



PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

foglio 237

SASSO MARCONI

a cura di

F. Panini*, **G. Bettelli***, **M. Pizziolo****

con contributi di: **U. Bonazzi***, **M. Capitani***, **C. Fioroni***, **P. Fregni***,
G. Gasperi*

Gruppo di coordinamento: **F. Panini*** (coord.), **A. Amorosi******,
G. Bettelli*, **U. Bonazzi**, **M. Capitani***, **P. Fazzini***, **M. Pizziolo****

Biostratigrafia: **A.M. Borsetti*****, **C. Fioroni***, **P. Fregni***,
M.P. Mantovani Uguzzoni*

Petrografia: **R. Basoli***, **D. Fontana***

Dati e analisi mesostrutturali: **M. Capitani***

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

** Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

*** Istituto di Geologia Marina, CNR-Bologna

**** Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna

Ente realizzatore

 **Regione Emilia-Romagna**
Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

Direttore Vicario del Servizio Geologico d'Italia: N. Accardi

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia: F. Galluzzo

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

(Accordo di Programma 20-11-1996 tra P.C.M.-Servizio Geologico d'Italia e Regione Emilia-Romagna)

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):

N. Accardi (presidente), **G. Arnone**, **A. Boscherini**, **S. Cocco**, **V. Coccolo**,
U. Crescenti, **L. Del Sordo**, **M. Grasso**, **P. Manetti**, **G. Mariotti**,
G. Pasquarè, **R. Pignone**, **R. Polino**, **A. Praturlon**, **M. Santantonio**, **F. Trincardi**

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico.

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

C. D'Ambrogio, **M. D'Orefice**, **F. Galluzzo**, **R. Graziano**, **M. Rossi**

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), **F. Pilato**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

M.C. Giovagnoli, **R. Ventura**, **F. Visicchio**

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

S. Falcetti, **S. Grossi**

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

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

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

G.P. Artioli (responsabile), **M.L. Garberi** (direzione lavori), **C. Camporesi**,

A. Pighini (collaudo)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati

a cura dell'ATI:

SystemCart s.r.l., **ORDIS** s.r.l., **S.EL.CA.** s.r.l.

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia)

G. Falanga, **S. Stagni** (Regione Emilia-Romagna)

Stampa: **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze - 2002

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
1.	- CONSIDERAZIONI SULLA STRUTTURA DELLA LEGENDA »	10
2.	- PROBLEMI PARTICOLARI DI RILEVAMENTO	» 11
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	» 13
III	- CENNI STORICI: CARTOGRAFIA E LETTERATURA PRECEDENTI	» 17
IV	- STRATIGRAFIA	» 21
1.	- SUBLIGURIDI	» 22
1.1.	- ARGILLE E CALCARI DEL TORRENTE LAVINELLO	» 23
1.2.	- FORMAZIONE DI MONTEPASTORE	» 25
1.3.	- ARENARIE DI PETRIGNACOLA	» 26
1.4.	- ARENARIE DI PONTE BRATICA	» 27
2.	- LIGURIDI	» 29
2.1.	- FORMAZIONI "PRE-FLYSCH" (COMPLESSI DI BASE, "AUCTT.") . . .	» 29
2.1.1.	- <i>Argille a Palombini con Ofioliti e breccie ofiolitiche</i>	» 30
2.1.2.	- <i>Argille varicolori della Val Samoggia</i>	» 34
2.1.3.	- <i>Argille varicolori di Grizzana Morandi</i>	» 36
2.1.4.	- <i>Argille varicolori di Cassio</i>	» 39
2.1.5.	- <i>Arenarie di Poggio Mezzature</i>	» 41
2.1.6.	- <i>Arenarie di Scabiazza</i>	» 42
2.2.	- SUCCESSIONE DELLA VAL ROSSENA	» 45
2.2.1.	- <i>Formazione di Monte Venere</i>	» 47
2.2.2.	- <i>Formazione di Monghidoro</i>	» 48
2.3.	- SUCCESSIONE DELLA VAL LAVINO	» 51
2.3.1.	- <i>Formazione di Poggio</i>	» 51
2.3.2.	- <i>Formazione di Savigno</i>	» 54
2.4.	- FORMAZIONE DI MONTE MORELLO	» 57
3.	- SUCCESSIONE EPILIGURE	» 58
3.1.	- BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO	» 59
3.2.	- FORMAZIONE DI LOIANO	» 65
3.3.	- MARNE DI MONTE PIANO	» 69
3.4.	- FORMAZIONE DI RANZANO	» 71
3.5.	- FORMAZIONE DI ANTOGNOLA	» 73
3.6.	- BRECCIE ARGILLOSE DELLA VAL TIEPIDO-CANOSSA	» 77
3.7.	- FORMAZIONE DI CONTIGNACO	» 79
3.8.	- GRUPPO DI BISMANTOVA	» 81
3.8.1.	- <i>Formazione di Pantano</i>	» 82

