate, nelle areanrie di *footwall*, strette sinclinali a scala metrica (es. Rio Quadalto) con clivaggio piuttosto sviluppato e scalini su roccia (Fig. 65), originati a partire da fratture di RIEDEL di piccole dimensioni (fratture R, sintetiche rispetto alla zona di taglio principale), con direzione generalmente compresa tra N130° e N140°.

### 3.7. - PRINCIPALI ELEMENTI STRUTTURALI TARDIVI NELL'UNITÀ RENTELLA E NELLA SOTTOUNITÀ SESTOLA-VIDICIATICO

#### 3.7.1. - *Elemento La Nuda*

L'elemento affiora tra il T. Dardagna a nord e Pracchia a sud, ed è compreso fra l'Elemento Corno alle Scale al tetto, e gli elementi M. Grande-M. Pizzo e Castelluccio al *footwall* (Fig. 43). E' costituito dalla Formazione di Stagno e dalla Formazione del T. Carigiola, strutturate in un ampio fianco inverso (affiorante con continuità tra il T. Dardagna e l'Orsigna), che si raccorda in anticlinale con gli strati dritti affioranti a sud di Pracchia, ed in sinclinale con quelli affioranti più a nord.

Al monte La Nuda affiora una struttura a sinclinale-anticlinale molto ampia, che rappresenta una struttura minore del fianco inverso; l'asse della sinclinale ha direzione N115°, e quello dell'anticlinale N135°.

Nel chilometrico fianco inverso (vedi sezioni geologiche A-A' e C-C' in carta) la direzione degli strati è generalmente compresa tra N110° e N150° (immersione verso SW) mentre nel settore più orientale, dove questi si raccordano in sinclinale e anticlinale, la loro direzione varia tra N90° e N110° (immersione verso SW). L'insieme dei poli dritti e rovesciati immergenti verso NW è più limitato e corrispondono a misure raccolte in corrispondenza delle chiusure periclinali di queste stesse strutture.

Gli strati dritti dell'anticlinale hanno generalmente direzione compresa tra N 90° e N120° e immersione verso SW; quelli della sinclinale tra N 20° e N 45° ed immersione verso NW.

I poli relativi alle misure di strato dell'elemento si distribuiscono su due grandi cerchi: uno N40 85S, che ammette un asse N130 5N (coerente con la direzione media degli strati verticali) e l'altro NS 70E, che ammette un asse EW 20W (Fig. 66). La prima distribuzione è relativa alle misure di strato raccolte nel fianco rovescio, tra il T. Dardagna e Pracchia; la seconda alle misure raccolte nell'anticlinale e sinclinale affiorante a est di Pracchia.

La strutturazione complessiva dell'elemento è da collegare all'evento F2 (posteriore alla messa in posto della Sottounità Sestola-Vidiciatico, il cui contatto di base, ben visibile negli elementi M. Grande – M. Pizzo e Granaglione, risulta coinvolto e ripiegato in queste strutture).

La variazione della direzione dell'asse delle strutture, che implica una variazione della direzione del movimento dei *thrust* da NS (settore orientale) a N40° (settore settentrionale), potrebbe essersi generata progressivamente durante l'evento F2 (il che presupporrebbe l'esistenza di svincoli laterali o faglie di trasferimento, al momento non rilevati). In alternativa si potrebbe pensare ad una rota-

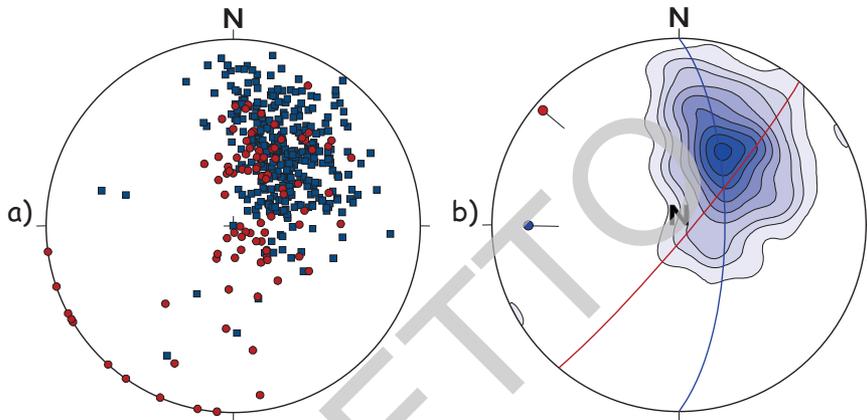


Fig. 66 – a) Stereogramma dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell'Elemento La Nuda - pallini rossi: strati diritti; quadrati blu: strati rovesciati; b) counturing delle misure. Reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore.

zione rigida in senso orario dell'elemento stesso durante lo sviluppo dell'evento F3; in questa fase si sarebbe riattivato, nel settore settentrionale, il *thrust* di base dell'elemento stesso, il che giustificherebbe anche il maggior grado di alloctonia dell'elemento La Nuda rispetto ai più esterni.

### 3.7.2. - Elemento Monte Grande - Monte Pizzo

Affiora tra Vidiciatico ed il T. Limentra di Sambuca ed è compreso fra l'Elemento La Nuda al tetto e gli elementi Granaglione e Castelluccio alla base (Fig. 43 e sezione geologica C-C' in carta). È costituito dalle formazioni di Stagno, T. Carigiola, Castiglione dei Pepoli (a nord) e da vari termini della Sottounità Sestola-Vidiciatico, strutturate a nord in una serie di sinclinali-anticlinali perlopiù elise nella zona di cerniera; nel settore sud orientale (zona di Mulino del Pallone) in una sola anticlinale con un esteso fianco dritto, anch'essa in parte ritagliata in corrispondenza della zona di cerniera.

Le strutture sinclinali-anticlinali che caratterizzano la parte più settentrionale dell'elemento, ripiegano il contatto tettonico fra la Sottounità Sestola-Vidiciatico e la Formazione di Castiglione dei Pepoli. La cronologia degli eventi deformativi F1-F2 è qui particolarmente ben rappresentata; la Formazione di Castiglione dei Pepoli conserva lembi di Sottounità Sestola-Vidiciatico sia sul fianco dritto (Rifugio Segavecchia, Bocca delle Tese, Rio Quadalto) della struttura che su quello rovesciato (es. vicinanze di Bocca delle Tese, versante nord orientale del M. Grande, vicinanze del Passo della Donna Morta). La terminazione periclinale di

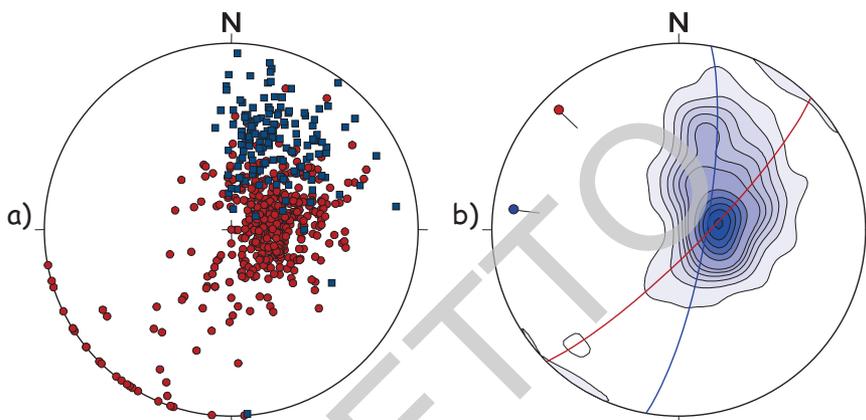


Fig. 67 – a) Stereogramma dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell'Elemento M. Grande–M. Pizzo - pallini rossi: strati dritti; quadrati blu: strati rovesciati; b) counting delle misure. Reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore.

queste strutture affiora tra Vidiciatico e Lizzano in Belvedere.

Nelle strutture più settentrionali i fianchi dritti hanno direzione compresa fra  $N120^\circ$  e  $N170^\circ$ , ed immersione verso SW; nella zona di chiusura periclinale le direzioni variano da  $N40$  a  $N100$  con immersione verso i quadranti settentrionali. I fianchi rovesciati hanno direzione compresa fra  $N120^\circ$  e  $N150^\circ$ , con immersione verso SW. Gli strati verticali variano fra  $N125^\circ$  e  $N150^\circ$ .

Nella struttura più meridionale i fianchi dritti e rovesci hanno direzione compresa fra  $N90^\circ$  e  $N120^\circ$  ed immersione verso SW; gli strati verticali variano fra  $N108^\circ$  e  $N115^\circ$ .

I poli relativi alle misure di strato dell'elemento si distribuiscono su due grandi cerchi: uno  $N45\ 80S$ , che ammette un asse  $N135\ 10N$ ; l'altro  $N7\ 78SE$ , che ammette un asse  $N97\ 12NW$  (Fig. 67). La prima distribuzione è relativa alle misure raccolte nel settore più settentrionale, la seconda al settore sud orientale. Anche per questo elemento la rotazione delle strutture potrebbe essere spiegabile in modo analogo all'Elemento La Nuda, anche se in questo caso il *thrust* di base dell'Elemento M. Grande – M. Pizzo non avrebbe subito riattivazioni importanti nel corso dell'evento F3.

### 3.7.3. - Elemento Granaglione

Affiora in una fascia di direzione NW – SE che dai dintorni di Lizzano in Belvedere si estende fino a sud est di Granaglione, ed è compreso fra l'Elemento M.

Grande – M. Pizzo e l'Elemento Castelluccio (Fig. 43 e sezione geologica C-C' in carta). E' costituito dalla Formazione di Castiglione dei Pepoli e da vari termini della Sottounità Sestola-Vidiciatico. E' strutturato in un'anticlinale, a nucleo di Formazione di Castiglione dei Pepoli e fasciata nel settore settentrionale dalla Sottounità Sestola-Vidiciatico. In prossimità del *thrust* di base dell'Elemento M. Grande - M. Pizzo si sviluppa localmente (area del M. Prati) una sinclinale rovesciata (Fig. 68), che presenta al nucleo vari termini della Sottounità Sestola-Vidiciatico e sui fianchi la Formazione di Castiglione dei Pepoli.

La terminazione periclinale dell'anticlinale affiora lungo il T. Silla (q. 500 m circa), dove gli strati arenacei hanno direzione compresa fra N 70° (con immersione verso NW) e N150° (con immersione verso SW). Questa anticlinale, già nota in letteratura (VON STRUENSEE, 1967; HEYMANN, 1968; GUENTHER & REUTTER, 1986), si rovescia nel Rio Maggiore (q. 600 m circa), ed a sud est di Granaglione (Fig. 69).

Il fianco dritto di questa struttura immerge verso SW con una direzione media degli strati intorno a N120°; gli strati rovesci hanno direzione compresa fra N95° e N140° ed immersione verso i quadranti sud occidentali.

I poli relativi alle misure di strato dell'elemento (Fig. 70) si distribuiscono su

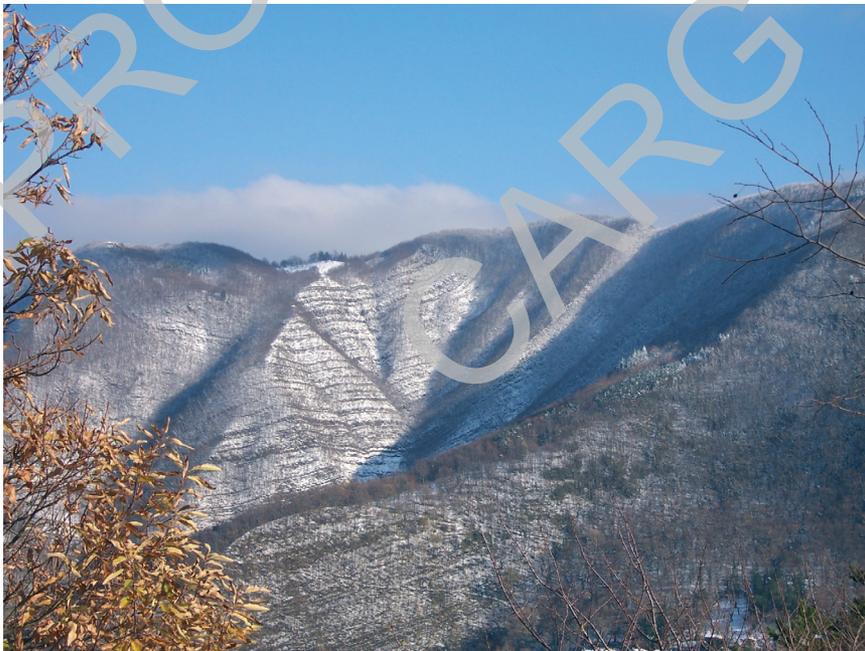


Fig. 68 - Sinclinale di footwall dell'Elemento Granaglione al Poggio Torracchia.



Fig. 69 – Anticlinale nella formazione di Castiglione dei Pepoli dell'Elemento Granaglione, lungo la S.P. 692 (Traversa di Pracchia).

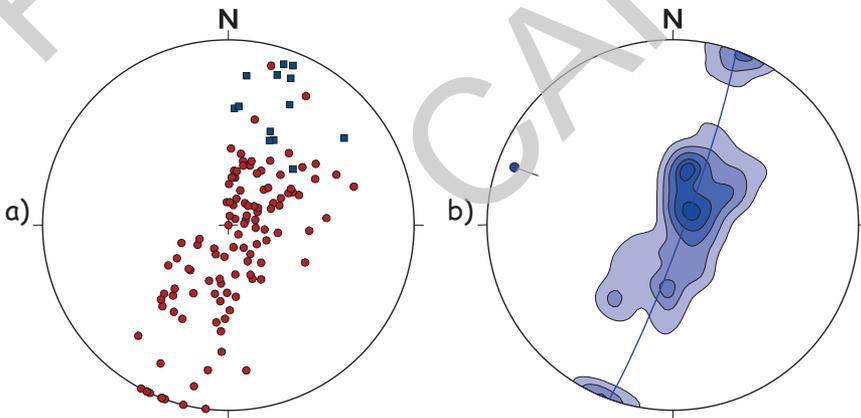


Fig. 70 – a) Stereogramma dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell'Elemento Granaglione - pallini rossi: strati diritti; quadrati blu: strati rovesciati; b) counting delle misure. Reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore.

un grande cerchio N20 80S, che ammette un asse N110 10NW, coerente con le misure degli strati verticali, comprese fra N 109° e N118°.

### 3.7.4. - *Elemento Castelluccio*

Affiora nel settore nord orientale del foglio, al *footwall* degli elementi Gragnone e M. Grande – M. Pizzo (Fig. 43 e sezione geologica C-C' in carta). E' costituito in gran parte da vari termini della Sottounità Sestola-Vidiciatico (compresa la Formazione di Suviana affiorante a Porretta Terme), tettonicamente accavallati, durante l'evento F1, sulla Formazione di Castiglione dei Pepoli.

La struttura generale dell'elemento, ben evidente nelle formazioni arenacee, è rappresentata da un'anticlinale rovesciata, con strati dritti di direzione generalmente compresa fra N90° e N120° ed immersione sia verso i quadranti meridionali che settentrionali; gli strati rovesci hanno direzione compresa fra N100° e N130°.

I poli relativi alle misure di strato dell'elemento (Fig. 71) si distribuiscono su un grande cerchio N20 75S, che ammette un asse N110 15NW, coerente con le misure degli strati verticali, comprese fra N100° e N110°.