3.8.2.	- <i>Formazione di Cigarello</i>	»	88
3.9.	- FORMAZIONE DEL TERMINA	»	92
4.	- SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA DEL MARGINE PADANO	»	94
4.1.	- FORMAZIONE DI MONTERUMICI	»	95
4.2.	- FORMAZIONE DI MONTE ADONE	»	96
4.3.	- SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE	»	99
4.3.1.	- <i>subsintema di Bazzano</i>	»	101
4.3.2.	- <i>subsintema di Villa Verucchio</i>	»	101
4.3.3.	- <i>subsintema di Ravenna</i>	»	101
5.	- DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI E COPERTURE QUATERNARIE CONTINENTALI	»	102
5.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE	»	102
5.2.	- DEPOSITI DI VERSANTE	»	102
5.2.1.	- <i>Frane in evoluzione e Frane quiescenti</i>	»	102
5.2.2.	- <i>Depositi di versante e Detriti di falda</i>	»	103
5.2.3.	- <i>Depositi eluviali e colluviali</i>	»	104
5.2.4.	- <i>Antichi depositi di versante</i>	»	104
5.3.	- DEPOSITI EOLICI, COLLUVIALI ED ELUVIALI SU SUPERFICI RELITTE	»	104
V	- TETTONICA	»	107
1.	- INTRODUZIONE	»	107
2.	- GLI INDIZI DI FASI TETTONICHE PRECOCI	»	108
3.	- LA FASE MESOALPINA O FASE LIGURE	»	109
3.1.	- UNITÀ TETTONICA LEO	»	110
3.2.	- UNITÀ TETTONICA MONGHIDORO	»	111
3.3.	- UNITÀ TETTONICA MORELLO	»	112
3.4.	- UNITÀ TETTONICA CASSIO	»	112
3.5.	- UNITÀ TETTONICA SAMOGGIA	»	112
3.6.	- GLI ELEMENTI STRUTTURALI DELLA FASE LIGURE	»	113
3.6.1.	- <i>La struttura di Monghidoro</i>	»	115
3.6.2.	- <i>La struttura di Savigno</i>	»	118
3.7.	- I RAPPORTI TRA LE UNITÀ TETTONICHE: L'EDIFICIO STRUTTURALE DELLA CATENA EOCENICA	»	118
4.	- LE FASI NEOALPINE PRECOCI (FASE SUBLIGURE ED INTRABURDIGALIANA)	»	120
4.1.	- CONSIDERAZIONI SULLA TETTONICA PALEOGENICA E SULLA STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE EPILIGURE EO-OLIGOCENICA	»	122
5.	- LE FASI NEOALPINE TARDIVE	»	123
5.1.	- INTRODUZIONE	»	123
5.1.1.	- <i>Il significato del "fronte pedeappenninico" e del "fronte interno"</i>	»	123

5.1.2.	- <i>Gli elementi macrotettonici</i>	»	124
5.2.	- I SISTEMI DI FAGLIE INVERSE	»	125
5.3.	- I SISTEMI TRASVERSALI TRASCORRENTI	»	127
5.3.1.	- <i>Linea di Rioveggio</i>	»	127
5.3.2.	- <i>Linea del Reno</i>	»	129
5.3.3.	- <i>Linea di Vergato</i>	»	129
5.3.4.	- <i>Linea del Setta</i>	»	130
5.4.	- LA ZONA DI TAGLIO DEL LAVINO-SAMOGGIA	»	131
5.4.1.	- <i>Linea Castel d'Aiano-Rodiano</i>	»	132
5.4.2.	- <i>Linea Tolé-M.Bonsara-Lavino</i>	»	133
5.4.3.	- <i>Linea S. Prospero-Rio Gavignano</i>	»	133
5.4.4.	- <i>Linea di Savigno</i>	»	135
5.4.5.	- <i>Linea Monteombraro - Ghiaietta</i>	»	135
5.4.6.	- <i>Il Sistema Villa d'Aiano - Zocca</i>	»	136
5.5.	- I SISTEMI DISTENSIVI TARDIVI	»	136
5.5.1.	- <i>Sistema Marano-Castel d'Aiano</i>	»	136
5.5.2.	- <i>Sistema Riola-Zocca</i>	»	137
5.5.3.	- <i>Sistema Calvenzano-Vedegheto, Sistema di Grizzana e Sistema Piandisetta-Monghidoro</i>	»	138
5.5.4.	- <i>Sistema Loiano-Venola</i>	»	139
5.5.5.	- <i>Cenni su altre dislocazioni subverticali</i>	»	140
5.6.	- LA SINCLINALE INTRAPPENNINICA	»	140
5.7.	- CONSIDERAZIONI SULLA CRONOLOGIA DELLE STRUTTURE	»	141
6.	- CENNI SUGLI ELEMENTI MESOSTRUTTURALI RILEVATI »		143
6.1.	- IL SIGNIFICATO DELLE BANDE DI DEFORMAZIONE	»	143
6.2.	- GLI ELEMENTI GEOMETRICI E CINEMATICI DELLE MESOSTRUTTURE RILEVATE	»	145
7.	- IL QUADRO SISMOTETTONICO	»	146
VI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA »		151
1.	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE	»	151
1.1.	- ROCCE LAPIDEE	»	152
1.2.	- TERRENI COERENTI	»	154
1.3.	- TERRENI INCOERENTI	»	154
1.4.	- ACQUE SOTTERRANEE - SORGENTI	»	155
1.5.	- ACQUE SUPERFICIALI	»	156
1.6.	- COMBUSTIBILI FOSSILI	»	158
1.6.1.	- <i>Lignite</i>	»	158
1.6.2.	- <i>Idrocarburi - Manifestazioni e ricerche di petrolio e di gas naturali</i>	»	158
1.7.	- MINERALI METALLIFERI	»	160

2.	- CAUSE E TIPOLOGIA DEI PIÙ COMUNI MOVIMENTI FRANOSI	»	160
2.1.	- INSIEME A	»	161
2.2.	- INSIEME B	»	162
2.3.	- INSIEME C	»	162
2.4.	- INSIEME D	»	163
2.5.	- DISSESTI CHE INTERESSANO PIÙ INSIEMI DI UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE	»	164
	BIBLIOGRAFIA	»	165

I - INTRODUZIONE

(a cura di F. Panini)

Il Foglio 237 "Sasso Marconi" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 67/88) tramite una convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Regione Emilia-Romagna.