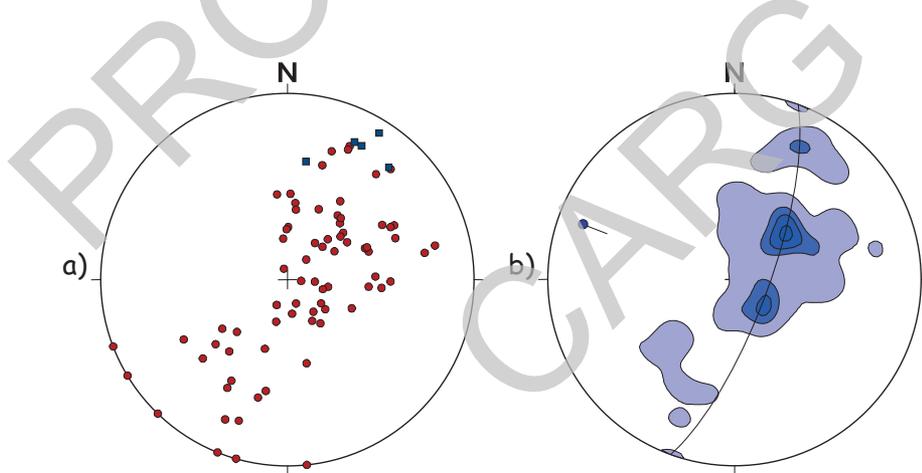


Fig. 71 – a) Stereogramma dei poli relativi alle misure di strato raccolte nell'Elemento Castelluccio - pallini rossi: strati dritti; quadrati blu: strati rovesciati; b) counturing delle misure. Reticolo di SCHMIDT, emisfero inferiore.

PROGETTO  
CARG

## APPENDICE 1

### NANNOFOSSILI

(a cura di Botti F., Daniele G.)

- Arkhangelskiella cymbiformis* (VEKSHINA, 1959)  
*Aspidolithus parvus* (STRADNER, 1963) NOËL (1969)  
*Assipetra terebrodentarius* (APPLEGATE *et alii* in COVINGTON & WISE, 1987)  
 RUTLEDGE & BERGEN in BERGEN (1994)  
*Biantholithus sparsus* BRAMLETTE & MARTINI (1964)  
*Braarudosphaera africana* STRADNER (1961)  
*Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN, 1898) LOEBLICH & TAPPAN  
 (1978)  
*Calcidiscus premacintyreii* THEODORIDIS (1984)  
*Calculites obscurus* (DEFLANDRE) PRINS & SISSINGH (1977)  
*Ceratolithoides aculeus* (STRADNER, 1961) PRINS & SISSINGH (1977)  
*Chiasmolithus grandis* (BRAMLETTE & RIEDEL 1954) HAY, MOHLER & WADE  
 (1966)  
*Coccolithus miopelagicus* BUKRY (1971)  
*Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930)  
*Corolithion kennedyi* CRUX (1981)  
*Cribocentrum reticulatum* (GARTNER & SMITH, 1967) PERCH-NIELSEN (1971)  
*Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY (1971)  
*Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE (1973)

- Dictyococcites bisectus* (HAY *et alii*, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971)  
*Dictyococcites scrippsae* BUKRY & PERCIVAL (1971)  
*Discoaster kuepperi* SRADNER (1959)  
*Discoaster barbadiensis* (TAN, 1927)  
*Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL (1954)  
*Discoaster diastypus* BRAMLETTE & SULLIVAN (1961)  
*Discoaster lodoensis* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954)  
*Discoaster saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL (1954)  
*Discoaster sublodoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN  
*Eiffellithus eximius* (STOVER, 1966) PERCH-NIELSEN (1968)  
*Eiffellithus turriseiffelii* (DEFLANDRE, 1954) REINHARDT (1965)  
*Ericsonia formosa* (KAMPTNER, 1963) HAQ (1971)  
*Ericsonia obruta* PERCH-NIELSEN (1971)  
*Helenea chiasta* WORSLEY (1971)  
*Helicosphaera ampliaperia* BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER (1954)  
*Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Helicosphaera euphratis* HAQ (1966)  
*Helicosphaera intermedia* MARTINI (1965)  
*Helicosphaera mediterranea* MÜLLER (1981)  
*Helicosphaera perch-nielseniae* HAQ (1971)  
*Helicosphaera recta* (HAQ, 1966) JAFAR & MARTINI (1975)  
*Helicosphaera reticulata* BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Istmolithus recurvus* DEFLANDRE (1954)  
*Lithastrinus grillii* STRADNER (1962)  
*Lithraphidites alatus* THIERSTEIN in ROTH & THIERSTEIN (1972)  
*Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI (1964)  
*Manivitella pemmatoidea* (DEFLANDRE in MANIVIT, 1965) THIERSTEIN (1971)  
*Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FIRT, 1954) DEFLANDRE (1959)  
*Micrantholithusi hoschulzi* (REINHARDT, 1966) THIERSTEIN (1971)  
*Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE (1959)  
*Microrhabdulus undosus* PERCH-NIELSEN (1973)  
*Micula decussata* VEKSHINA (1959)  
*Micula murus* (MARTINI, 1961) BUKRY (1973)  
*Parhabdolithus embergerii* (NOEL, 1965), STRADNER (1963)  
*Quadrum trifidum* (STRADNER, 1961) PRINS & PERCH-NIELSEN (1977)  
*Reinhardtites anthophorus* (DEFLANDRE, 1959) PERCH-NIELSEN (1968)  
*Reticulofenestra daviesii* HAQ (1968) HAQ 1971  
*Reticulofenestra umbilica* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOVSKY (1968)  
*Sphenolithus belemnos* BRAMLETTE & WILCOXON (1967)

- Sphenolithus calyculus* BUKRY (1973)  
*Sphenolithus capricornutus* BUKRY & PERCIVAL (1971)  
*Sphenolithus ciproensis* BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Sphenolithus conicus* BUKRY (1971)  
*Sphenolithus delphix* BUKRY (1973)  
*Sphenolithus disbelemnus* FORNACIARI & RIO (1996)  
*Sphenolithus dissimilis* BUKRY & PERCIVAL (1971)  
*Sphenolithus distentus* (MARTINI, 1965) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE (1953)  
*Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMAM & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Sphenolithus radians* (DEFLANDRE, 1952)  
*Tranolithus phacelosus* STOVER (1966)  
*Zigrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE (1959)

## BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1969) - *Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro Auclt.) ed i terreni sovrastanti (Appennino modenese e bolognese)*.- Dati preliminari. Boll. Soc. Geol. It., **88** (4), 637-644.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1962) - *Tentativo di interpretazione dei livelli di «Argille Scagliose» intercalate nella parte alta del «Macigno» lungo l'allineamento M. Prado-Chianti (Appennino Sett.) mediante colate sottomarine*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (2), 335-342.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1970a) - *Olistostromes and olistoliths*. In: SESTINI G. (Ed.) *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Ed. Sedim. Geol., **4**, 521-557.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970b) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. In: SESTINI G. (Ed.) *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedimentary Geology, **4**, 207-249.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. SESTINI (Ed.): *Development of the Northern Apennines*. Sedim. Geol., **4**, 251-340.
- AGLIARDI F., CROSTA G. & ZANCHI A. (2001) - *Structural constrains on deep-seated slope deformation kinematics*. In: Eng. Geol., **59**, 83-102.
- AMADESI E. (1966) - *Considerazioni generali sulla stratigrafia e l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli*. Giornale di Geologia, **34**, 411-446.
- ANDREOZZI M. (1992) - *Stratigrafia fisica delle Arenarie di M. Cervarola nel settore Nord-Occidentale dell'Appennino settentrionale tra la Val Secchia (RE) e la Val Panaro (MO)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It. **46** (1991), 269-285.
- ANDREOZZI M. & DI GIULIO A. (1994) - *Stratigraphy and petrography of the Mt. Cervarola Sandstone in the type area, Modena Province*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1), 351-360.
- ANDREOZZI M., DINELLI E. & TATEO F. (1996) - *Volcanoclastic key beds and megaturbidites in an early-Miocene turbidite system, Mt. Cervarola Fm. (Northern Apennines)*. Giornale di Geologia Ser 3, **57** (1995), 159-178.
- ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1994) - *Subsurface well data in the Northern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 461-471.
- BALDACCINI F., L. CARMIGNANI L., P. L. FANTOZZI P., M. MECCHERI M. & G. PLESI (1992) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali lungo la trasversale Alpi apuane - Appennino reggiano-modenese*. Studi Geol. Camerti. **Vol. Spec.**, 31-49.
- BALDACCINI F., CERRINA FERRONI A. & PLESI G. (1982) - *Una nuova interpretazione della struttura della Val di Lima*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, **88** (1981), 159-168.
- BALDACCINI F., PETRESI A., SERANI A. & TRIVELLINI M. (1996) - *Le paleofrane nelle valli dei fiumi Magra-Vara (Appennino ligure-toscano) e loro implicazioni morfo-neotettoniche*. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Serie A, **103**, 209-222.
- BALDACCINI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo «Macigno» dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 213-244.
- BALLY A.W. & SNELSON S. (1980) - *Realms of subsidence*. In: MIALI A. D. (Ed.), *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*. CAN. SOC. PETROL. GEOL., MEMOIR, **6**: 9-94.
- BARTOLINI C. (1999) - *Mobilità verticale ed evoluzione dell'idrografia in Appennino settentrionale*. In "Studi Geografici e Geologici in onore di Severino Belloni (OROMBELLI G. Ed.)", Glauco Briganti, Genova.
- BARTOLINI C. & PRANZINI G. (1988) - *Evoluzione dell'idrografia nella Toscana centro-settentrionale*. Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana, **6-7** (1988), 79-83.
- BELLINCIONI D., FANCELLI R., GHELARDONI R. & TREVISAN L. (1956) - *Grande piega coricata con nucleo triassico in Val di Lima*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **63**, Serie A, 71-77.
- BELLINCIONI P. (1959) - *Il Nucleo Mesozoico della Val di Lima*. Boll. Soc. Geol. It., **78** (2), 14-72.
- BECK A.C. (1968) - *Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment*. N.Z.J. Geol. Geophys., **11**(1), 191-199.

- BERTACCHINI M. (1992) - *Transizione tra le arenarie di M. Cervarola e la Formazione Marnoso-arenacea nell'Appennino bolognese e toscano*. *Giornale di Geologia*, Ser. 3<sup>a</sup>, **54** (1): 195-205.
- BETTELLI V., CERRINA FERONI A., PLESI G. & FONTANESI G. (1984) - *Deformazione semiduttile nelle Arenarie di Ranzano della media Val D'Enza (Appennino reggiano); un tentativo di analisi della fratturazione associata al piegamento concentrico*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **103**: 601-614.
- BERTOLLI A. & NARDI R. (1966) - *Geologia delle valli del Dolo e del Dragone (Appennino toscano-emiliano)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **5** (2).
- BETTELLI G., BOCCALETTI M., CIBIN U., PANINI F., POCCIANTI C., ROSSELLI S. & SANI F. (2002a) - Foglio 252 "Barberino del Mugello" 1:50.000 – Note Illustrative. S.EL.CA., Firenze
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1989a) - *Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenaria di M. Cervarola del crinale appenninico emiliano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **39** (1987), 1-18.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1989b) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **39** (1987), 91-126.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1989) - *I mélanges dell'Appennino settentrionale, dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **39** (1987), 187-214.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1992) - *Liguridi, mélanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la «linea del Sillaro» (Appennino settentrionale, provincie di Firenze e Bologna)*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **46** (1991), 387-416.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1994) - *Nota illustrativa ad una sezione geologica attraverso l'Appennino modenese*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. (1992/2), 65-74.
- BETTELLI G., PANINI F. & PIZZOLO M. (2002) - *Foglio 236 "Pavullo nel Frignano" 1:50.000 – Note Illustrative*. S.EL.CA., Firenze.
- BISCI C., DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1996) – *Rock flow (sackung)*. In: "Landslide recognition" Dikau R., Brunsden D., Schrott L. & Ibsen M.L. (Eds.), 150-160.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, 4 Fogli, CNR 429.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**: 359-373.
- BOCCALETTI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A. & ZANZUCCHI G. (1987) - *Note illustrative alla Carta strutturale dell'Appennino settentrionale a scala 1:250.000*. Tipografia senese.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Polarità strutturali delle Alpi e dell'Appennino settentrionale in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **10**: 371-378.
- BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969) - *Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle formazioni mesozoiche della Val di Lima (Prov. di Lucca)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**, 847-922.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della Serie Toscana. 2 Brecce e lacune al passaggio Maiolica - Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **5**, 19-66.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1967) - *Olistostromi e olistoliti di Maiolica negli scisti policromi della Val di Lima (Provincia di Lucca)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **86**, 525-535.
- BOENZI F., PALMENTOLA G. (1971) – *Tracce della glaciazione würmiana sul Massiccio del Pollino al confine calabro-lucano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **90**, 139-150.
- BORTOLOTTI V. (1962a) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte - Alberese*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **81** (2), 225-314.
- BORTOLOTTI V. (1962b) – *Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (ofioliti e Alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **81** (1), 1-50.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Osservazioni preliminari sulla posizione delle rocce ofiolitiche nelle zone di Berceto (Parma), di Boccassuolo (Modena), dei M. Livornesi e di Pomarance (Pisa)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **82**, 259-264.

- BORTOLOTTI V. (1992) - *Appennino Tosco-Emiliano*. Guide Geologiche Regionali S.G.I., BE-MA Milano, **4**, 331 pp.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The Miogeosynclinal Sequences*. In: Development of the Northern Apennines Geosyncline. Sestini G. (Ed.), *Sediment. Geol.* **4**, 3/4.
- BOTTI F. (2003) - *Studio stratigrafico, petrografico e strutturale della successione delle Arenarie del M. Cervarola e rapporti con le successioni e unita' limitrofe (Appennino modenese-bolognese)*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Pisa.
- BOTTI F., PALANDRI S. & PLESI G. (2002) - *The Mt. Cervarola Sandstones in the T. Fellicarolo and T. Dardagna Valleys (Northern Apennines): petrographic and biostratigraphic features, regional correlations*. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec.* **1**, 305-317.
- BROZZETTI F., LUCCHETTI L. & PIALLI G. (2000) - *La successione di Monte Rentella (Umbria centro-occidentale): nuovi dati di biostratigrafia a nannofossili calcarei ed ipotesi per un inquadramento regionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **119**(2), 407-422.
- BRUNI P. (1973) - *Considerazioni tettoniche e paleogeografiche sulle serie dell'Appennino bolognese tra le valli dell'Idice e del Santerno*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12** (2), 157-185.
- BRUNI P., CIPRIANI N. & PANDELI E. (1994a) - *New sedimentological and petrographical data on Oligo-Miocene turbiditic formations of the Tuscan Domain*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48**, 251-260.
- BRUNI P., CIPRIANI N. & PANDELI E. (1994b) - *Sedimentological and petrographical features of the Macigno and M. Modino Sandstone in the Abetone Area (Northern Apennines)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48**, 331-341.
- BURCKHARDT C.E. (1946) - *Il sondaggio di Belagajo (Grosseto) ed il suo significato*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **65**, 97-107.
- CALANCHI N., MARRONI M. & SERRI G. (1987) - *Geology and petrology of the Sasso di Castro ophiolite and associated plagiogranites*. *Ofioliti*, **12**, 151-178.
- CALÒ G. (1998) - *Il nucleo della Val di Lima (parte settentrionale): analisi stratigrafica e strutturale*. Tesi di Laurea medita, Università degli Studi di Pisa.
- CANUTI P., FOCARDI P. & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti Policromi nei Monti del Chianti*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84** (6), 93-166.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G., KLIGFIELD R. & MECCHERI M. (1993) - *Tettonica di crosta media e di crosta superiore nelle Alpi Apuane: un modello per l'interpretazione dei profili sismici a riflessione dell'Appennino settentrionale*. *Studi Geologici Camerti, CROP 1/1A, Volume speciale (1992/2)*: 211-226.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., & MECCHERI M. (1991) - *La vergenza "sin" e "post-Nappe" della Falda toscana nella struute di Pescaglia e Castelpoggio (Alpi Apuane)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **110** (2), 351-364.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation*. *Journal of Geology*, **86**.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:100.000 - *Foglio 85 "Castelnuovo nei Monti"* (1967) - 2a edizione, Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:100.000 - *Foglio 86 "Modena"* (1963). - 2a edizione. Serv. Geol. d'Italia, L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:100.000 - *Foglio 96 "Massa"* (1971) - 2a edizione, Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:100.000 - *Foglio 97 "S. Marcello Pistoiese"* (1968) - 2a edizione, Serv. Geol. d'Italia, Istituto Italiano d'Arti Grafiche, Bergamo.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:100.000 - *Foglio 98 "Vergato"*(1970) - 2a edizione. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 234 "Fivizzano"* (in stampa) - Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 235 "Pievepelago"*(2002) - Serv. Geol. d'Italia, Roma.

- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 236 "Pavullo nel Frignano"*(2002) – Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 250 "Castelnuovo Garfagnana"* (in stampa) – Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 252 "Barberino del Mugello"*(2002) – Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 262 "Pistoia"* (in stampa) – Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 264 "Borgo San Lorenzo"* (in stampa) – Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 278 "Pieve Santo Stefano"* (in stampa) – Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 289 "Città di Castello"* (in stampa) – Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 299 "Umbertide"* (in stampa) – Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - *Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno"* (in stampa) – Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTON A. PANIZZA M. (1988) – *Il Paesaggio fisico dell'alto Appennino emiliano*. Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia del C.N.R., Istituto per i beni culturali della regione Emilia Romagna, Grafis Edizioni, Casalecchio di Reno, Bologna, 182 pp.
- CASTALDINI D., CAREDIO F., PUCCINELLI A. (1998) - *Geomorfologia delle valli del Rio delle Pozze e del Torrente Motte (Abetone, Appennino Tosco-Emiliano)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **21**, 177-204.
- CASTALDINI D., CAREDIO F., D'AMATO AVANZI G., PERILLI N., PUCCINELLI A. (2004) - *Glacial features in the Tuscan-Emilian Apennines (Italy). Evidences from the Abetone area*. In: Morini D. e Brunni P. (Eds) –The "Regione Toscana" Project of Geological Mapping. Regione Toscana, Servizio geologico Regionale, Tip. Martinelli, Firenze, 67-76.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997b) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Mem. Sci. Geol., **49**, 207-253.
- CERRINA FERONI A., CATANZARITI & R. OTTRIA G. (2002) – *Tavole stratigrafiche della Carta geologico strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo (scala 1: 250.000)*. Selca, Firenze.
- CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1990) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1: 50.000. F.° 217 «Neviano degli Arduini»*. Edizione sperimentale. S.EL.CA., Firenze.
- CERRINA FERONI A., LEONI L. & PLESI G. (1981) - *Primi dati sulla cristallinità dell'illite nella Falda Toscana: gli affioramenti della Val di Lima*. Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Mem. Serie A, **87** (1980), 341-353.
- CERRINA FERONI A., LEVI N. & OTTRIA G. (2008) – *Duplex architecture and late orogenic back-thrusting in Foredeep Units of the Northern Apennines (Italy)*. Geological Journal, **43**, 447-462.
- CERRINA FERONI A., NUTI S., PERTUSATI P. C. & PLESI G. (1976) - *Sulla probabile origine carsica delle breccie sedimentarie associate al Calcere Cavenoso dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1161-1174.
- CERRINA FERONI A., OTTRIA G., MARTINELLI P., MARTELLI L. & CATANZARITI R. (2002) – *Carta geologico strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo (scala 1: 250.000)*. Selca, Firenze.
- CERRINA FERONI A. & PATACCA E. (1975) - *Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del Dominio Toscano interno tra il Trias superiore e il Miocene medio*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **82**, 43-54.
- CHELLI A., D'AQUILA P., FIRPO M., GINESU S., GUGLIELMIN M., PECCI M., PIACENTINI T., QUEIROLO C., ROBUSTELLI G., SCARMIGLIA F., SIAS S., TELLINI C. (2006) – *Testimoni di una montagna scom-*

- parsa. Contributo alle metodologie d'indagine delle forme periglaciali relitte. Problematiche e applicazioni in differenti ambienti morfodinamici.* Quaderni della Montagna, Ist. Naz. della Montagna, Roma, 136 pp.
- CHIARI M., CORTESE G. & MARCUCCI M. (1994) – *Radiolarian Biostratigraphy of the jurassic Cherts of the Northern Apennines*. *Ofioliti*, **19** (2a), 307-312.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991) - *Sovrascorrimenti e strutture associate dell'alto Appennino emiliano fra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone*. *Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1990*, 99-108.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *Il Complesso di M. Modino nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **46** (1991), 139-163.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1995) - *La struttura della finestra di Gazzano (Val Dolo, Appennino reggiano-modenese)*. *Accad. Naz. delle Scienze, Scritti e Documenti*, **14**, 195-227.
- CIBIN U., DI GIULIO A., MARTELLI L., CATANZARITI L., POCCIANTI C., ROSSELLI S. & SANI F. (2004) – *Factors controlling foredeep turbidite deposition: the case of Northern Apennines (Oligocene-Miocene, Italy)*. In Lomas, S.A. & Joseph, P. (Eds), *Confined Turbidite Systems*. Geological Soc., London, Spec. Pub., **222**, 115-134.
- CONTI M. & MARCUCCI M. (1986) – *The onset of Radiolarian deposition in the ophiolite sequences of the Northern Apennines*. *Marine Micropal.*, **11**, 129-138.
- CORTESE G. (1993) - *Radiolarian Biostratigraphy at the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines*. *Paleopelagos*, **3**, 165-185.
- COSTA E. (1985) - *Analisi delle strutture presenti nel «Tongriano» della media Val di Taro e rapporti con quelle del substrato ligure*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**: 491-501.
- COSTA E., DI GIULIO A., NEGRI A. & PLESI G. (1992) - *«CROP 03. Settore compreso tra Castiglione Fiorentino e Bocca Trabaria: nuovi dati stratigrafici, petrologici e strutturali.»* *Studi Camerti, Vol. spec. 1* (1991), 217-234.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G. & VILLA G. (1993) - *Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre - Val Gordana - M. Sillara (Appennino settentrionale): implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria*. *Studi Geol. Camerti, CROP 1/1A, Volume speciale (1992/2)*, 229-248.
- COSTA E., DI GIULIO A. & VILLA G. (1989) - *La finestra tettonica di M. Zuccone (Appennino settentrionale): rilevamento, petrografia delle arenarie e biostratigrafia*. *Atti tic. Sc. Terra*, **32**, 175-190.
- COSTA E. & FRATI G. (1997) - *La tettonica post-oligocenica delle Unità Liguri e della Successione Epiligure nella media Val Ceno (Prov. di Parma, Appennino settentrionale) con carta geologico-strutturale 1: 25000*. *Atti tic. Sc. Terra*, **39**: 31-53.
- COSTA E., PIALLI G. & PLESI G. (1998) - *Foreland basins of the Northern Apennines: relationships with passive subduction of the Adriatic lithosphere*. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **52**, 595-606.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1994) - *Landslide Types and Processes*. In: "Landslides: investigation and Mitigation", Cruden (Ed.), National Academy of Science.
- DAINELLI L. (1951) - *La tettonica del Macigno e della Formazione marnoso-arenacea romagnola fra Lizzano in Belvedere e Barberino del Mugello*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **70** (2), 389-401.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale dell'Appennino Settentrionale*. *Mem. Acc. Lunig. Scienze «G. Capellini»*, **42**, 1-212.
- DALLAN L., PUCCINELLI A. & VERANI M. (1981) - *Geologia dell'Appennino settentrionale tra l'alta Val di Lima e Pistoia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **100** (4), 567-586.
- DAMIANI A.V., PANNUZZI L. (1993) – *La glaciazione pleistocenica nell'Appennino Laziale-Abruzzese*. *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, **CX**, 111-158.
- DAMIANI A.V., FARAMONDI S., NOCCHI-LUCARELLI M. & PANNUZZI L. (1989) - *Biocrono-stratigrafia delle unità litologiche costituenti l' "insieme varicolore" affiorante fra la Val di Chiana ed il Fiume Tevere (Italia centrale)*. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **106**, 104-161.
- DANIELE G. (1998) - *Studio stratigrafico, petrografico e strutturale dei Flysch ad Elmintoidi e loro*