L'area del foglio ricade quasi interamente nella Provincia di Bologna; solo la zona posta al margine nord-occidentale rientra amministrativamente entro la Provincia di Modena (Comuni di Zocca e Montese). Il foglio occupa un settore del medio Appennino (quota massima M. Vigese: 1089 m) compreso (fig. 1) tra le valli del Samoggia e del Reno ad ovest e quella del Savena ad est, in una posizione intermedia tra il crinale appenninico e la pianura; il limite settentrionale del foglio corrisponde all'incirca all'allineamento Savigno - Sasso Marconi - Pianoro, mentre verso sud il limite è posto qualche chilometro più a nord dell'allineamento Porretta-Pian del Voglio.

I rilievi geologici a scala 1:10.000 che hanno portato alla realizzazione di questo foglio sono stati eseguiti, dai primi anni '80 e fino agli anni 1990/92, da alcuni rilevatori (l'elenco è riportato in calce al foglio stesso) facenti capo alle Università di Modena e Bologna, nell'ambito del progetto "Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:10.000" della Regione Emilia-Romagna. A partire dal 1992 si è provveduto da parte del Gruppo di Ricerca che ha curato l'allestimento del foglio (in particolare da Marco Pizziolo) ad una revisione parziale dei rilevamenti eseguiti che si è conclusa nel 1996. La definitiva stesura della Carta e degli elaborati a corredo nonché la scrittura di queste note sono state poi completate entro i primi mesi del 1998.

Le analisi biostratigrafiche dei numerosi campioni raccolti, determinanti per l'elaborazione e la stesura finale della carta, sono state eseguite da Anna Maria Borsetti dell'Istituto di Geologia Marina del CNR di Bologna (settore nord-orientale del foglio) e da Maria Pia Mantovani Uguzzoni (determinazioni su sezioni sottili), Paola Fregni (Foraminiferi) e Chiara Fioroni (nannofossili

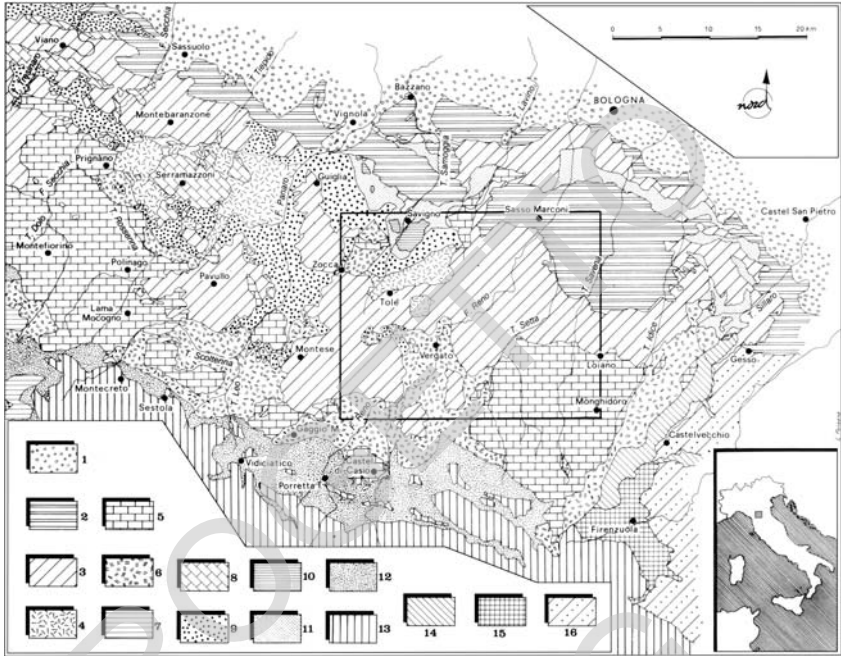


Fig. 1 - Distribuzione delle principali unità strutturali dell'Appennino emiliano sudorientale e inquadramento geografico: è evidenziata al centro l'area del foglio 237.

Legenda: 1) depositi quaternari continentali; 2) depositi messiniano-pleistocenici; 3) Successione epiligure; 4) Unità tettonica Coscogno; 5) Unità tettonica Monghidoro (Successione Monte Venere - Monghidoro); 6) Unità tettonica Leo (complesso di base I); 7) Flysch di Monte Caio; 8) Unità tettonica Cassio: sub-unità di Serramazzone (Successione Cassio-Viano); 9) Unità tettonica Cassio: sub-unità del Panaro (complesso di base II); 10) Unità tettonica Samoggia: Flysch di Savigno e Formazione di Poggio; 11) Unità tettonica Samoggia: Argille varicolori della Val Samoggia (complesso di base III); 12) Unità tettonica Sestola - Vidiciatico (Unità Ventasso), Unità tettonica Pievepelago, "complesso di base" di Monte Modino. 13) formazioni arenacee toscane (Monte Modino, Cervarola, Castel Guerrino, Porretta); 14) melange di Firenzuola (unità caotica B); 15) melange di Firenzuola (unità caotica A = Unità Sestola-Vidiciatico); 16) Formazione Marnoso-Arenacea.