- successioni di base; rapporti con le unità limitrofe (Appennino modenese, reggiano e parmense).* Tesi Dottorato, Università degli Studi di Pisa.
- DANIELE G., MOCHI E. & PLESI G. (1996) - *L'insieme ligure-emiliano dell'Appennino modenese: unità tettoniche e successioni stratigrafiche nella zona di Frassinoro.* Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Serie A, **102** (1995), 147-158.
- DANIELE G. & PLESI G. (2000) - *The Ligurian Helminthoid flysch units of the Emilia Apennines: stratigraphic and petrographic features, paleogeographic restoration and structural evolution.* Geodinamica Acta, **13**, 1-21.
- DE STEFANI C. (1881) - *Il Macigno di Porretta ed i terreni corrispondenti.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb.
- DICKINSON W. (1970) - *Interpreting detrital modes of greywacke and arkose.* Jour. Sed. Petr., **40**, 695-707.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle arenite terrigene: parametri petrologici e composizionali modali.* L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **28**, 55-101.
- DRAMIS F., KOTARBA A. (1994) - *Geomorphological evidences of high mountain permafrost in Central Apennines.* Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **17**, 29-36.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1983) - *Two cases of earthquake-triggered gravitational spreading in Algeria and Italy.* In: Rend. Soc. Geol. It. **6**, 7-10.
- EBERHARDT P., FERRARA G. & TONGIORGI E. (1962) - *Détermination de l'âge des granites allochtones de l'Apennin septentrional.* Bull. Soc. Geol. de France, **4**, 666 - 667.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a nord-ovest delle Apuane.* Boll. Soc. Geol. It., **79** (2), 273-312.
- ELTER P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Apennin septentrional.* Bulletin de la Société Géologique de France, **7**, 956-962.
- ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M., OTTRIA G. (1997) - *Note Illustrative del Foglio 198 "Bobbio" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.* Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, pp.106.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines.* Boll. Geofisica, **XVII**, 3-18.
- ELTER P. & MARRONI M. (1992) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 121-138.
- ELTER P. & PERTUSATI P. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi - Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi occidentali.* Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375.
- FAZZUOLI M., BECARELLI S., BURCHIETTI G., FERRINI G., GARZONIO C. A., MANNORI G., SANI F. & SGUAZZONI G. (1994) - *A short outline of the geology of the mesozoic inlier in the Lima Valley, Northern Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., **48**(1), 79-85.
- FAZZUOLI M., BECARELLI S., BURCHIETTI G., FERRINI G., GARZONIO C. A., MANNORI G., SANI F. & SGUAZZONI G. (1998) - *Geologia del nucleo Mesozoico della Val di Lima (Province di Pistoia e Lucca, Appennino settentrionale). Note illustrative della carta geologica (Scala 1: 25.000).* Boll. Soc. Geol. It., **117**, 479-535.
- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. & SGUAZZONI G. (1985) - *Le formazioni Giurassico-Mioceniche della Falda Toscana a Nord dell'Arno: Considerazioni sull'evoluzione sedimentaria.* Mem. Soc. Geol. It., **30**, 159-201.
- FAZZUOLI M., SANI F., GARZONIO C.A. & FERRINI G. (1992) - *Esame dei caratteri stratigrafici e strutturali del nucleo mesozoico della Val di Lima.* 76a Riunione estiva Società Geologica Italiana, L'Appennino Settentrionale, Guida all'attraversata dell'Appennino Sett., 139-185.
- FEDERICI P.R. (1979) - *Un'ipotesi di cronologia glaciale wurmiana, tardo e post-wurmiana nell'Appennino Centrale.* Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **2**, 196-206.
- FEDERICI P.R. (1981) - *The quaternary glaciation on the seaward side of the Apuan Alps.* Rivista Geografica Italiana, **88**(2), 183-199.
- FEDERICI P.R. (2005) - *Appunti per la storia della scoperta della Glaciazione Quaternaria nell'Appennino Settentrionale.* Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "Giovanni Capellini", **LXXV**, 69-75.

- FEDERICI P.R., TELLINI C. (1983) – *La geomorfologia dell'alta Val Parma (Appennino Settentrionale)*. Rivista Geografica Italiana, **90**(3-4), 393-428.
- FERRINI G. & PANDELI E. (1984) – *Le Arenarie di Porretta Terme - Serie di Suviana: analisi di facies e considerazioni paleogeografiche*. Gior. Geol., ser.2, **45**(2), 199-226.
- FINOCCHI R. (1996) – *Flysch miocenici dell'alto Appennino bolognese (area di Sambuca Pistoiese): studio stratigrafico, biostratigrafico, petrografico e strutturale*. Tesi di Laurea inedita, Università degli Studi di Pisa.
- FONTANA D., SPADAFORA E., STEFANI C., STOCCHI S., TATEO F., VILLA G. & ZUFFA G. G. (1996) – *The Upper Cretaceous Helminthoid Flysch of the Northern Apennines: provenance and sedimentation*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1994), 237-250.
- FORCELLA F. & OROMBELLI G. (1984) – *Holocene slope deformation in Valfurva, Central Alps, Italy*. In: Geogr. Fis. Dinam. Quat., **7**, 41-48.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) – *Middle Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42** (1), 37 - 63.
- FORNACIARI E. & LABAUME P. (1992) – *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Bobbio Formation (NW Apennines, Italy)*. Acc. Sci. Geol., **44**, 109-126.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) – *Latest Oligocene to Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42**, 1-36.
- GAZZI P. (1966) – *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro*. Miner. Petrogr. Acta, **12**, 69-97.
- GELMINI R. (1966) – *Osservazioni geologiche tra il M. Cimone e la Valle del Dardagna (alto Appennino modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 225-240.
- GELMINI R. (1993) – *Le Arenarie di M. Cervarola tra il T. Fellicarolo e il F. Reno (Appennino settentrionale)*. Atti Tic. SC. Terra., **36**, 11-32.
- GHELARDONI R. (1958) – *Spostamento dello spartiacque dell'Appennino settentrionale in conseguenza di catture idrografiche*. Atti. Soc. Sci. Nat., Serie A, **65**, 25-38.
- GHELARDONI R. (1966) – *Schema tettonico dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo nè Monti)*. Atti Soc. Geol. It., **73**, 162-181.
- GHELARDONI R., LUCCHETTI L., PIERI M. & PIRINI G. (1962) – *I rapporti tra "Macigno" e "Marnoso Arenacea" tra le valli del Dolo e dell'Indice (Appennino tosco-emiliano)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**, (3), 195-230.
- GHELARDONI R., PIERI P. & PIRINI C. (1965) – *Osservazioni stratigrafiche nell'area dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo nè Monti)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6), 297-416.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1965) – *Carta geologica della zona nord-occidentale del M. Pisano e dei Monti d'oltre Serchio*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5).
- GIARDINO M. & POLINO P. (1997) – *Le deformazioni di versante dell'alta Valle di Susa: risposta pellicolare dell'evoluzione tettonica recente*. In: Il Quaternario, **10**, 293-298.
- GIRAUDI C. (2002) – *I rock glacier tardo-pleistocenici ed olocenici dell'Appennino – Età, distribuzione, significato paleoclimatico*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **15**, 45-52.
- GIRAUDI C., FREZZOTTI M. (1997) – *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennine, Italy*. Quaternary Research, **48**, 280-290.
- GOGUEL (1978) – *Scale dependent rockslide mechanism, with emphasis on the role of pore fluid evaporation*. In: Rockslides and avalanches – Natural Phenomena (Ed. B. Voight). Development in Geotechnical Engineering, **14**, 693-706
- GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGIA C.N.R. (1982) – *Geomorfologia de territorio di Febbio tra il M. Cusna e il F. Secchia (Appennino emiliano)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **5**, 285-360.
- GUERRICCHIO & MELIDORO (1979) – *Deformazioni gravitative profonde del tipo sacking nei monti di Maratea*. Geol. Appl. Idrogeol., **14**, 13-22.
- GÜNTHER K. & REUTTER K. J. (1986) – *Il significato dell'Unità di M. Modino-M. Cervarola tra il Passo delle Radici e il M. Falterona in relazione alla tettonica dell'Appennino settentrionale*. Giornale di Geologia, Ser.3ª, **47** (1985), 15-34.

- HAAF TEN E. (1985) - *A structural review of the bolognese Apennines (with two field trip itineraries)*. Giornale di Geomorfologia, 3a ser., **47** (1-2), 35-45.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liasion Alpes - Apennins (de la Ligurie à la Calabrie)*. Mem. Soc. Geol. It., **11** (4): 309-342.
- HEYMANN H. F. (1968) - *Zur Geologie der Toskanischen und Emilianischen Serien des Nordapennins im Bereich des oberen Panaro und oberen Lima Tales (Prov. Modena, Bologna, Pistoia)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 179 pp.
- HUTCHINSON J. N. (1988) - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology*. Proc. 5th Int. Symposium on Landslides, Losanna, 10-15/7/1988, **1**, 3-35.
- KALIN O., PATACCA E. & RENZ O. (1979) - *Jurassic pelagic deposits from southern eastern tuscany. Aspects of sedimentation and new biostratigraphic data*. Egl. Geol. Helv., **72**, 715.
- KRAMPE K. D. (1964) - *Zur geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza*. Diss. Freie Univ. Berlin. 161 p.
- JAHN A. (1964) - *Slopes morphological features resulting from gravitation*. In: Zeitschr. Geomorphol. Suppl., **5**, 59-72.
- JAURAND, E. (1994) - *Les héritages glaciaires de l'Apennin. Problèmes géomorphologiques et paléoclimatiques posés par la reconstitution des paléoenvironnements glaciaires de l'Italie pé-ninsulaire*. Thèse pour le Doctorat des Lettres de l'Université de Paris I Panthéon-Sorbonne.
- LABAUME P. (1992) - *Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile*. Université Montpellier II. Thèse de docteur d'Etat, 476 pp.
- LOSACCO U. (1949) - *La glaciazione quaternaria dell'Appennino settentrionale*. Riv. Geogr. Ital., **56**, 1-142.
- LOSACCO U. (1959) - *Ricerche geologiche nella Toscana meridionale. Stratigrafia e tettonica del gruppo di m. Civitella-M. Elmo (Grosseto)*. Boll. Soc. Geol. It., **78**(2), 12-44.
- LOTTI B. (1883) - *Sulla posizione stratigrafica del Macigno di Porretta*. Boll. R. Com. Geol. It., **14**, 213-220.
- LOTTI B. (1886) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. della Carta Geol. Ital., 215—294.
- LOTTI B. (1910) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. D'Italia, **13**, Roma.
- MANIVIT H. & PRUD'HOMME A. (1990) - *Biostratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. Nanofossiles de l'unité de San-Remo-Monte Saccarello. Comparaison avec les Flyschs à Helminthoïdes des Apennins*. Bull. Soc. géol. France, 1990, **8**, 95-104.
- MANNORI G. (1991) - *Geologia della Val di Lima occidentale da Monte Fegatesi al T. Scesta*. Tesi di Laurea, Dip. Scienze della Terra, Università di Firenze, 105 pp.
- MARRONI M., MOLLI G., MONTANINI A. & TRIBUZIO R. (1998) - *The association of continental crust rocks with ophiolites in the Northern Apennines (Italy): implications for the continent-ocean transition in the Western Tethys*. Tectonophysics, **292**, 43 - 66.
- MARRONI M., MOLLI G., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (2001) - *Tectono-sedimentary evolution of the External Liguride Units (Northern Apennine, Italy): from rifting to convergence history of a fossil ocean-continent transition zone*. Geodinamica Acta, **14** (5), 307-320.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.), Proceeding II Planktonic conference, Rome, 1970, **2**, 739-785.
- MARTINI G. & PLESI G. (1988) - *Scaglie tettoniche divelte dal complesso di M. Modino e trascinate alla base delle unità subligure e ligure: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino reggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **107** (1), 171-191.
- MASINI R. (1932) - *Memoria descrittiva della carta geologica della Valle della Lima - la cupola secondaria di Val di Lima e dell'Orrido di Botri (Appennino settentrionale adiacente alle Alpi Apuane)*. Nistri Lischi - editori, Pisa.
- MASSIRONI M., BISTACCHI A., DAL PIAZ G.V., MONOPOLI B. & SCHIAVO A. (2003) - *Structural control on mass-movement evolution: a case study from the Vizze Valley, Italian Eastern Alps*. In: Ecloage geol. Helv., **96**, 85-98.