Modificato da: BETTELLI & PANINI (1992b).

calcarei) del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Modena e Reggio Emilia. A questa stessa struttura appartengono anche Daniela Fontana e Rita Basoli che hanno eseguito le analisi petrografiche su sezioni sottili. A Marco Capitani si deve la raccolta e l'analisi dei dati mesostrutturali di alcune stazioni significative, mentre a Massimo Bertacchini le determinazioni litologico-petrografiche su alcune delle masse ofiolitiche affioranti. Alessandro Amorosi ha infine attivamente collaborato con il gruppo di ricerca per l'inquadramento generale dei depositi miocenici epiliguri. Altri contributi, sia di tipo scientifico che tecnico-organizzativo, sono poi venuti, nei lun-

ghi anni di rilevamento e preparazione del foglio, dal personale e da collaboratori esterni dell'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna; senza il loro appassionato impegno il foglio stesso e queste pagine non avrebbero probabilmente visto la luce.

Il criterio di suddivisione dei corpi rocciosi affioranti nell'area del foglio, quasi esclusivamente di natura sedimentaria, è di tipo litostratigrafico. Sono stati utilizzati termini litostratigrafici di tipo formale per quelle unità già istituite, da tempo e diffusamente presenti in letteratura o per quelle proposte in questa occasione, ma con requisiti di caratterizzazione e conoscenza ritenuti sufficienti e riportati sommariamente nelle note. Per altre unità (di rango minore, a carattere locale, di incerta attribuzione in termini stratigrafici o affioranti per lo più in altre aree) si sono adottati invece termini informali. Per quelle denominazioni litostratigrafiche che sono costituite anche da un toponimo, il termine litologico o quello di rango litostratigrafico che lo sostituisce è stato usato in questo caso, in conformità alla prassi e alle regole litostratigrafiche, con l'iniziale minuscola (formazione di Monte Adone, membro delle Ganzole, ecc.).

Quando le conoscenze di tipo stratigrafico *s.l.* sui rapporti primari tra le varie unità litostratigrafiche, anche tenendo conto delle relazioni esistenti a scala regionale, sono state ritenute sufficienti e quando ne è emersa una indubbia utilità, si è adottata la gerarchia classica (Gruppo, Formazione, Membro). In alcuni casi, a causa della carenza delle conoscenze o per il significato locale di alcune distinzioni litostratigrafiche, alcune formazioni non sono state raggruppate in unità di ordine superiore o sono state parzialmente suddivise attraverso unità informali (litozona o unità) di incerta o non univoca collocazione stratigrafica entro la formazione stessa.

L'elenco delle unità litostratigrafiche in legenda, con l'eccezione delle formazioni superficiali e di quelle liguri "pre-flysch" ("Complessi di base", *Auctt.*), segue un criterio stratigrafico: l'ordine di sovrapposizione delle formazioni o delle unità litostratigrafiche di grado inferiore, riflette, per quanto possibile, il loro effettivo ordine stratigrafico desumibile, o dalla sua diretta osservazione sul terreno, o da considerazioni indirette, anche derivate da conoscenze di carattere regionale. Le formazioni affioranti, eventualmente accorpate in unità litostratigrafiche di rango superiore (Gruppi) o informali e di rango non definito (successioni *s.l.*), sono state poi riunite in quattro grandi raggruppamenti o insiemi (Successione neogenica del margine padano, Successione epiligure, Liguridi e Subliguridi) di significato paleogeografico, stratigrafico o strutturale e diffusi in buona parte del versante padano dell'Appennino settentrionale. Ad essi si aggiungono ovviamente le unità quaternarie continentali (formazioni superficiali *s.l.*) che nell'area del foglio sono rappresentate in prevalenza da depositi alluvionali e di versante *s.l.*. I depositi alluvionali quaternari continentali emiliano-romagnoli sono stati suddivisi in "*unconformity bounded subsurface units*" o unità a limiti inconformi (UBSU: SALVADOR, 1987) per la presenza di superfici di discontinuità facilmente riconoscibili, almeno nei depositi presenti nel Foglio 237.

Si è scelto inoltre di elencare in legenda le formazioni liguri pre-flysch (Complessi di base, *Auctt.*) secondo un ordine che privilegiasse i probabili ori-

ginari rapporti di tipo orizzontale o laterale tra litofacies simili, piuttosto che i rapporti stratigrafici verticali osservabili, peraltro in pochi casi, sul terreno o ricostruiti sulla base di considerazioni indirette. Tali rapporti verticali sono stati in ogni caso esplicitati nello schema stratigrafico a corredo della carta. La colonna cronobiostratigrafica dello schema è stata ricavata cercando di integrare, in parte modificandole, più tipi di biozonazioni basate su Foraminiferi planctonici e nanofossili (BLOW, 1969; 1979; MARTINI, 1971; RIO & VILLA, 1987; BERGGREN & MILLER, 1988; AMORE *et alii*, 1988; CERRINA FERONI *et alii*, 1990) seguite durante il lavoro di analisi; in essa vi compaiono anche i bioeventi relativi ai principali *taxa* considerati (ritenuti più significativi e necessari quando non corrispondano esattamente a quelli delle biozonazioni utilizzate), allo scopo di fornire un quadro di riferimento il più possibile oggettivo.

1. - CONSIDERAZIONI SULLA STRUTTURA DELLA LEGENDA

Molto si è dibattuto nell'ambito della comunità scientifica nazionale sulla strutturazione delle legende della nuova edizione della Carta Geologica e sui criteri che dovevano guidare l'accorpamento delle unità litostratigrafiche (formazioni, membri, litozone) di comune utilizzo nella pratica del rilevamento. Sono sorte, infatti, forti resistenze sull'uso di unità di rango superiore (gruppi, supergruppi), utili per stabilire una nomenclatura riassuntiva che facilita le correlazioni a scala regionale e che ha un impatto diretto soltanto nell'organizzazione della legenda della carta. Esse sono certamente in parte giustificate dall'incertezza che in molti casi permane sulla ricostruzione dei rapporti stratigrafici verticali tra le formazioni distinte, soprattutto per quei corpi "caotici" privi o quasi dell'originario ordine stratigrafico e per quelle aree dove la tettonizzazione appare così spinta da aver obliterato completamente gli originari rapporti primari (deposizionali).

Questi fatti hanno portato il "Comitato per il coordinamento nazionale della cartografia geologica e geotematica" a suggerire di utilizzare, come unità di rango superiore utili per correlazioni a scala regionale, le "unità (o sub-unità) tettoniche", ritenendole in qualche modo dei "contenitori" "oggettivamente" riconoscibili sul terreno e quindi non influenzati dalla interpretazione. Se ciò può essere in parte verificato per quelle grandi "unità tettoniche o stratigrafico-strutturali" estese all'intera catena e che rappresentavano in origine grandi "insiemi" (o domini e superdomini; VAI & CASTELLARIN, 1993) paleogeografici (Liguridi, Subliguridi, Falda toscana, Metamorfico apuano, Unità o Successione Umbromarchigiana), questi criteri sono di difficile applicazione quando, all'interno di queste grandi "unità", si tenta di stabilire gerarchie e suddivisioni correlabili a scala regionale. Si pensi ad esempio al fatto (non certo infrequente) che in una catena polifasica come quella appenninica una singola formazione può essere presente in più "unità tettoniche" enucleatesi in momenti successivi con conseguenti differenze di significato e posizione strutturale all'interno dell'edificio. Altra difficoltà che si presenta correntemente è quella di dover "gerarchizzare"

le superfici tettoniche presenti; operazione certo difficile e approssimativa se non si dispone in qualche modo di un quadro sufficientemente preciso degli originali rapporti stratigrafici (e paleogeografici) tra le formazioni, cosa che, come si è detto, non è sempre possibile ottenere direttamente dai dati di terreno. È dunque evidente come il raggruppare le formazioni in diverse unità tettoniche (operazione teoricamente oggettiva: le superfici tettoniche sono realmente "osservabili" in campagna) tenga soprattutto conto di una "soggettiva" interpretazione iniziale che va oltre gli "oggettivi" dati di campagna.

La strutturazione della legenda proposta per il Foglio 237 è dunque il risultato di una sorta di compromesso tra le esigenze di correlazione a scala regionale delle grandi unità tettoniche o stratigrafico-strutturali (utilizzate da tempo e utilissime anche per chi non ha molta familiarità con la geologia appenninica) e la difficoltà di utilizzare "suddivisioni tettoniche" di rango inferiore o di significato solo locale. L'uso di unità litostratigrafiche di rango superiore (anche se informali) è stato limitato a quei casi dove senza ombra di dubbio vi era la certezza di effettivi rapporti stratigrafici verticali e dove le esigenze di chiarezza, di utilità e di praticità sono soddisfatte.

2. - PROBLEMI PARTICOLARI DI RILEVAMENTO

Il rilevamento dell'area del foglio, caratterizzata dalla presenza di vaste zone occupate da depositi prevalentemente argillosi che alla scala dell'affioramento sono privi in larga misura dell'ordine stratigrafico originario (Complesso Caotico, Argille Scagliose, *Auctt.*), si è spesso rivelato particolarmente difficoltoso anche in conseguenza delle pessime esposizioni di molti dei litotipi affioranti. Ciò nonostante, i terreni attribuiti in passato al "Complesso Caotico Indifferenziato" sono stati suddivisi, sulla base per lo più di semplici criteri litologico-tessiturali (BETTELLI & PANINI, 1985; 1989; BETTELLI *et alii* 1996), in unità litostratigrafiche derivate da processi sedimentari (brecce argillose poligeniche, depositi di colata) prevalentemente appartenenti alla Successione epiligure e in unità derivate da processi tettonici *s.l.* (tettoniti) che costituiscono rilevanti porzioni delle Liguridi e delle Subliguridi. Tale distinzione si è rivelata fondamentale per la comprensione delle caratteristiche stratigrafiche e strutturali dell'area del foglio.

Sulla base delle peculiari caratteristiche litologiche e sulla base di correlazioni a scala regionale i terreni appartenenti alla seconda categoria (tettoniti) sono poi a loro volta stati suddivisi in unità litostratigrafiche formali od informali e, quando possibile, correlati con unità litostratigrafiche da tempo note nel settore nord-occidentale dell'Appennino emiliano.

PROGETTO
CARG

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

(a cura di G. Bettelli, G. Gasperi & F. Panini)

L'Appennino settentrionale è una catena a falde (ELTER, 1960; REUTTER & GROSCURTH, 1978) sviluppatasi principalmente nel Terziario in seguito alla collisione tra due blocchi continentali rappresentati dalla zolla europea, o sardocorsa, e dalla microplacca Adria o Apula o Adriatico-Padana, inizialmente connessa alla zolla africana (BOCCALETTI *et alii*, 1971; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972). Il processo di collisione tra queste due zolle continentali è stato preceduto dalla chiusura di un'area oceanica: il paleoceanico ligure o ligure-piemontese, parte della Tetide, precedentemente interposto tra di esse (ABBATE *et alii*, 1970). La catena deriva così dalla deformazione di differenti domini paleogeografici meso-cenozoici: il Dominio ligure, corrispondente in larga misura all'area oceanica, il subligure, sviluppato sulla crosta assottigliata africana adiacente alla zona oceanica, e il Dominio tosco-umbro di pertinenza adriatico-padana. Da quest'ultimo sono derivati diversi elementi strutturali: la Falda toscana, le Unità metamorfiche toscane, le Unità Modino e Cervarola, le Unità umbro-marchigiane. Oltre a questi domini entra a far parte dell'Appennino settentrionale il Dominio epiligure (RICCI LUCCHI & ORI, 1985; BETTELLI *et alii*, 1989b) formato da sedimenti deposti a partire dall'Eocene medio sulle unità liguri già tettonizzate.