- MAZZANTI R. & TREVISAN L. (1978) - *Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**(1978), 55-62.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1), 95-382.
- MERLA G. & ABBATE E. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia al scala 1: 100.000. F. 97 «S. Marcello Pistoiese»*. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano (Na).
- MOCHI E., PLESI G. & VILLA G. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei della parte basale della successione del M. Modino (nell'area dei Fogli 234 e 235) ed evoluzione strutturale dell'unità omonima*. Studi Geol. Camerti, **13** (1995), 39-73.
- MOLLI G. (1996) - *Pre-orogenic tectonic framework of the Northern Apennine ophiolites*. Eclogae geol. Helv., **89/1**, 163-180.
- MOLLI G. (2008) - *Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated overview*. In Tectonic Aspect of the Alpine-Dinaride-Carpathian System (Siegesmund S., Fügenschuh B. & Froitzheim N. eds) Geological Society, London, Spec. Publ., **298**, 413-422.
- MOLLI G. & VASELLI L. (2006) - *Structures, interference patterns and strain regime during mid crustal deformation in the Alpi Apuane (Northern Apennines, Italy)*. In: MAZZOLI, S. & BUTLER, R. (eds) Styles of Continental Contraction. Geological Society of America Special Paper, **414**, 79-93.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. Agip© Spa - S. Donato Milanese, 165 pp.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMACHA, E., MAVILLA, N., ANGELLA, S., FAVA, L. (1999) - *An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective*. American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Couese Note series, 39.
- NARDI R. (1965) - *Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra M. Cusna e M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5), 34-88.
- NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano: stratigrafia e tettonica nei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3): 1-76.
- NELLI B. (1903) - *Fossili miocenici nel Macigno di Porretta*. Boll. Soc. Geol. It., **22** (2), 181-253.
- PALMENTOLA G., ACQUAFREDDA P., FIORE S. (1990) - *A new correlation of the glacial moraines in the Southern Apennines, Italy*. Geomorphology, **3**, 1-8.
- PAREA G.C. (1965) - *Le provenienze dei sedimenti nel flysch Campaniano-Maastrichtiano dell'Appennino settentrionale tra il Passo dei Giovi e la valle del Panaro*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (1), 217-221.
- PASSERI L. (1977) - *Sedimentologia e ricostruzioni paleogeografiche nel Trias superiore dell'Appennino centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (1976).
- PATACCA E. (1973) - *Microfacies dei conglomerati della «Scaglia» e del «Macigno» di alcune serie toscane*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 187-225.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossil*. In H. M. Bolli, J. B. Sanders, K. Perch-Nielsen (Eds.): Plankton stratigraphy, Cambridge Univ. Press, 427-554.
- PERTUSATI P., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1977) - *Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 587-603.
- PICCARDO G. B., RAMPONE E., SCAMBELLURI M., TRIBUZIO R. & BERETTA C. (1999) - *Ligurian Peridotites and Ophiolites*. Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova, 41pp.
- PLESI (2002) - *Foglio 235 (Pievepelago) 1:50.000 – Note Illustrative*. S.EL.CA., Firenze
- PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1994) - *Le Unità Liguri ed Emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale*. Atti Tic. Sc. Terra, **36** (1993), 183-229.
- PLESI G., BONANNI G., BOTTI F., DANIELE G., PALANDRI S. (1998) - *Processi e tempi di costruzione della catena appenninica nelle sue fasi oligo-mioceniche: l'esempio della finestra di Pracchio-la (biostratigrafia, petrografia e analisi strutturale, con Carta Geologico-Strutturale scala 1: 20.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 841-894.
- PLESI G., CHICCHI S., DANIELE G. & PALANDRI S. (2000) - *La struttura dell'alto Appennino reggiano-*

- parmense fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il M. Ventasso*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 267-296.
- PLESI G., DANIELE G., BOTTI F. & PALANDRI S. (2002) – *Carta strutturale dell'alto Appennino tosco-emiliano (scala 1:100.000) fra il Passo della Cisa e il Corno alle Scale*. Atti del terzo Seminario sulla Cartografia Geologica, Regione Emilia-Romagna.
- PLESI G., GALLI M. & DANIELE G. (2002) - *The Monti Rognosi Ophiolitic Unit (cfr. Calvana Unit Auct.) paleogeographic position in the External Ligurian Domain, relationships with the tectonic units derived from the Adriatic margin*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**, 273-284.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**, 549-576.
- PRINCIPI P. (1930) - *Osservazioni intorno alla geologia della catena del M. Cimone (Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **49**, 297-312.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. New York - London. 568 p.
- RENTZ K. (1971) - *Zur Geologie der Zone zwischen der Secchia und dem Apennin Hauptkamm*. Diss. Freie Univ., 338 p., Berlin.
- REUTTER K. J. (1969) - *La geologia dell'Alto Appennino modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sull'Unità di M. Modino - M. Cervarola*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **5** (2), 1-88.
- REUTTER K. J. & SCHLUETER H. U. (1968) - *La struttura delle arenarie dell'Unità di M. Modino-M. Cervarola nella zona di Bobbio (Piacenza) e nell'Appennino Modenese*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **4**, 1-23.
- RIO D., FORNACIARI E. & RAFFI I. (1990) - *Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossils from Western equatorial Indian Ocean (Leg 115)*. In Duncan R. A., Backman J., Peterson L. C. et alii, Proc. ODP, Sc. Results, **115**, 175-235. Collage Station, TX: Ocean Drilling Program.
- RIO D. & VILLA G. (1983) - *I nannofossili calcarei del Cretaceo-superiore del Flysch di Solignano, Media Val Taro - Appennino settentrionale*. Mem. Sc. Geol., **36**, 239-282.
- RIO D., VILLA G. & CANTADORI M. (1983) - *Nannofossil dating of Helminthoid Flysch Units in the Northern Apennines*. Giornale di Geologia, **45** (1), 57-86.
- SAGRI M. (1971) - *Megaritmi alla base delle arenarie del Cervarola (Appennino Settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**, 347-370.
- SAGRI M. (1972) - *Rhythmic Sedimentation in the turbidite sequences of the Northern Apennines (Italy)*. Atti 24th Intern. geol. Congr., Montreal, **6**, 82-88.
- SERPAGLI E. & SIROTTI A. (1967) - *Età aquitaniana delle brecciole a Lepidocicline e Miogipsine delle «Arenarie del M. Cervarola» (Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **6** (1), 18-29.
- SIGNORINI R. (1939) - *Osservazioni geologiche sull'alto Appennino bolognese*. Boll. Soc. Geol. It., **58**, 261-282.
- SIGNORINI R. (1946) - *Osservazioni geologiche sull'alto Appennino modenese e Val di Lima*. Boll. Soc. Geol. It., **63** (1944), 53-73.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. en Mijn., **56** (1), 37-65.
- SORRISO-VALVO M. (1984) – “*Sackungen*” and deep-seated rockslide/debrisflow: evolution model. Proceed. CNR-PAN Meeting on Progress on Mass-Movement and Sediment Transport Studies, CNR-INRPI, 119-136.
- SORRISO-VALVO M. (1988) - *Studi sulle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia*. In: Atti 74° Congr. Naz. S.G.I., Sorrento, Rel. Introd. Tavola Rotonda “DGPV”, Mem. Soc. Geol. It., **41**, 877-888.
- SORRISO VALVO M. (1995) – *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. Mem. Soc. Geol. Ital., **50**, 179-185.
- STOW D. A. V. & SHANMUGAM G. (1980) – *Sequence of structures in fine grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments*. Sediment. Geol., **25**, 23-42.

- STURANI C. (1973) - Considerazioni sui rapporti tra Appennino Settentrionale ed Alpi Occidentali. *Rendiconti Accademia Lincei*, **183**, 119-142.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements, type and processes*. In: "Landslides analysis and control", Schuster R.L. & Krizek R.J. (Eds.), Washington Transportation Research Board, Special Report 176, National Academy of Sciences, WA, 11-33.
- VON STRUENSEE G. (1967) - *Zur Stratigraphie und Tektonik des oberen Reno-Tales (Prov. Bologna und Pistoia)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 156 pp.
- ZACCAGNA D. (1935) - *La piega rovesciata con sovrascorrimento in Val di Lima*. Mem. Accad. Lunigianese di Sc. "Cappellini", La Spezia, **15** (1), 3-13.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla Carta e Sezioni geologiche della Provincia di Parma e Zone limitrofe (1: 100.000)*. Vol. ded. a S. Venzo. Univ. di Parma. Grafiche STEP editrice, Parma, 201-233.
- ZANZUCCHI G. (1988) - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle «Liguridi Esterne» cretacicocene nell'Appennino settentrionale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **31**, 327-339.
- ZUFFA G. G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. *Jour. Sed. Petr.*, **50**, 21-29.
- ZUFFA G. G. (1985) - *Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results*. In: *Provenance of Arenites* (Ed. G. G. Zuffa), NATO ASI Series, D. Reidel, Dordrecht, 165-189.
- ZUFFA G. G. (1987) - *Unravelling Hinterland and Offshore Paleogeography from Deep-water Arenites*. In: J. K. Leggett e G. G. Zuffa (Eds), *Marine Clastic Sedimentology*, Graham and Trotman, London, 39-61.

PROGETTO  
CARG

PROGETTO  
CARG