La chiusura dell'Oceano ligure, con la completa consunzione della litosfera oceanica, e la collisione tra le due masse continentali portano alla formazione di un prisma di accrezione (TREVES, 1984) costituito da rocce deformate per raschiatura ed appilamento a spese degli originari sedimenti deposti sui domini citati. Rocce che inizialmente occupavano aree paleogeografiche tra loro affiancate vengono a sovrapporsi, con i terreni del Dominio ligure accavallati su quelli del subligure e di ambedue sul Dominio tosco-umbro-marchigiano costituito a sua volta da elementi strutturali sovrapposti.

Nell'Appennino ligure-emiliano il Dominio ligure viene tradizionalmente

suddiviso in un Dominio ligure interno ed un Dominio ligure esterno (DECANDIA & ELTER, 1972; ELTER & MARRONI, 1992). Questa distinzione originariamente intesa come il risultato della presenza di un elemento di suddivisione paleogeografico corrispondente ad un centro di espansione oceanico in analogia con le attuali dorsali medioceaniche (la "Ruga del Bracco": DECANDIA & ELTER, 1972), viene attualmente basata su due tipi di differenze sostanziali.

Le Liguridi interne, affioranti prevalentemente sul versante tirrenico dell'Appennino settentrionale, nel settore nord-occidentale di questo sono caratterizzate dalla presenza di un debole metamorfismo e dalla presenza di un substrato costituito di rocce ofiolitiche (la crosta oceanica dell'oceano Ligure) che si ritrovano ancora nella loro giacitura primaria, ossia tuttora stratigraficamente ancorate alle sovrastanti successioni sedimentarie deposte su crosta oceanica (ABBATE & SAGRI, 1970).

Le Liguridi esterne, prevalentemente affioranti sul versante padano dell'Appennino settentrionale, non presentano alcuna impronta metamorfica e, alla base delle differenti successioni stratigrafiche, non conservano testimonianza dell'originario substrato oceanico sul quale esse si depositarono e dal quale si scollarono durante l'orogenesi appenninica. Rocce ofiolitiche, tuttavia, sono presenti anche nelle successioni delle Liguridi esterne, ma sotto forma di masse isolate, anche se a luoghi di considerevoli dimensioni, incluse tettonicamente o per fenomeni sedimentari (frane in massa, ad esempio) per lo più all'interno delle Argille a Palombini o di complessi sedimentari tardo cretacei (BERTOTTI *et alii*, 1986; MECCHERI *et alii*, 1986; ELTER *et alii*, 1991). A luoghi, ancora ancorati a queste masse sradicate di rocce ofiolitiche, si rinvengono testimonianze dei primi sedimenti oceanici deposti sulla crosta oceanica stessa e rappresentate dalle formazioni dei Diaspri e dei Calcari a Calpionelle.

Nell'Appennino ligure-emiliano la suddivisione tra Liguridi interne e Liguridi esterne, oltre che rappresentare una comoda suddivisione anche dal punto di vista geografico, tiene conto del fatto che al substrato oceanico conservato delle prime si contrappone la presenza nelle Liguridi esterne di indirette testimonianze della vicinanza di un margine continentale identificabile con quello della placca Adria. In una successione appartenente a quest'ultime, infatti, sono presenti arenarie e conglomerati risedimentati in ambiente profondo (Arenarie di Ostia, Arenarie di Scabiazza, Conglomerati dei Salti del Diavolo) con clasti che indicano provenienze da successioni giurassiche deposte sul paleomargine continentale apulo (SAMES, 1967) se non, in qualche caso, masse o scaglie tettoniche costituite da parti delle medesime successioni.

L'orogenesi dell'Appennino settentrionale, che ha scomposto i vari domini paleogeografici appilando e giustappoendo tra loro in modo complicato le successioni stratigrafiche tanto da rendere problematica la ricostruzione degli originari rapporti, è il risultato di movimenti tettonici complessi sviluppatosi in un arco di tempo che dal Cretaceo superiore giunge sino all'attuale.

Le varie fasi di questa evoluzione sono solitamente raggruppate in cicli principali; il primo in ordine di tempo comprende le "fasi liguri" (o mesoalpine) ed

ha interessato i Domini liguri, interno ed esterno e, probabilmente, anche quello subligure; esso si considera concluso con l'inizio della deposizione nell'Eocene medio dei terreni della Successione epiligure. Il secondo ciclo, miocenico, comprende le "fasi toscane *s.l.*" (o neoalpine) durante le quali si ha la messa in posto sui Domini toско-umbri delle Unità liguri e subliguri già tettonizzate e della sovrastante Successione epiligure.

La tettonica delle Liguridi risulta caratterizzata (CASNEDI, 1982; MARINI, 1982; MECCHERI *et alii*, 1982; MARRONI, 1991; VESCOVI, 1991; BETTELLI *et alii*, 1994; 1996) da una prima fase con pieghe isoclinali compresse, sinmetamorfiche nelle Liguridi interne, seguita da una seconda fase che ha prodotto un ulteriore raccorciamento ed ha ripiegato le strutture precedenti. Ambedue le fasi sono a vergenza europea, opposta a quella che caratterizza le fasi successive. Esse portano ad una profonda ristrutturazione del prisma di accrezione ligure che successivamente durante le fasi toscane non subirà, tranne poche eccezioni, ulteriori sostanziali modifiche.

L'insieme delle fasi liguri porta ad un appilamento delle successioni deposte nei Domini liguri in estese falde e alla chiusura dell'oceano ligure-piemontese. I movimenti avvengono in ambiente subacqueo e su questi terreni corrugati si impostano vari bacini minori entro cui si depositano le sequenze detritiche epiligruri.

Le fasi toscane sono caratterizzate a partire dall'Oligocene superiore dalla collisione delle due zolle continentali (stadio ensialico: BOCCALETTI *et alii*, 1980), l'europea o Sardo-Corsa e l'Apula e si sviluppano a spese del margine Apulo con una tettonica a *thrusts* e falde, prima con sottoscorrimento verso ovest delle Unità toscane al di sotto delle Unità tettoniche subliguri e liguri già impiantate e successivamente di quelle umbro-marchigiane al di sotto delle precedenti. Vengono così ad individuarsi le principali unità tettoniche che ora costituiscono l'ossatura della catena in cui la parte più profonda dell'edificio è occupata dal nucleo metamorfico apuano (CARMIGNANI *et alii*, 1978) al quale si sovrappone la Falda toscana a sua volta sovrascorsa dalle Subliguridi e dalle Liguridi.

Nel settore emiliano, in corrispondenza dell'attuale crinale appenninico, sono presenti al di sopra della Falda toscana le Unità tettoniche Modino e Cervarola (REUTTER, 1969; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; ABBATE & BRUNI, 1989; CHICCHI & PLESI, 1992) costituite in prevalenza da depositi terrigeni di avanfossa di età miocenica inferiore e dalle unità che ne rappresentano o ne rappresentavano l'originario substrato (Unità tettonica Sestola-Vidiciatico, Successione di base di M. Modino). Falda toscana e Unità Modino e Cervarola si accavallano poi verso l'esterno sulle Unità umbro-marchigiane deformate durante le fasi neogeniche.

La strutturazione dell'Appennino è strettamente connessa da un lato all'evoluzione estensionale del Mediterraneo occidentale e dall'altro al contemporaneo sottoscorrimento del basamento padano-adriatico e delle coperture meso-cenozoiche al di sotto di quello ligure-toscano (TOMASELLI *et alii*, 1992) e della catena neoformata. Tale strutturazione ha portato le Unità tettoniche liguri e subliguri con sovrapposte stratigraficamente le formazioni epiligruri a costituire una

estesa coltre alloctona che a partire dal Miocene inferiore si accavalla via via sugli altri domini (quelli toscani e quelli umbro - marchigiani) sino al margine padano dell'Appennino; il fronte della catena, sepolto dai sedimenti quaternari padano-adriatici e deformato da sistemi di pieghe e *thrusts* strutturati in una serie di archi (PIERI & GROPPI, 1981; CASTELLARIN *et alii*, 1986), si sviluppa nel Pliocene e nel Pleistocene.

PROGETTO
CARG

III - CENNI STORICI: CARTOGRAFIA E LETTERATURA PRECEDENTI (a cura di F. Panini)

L'area compresa nel Foglio 237 "Sasso Marconi" ricade in parte dei Fogli N.87 "Bologna " e N.98 "Vergato" della seconda edizione della Carta geologica d'Italia a scala 1: 100.000 (LIPPARINI, 1963; SELLI, 1970): a questi elaborati, che rappresentano la più recente sintesi cartografica dell'intera estensione del Foglio 237 oggi disponibile, e alle relative note illustrative (LIPPARINI, 1966; CREMONINI & ELMI, 1971) si rimanda per le notizie e per le citazioni dei lavori antecedenti agli anni '70, riguardanti l'area del foglio.

Gli elaborati di cartografia geologica, relativi a porzioni del territorio di pertinenza del foglio, pubblicati in questo ultimo quarto di secolo, sono oltremodo scarsi. Tralasciando le sezioni a scala 1:10.000 della carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo, pubblicate o in via di pubblicazione da parte della Regione Emilia-Romagna e che hanno fornito la base per la stesura del foglio (di esse è fornito un elenco in calce al foglio stesso), possono essere ricordati i lavori dei geologi della scuola di Berlino (VON STRUENSEE, 1967; HEMMER, 1971), BRUNI (1973) e TEN HAAF (1985), che comprendono carte a piccola scala della zona meridionale e centro orientale del foglio. Carte più dettagliate della zona occidentale del foglio sono invece allegate ai lavori di BETTELLI & BONAZZI (1979) e ANNOVI (1980). Carte estremamente schematiche, riguardanti limitate aree tra il F. Reno ed il T. Setta, sono poi presenti nelle note di BONAZZI & PANINI (1982), BERSANI *et alii* (1986) e BETTELLI *et alii* (1989c; 1992); una carta schematica della zona nord-orientale del foglio è riportata in RICCI LUCCHI *et alii* (1981a).

Da segnalare ancora le molte carte di sintesi riguardanti vaste porzioni o l'intero versante padano dell'Appennino, tra le quali si ricorda la Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale (AUTORI VARI, 1982). Di recente una carta sche-

matica del settore sudorientale dell'Appennino emiliano, corredata da un inquadramento generale sulla geologia di quest'area, è stata pubblicata in BETTELLI & PANINI (1992b). L'area del foglio rientra infine in una delle Guide Geologiche Regionali, edite o in corso di pubblicazione a cura della Società Geologica Italiana (AUTORI VARI, 1992). Tale guida a carattere divulgativo, oltre all'illustrazione di una serie di itinerari geologici, uno dei quali interessa direttamente l'area del Foglio 237, fornisce anche una sintesi generale sulla stratigrafia e sull'evoluzione strutturale dell'intero Appennino tosco-emilano-romagnolo.

Scarsi sono i lavori che si sono occupati dei depositi di probabile pertinenza subligure che affiorano nella parte nordoccidentale del foglio; essi infatti, in precedenza accorpati al Complesso Caotico o Alloctono Indifferenziato, solo di recente sono stati distinti come unità litostratigrafiche a sè stanti. Notizie parziali e sommarie su queste unità si ritrovano solo nei lavori di sintesi sulla geologia dell'Appennino modenese e bolognese (BETTELLI *et alii* 1989a; 1989d; BETTELLI & PANINI, 1992b).

Per quanto concerne i lavori riguardanti le unità di pertinenza ligure, la quasi totalità di essi si riferisce ai Flysch tardocretacici e paleocenici ed in particolare a quelli del "Gruppo del Sambro" (MAXWELL, 1959a; 1959b; GAZZI, 1963; 1966; HSU, 1967; ABBATE, 1969; ABBATE & SAGRI, 1970; FIORONI *et alii*, 1996). Dati ed interpretazioni sull'assetto strutturale del Gruppo del Sambro e sul significato dei terreni "caotici" liguri sono inoltre riportate nei lavori di BRUNI (1973) e TEN HAAF (1985) e, per i settori del foglio ad ovest del F. Reno, nelle note di BETTELLI & BONAZZI (1979) e ANNOVI (1980). Alcune notizie sui lembi ofiolitici che comunemente si associano ad alcune formazioni liguri si trovano infine nella nota di BOCCHI *et alii* (1976).

Più ricco è il panorama delle note riguardanti depositi appartenenti alla Successione epiligure che affiora nell'area del foglio. Si può ricordare innanzi tutto il lavoro di sintesi di SESTINI (1970), le note a carattere stratigrafico o sedimentologico di BONAZZI (1971) e quelle di BONAZZI & FAZZINI (1973), BETTELLI & BONAZZI (1979), ANNOVI (1980), BONAZZI & PANINI (1982), PANINI (1986), BETTELLI *et alii* (1989b; 1989c; 1992).

Particolarmente importante la nota di RICCI LUCCHI & ORI (1985) per l'inquadramento della Successione epiligure in termini di stratigrafia sequenziale. Da ricordare poi i recenti lavori di AMOROSI (1992a; 1992b) e AMOROSI *et alii* (1993; 1996a) sui depositi miocenici (Gruppo di Bismantova e Formazione del Termina) e quelli di FREGNI *et alii* (1996) sulla parte inferiore della Successione epiligure e di MARTELLI *et alii* (1998) sulla Formazione di Ranzano.

Per quanto riguarda le notizie di tipo petrografico e mineralogico sulle areniti e sui litotipi pelitici epiliguri, sono da ricordare le note di GAZZI (1963), GAZZI & ZUFFA (1970), PANINI (1981), CIBIN (1989; 1993), BERSANI *et alii* (1986), AMOROSI & SPADAFORA (1995), DONDI *et alii* (1987; 1991) e ancora MARTELLI *et alii* (1993; 1998).

Un inquadramento generale dei depositi pliocenici intrappenninici si deve a RICCI LUCCHI *et alii* (1981a), mentre lavori più specifici relativi alle caratteristi-

che sedimentologiche di questi depositi sono reperibili nelle note di Ogliani (1981), ORI & RICCI LUCCHI (1981) e RICCI LUCCHI *et alii* (1981b). Notizie di carattere mesostrutturale sui conglomerati del fianco meridionale della sinclinale intrappenninica sono presenti infine nella nota di FESCE & PINI (1987).

Per quanto riguarda i caratteri e l'evoluzione geomorfologica e neotettonica dell'area del foglio sono presenti in letteratura lavori che si occupano di zone limitate nell'ambito del foglio stesso o di argomenti specifici. Tra i più recenti ricorderemo i lavori di COLOMBETTI (1975) sulla zona di Zocca-Castel d'Aiano, di TOSATTI (1987) su di un movimento franoso nei pressi di Rocca di Roffeno, di CLERICI (1988) sulle antiche "superfici di planazione" tra il Secchia ed il Santerno e di ELMI (1991) sulle anomalie del reticolo idrografico dei bacini del Reno e del Setta. Recentissimo, anche se marginale rispetto all'area del foglio, è infine uno studio (AMOROSI *et alii*, 1996b) sull'evoluzione comparata dei depositi alluvionali terrazzati del Reno e del Savena e di quelli del margine padano e dell'alta pianura bolognese.

A carattere più generale e di taglio regionale sono invece i lavori che si sono occupati delle caratteristiche sismotettoniche dell'area del Foglio 237 e più in generale dell'intero Appennino settentrionale nordoccidentale. Tra i numerosi lavori sull'argomento citeremo quelli di ELMI & ZECCHI (1974), CARLONI *et alii* (1978), ELMI *et alii* (1981), BARTOLINI *et alii* (1982), BOCCALETTI *et alii* (1985), GASPARINI *et alii* (1985), PATACCA & SCANDONE (1985), CATTANEO *et alii* (1986) e quello più recente di EVA & SOLARINO (1994).

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA

(a cura di F. Panini e M. Pizziolo.

Per la parte biostratigrafica contributo di: C. Fioroni e P. Fregni)

Il Foglio 237 "Sasso Marconi" è quasi interamente occupato (fig. 1) da terreni appartenenti al Dominio ligure (*Auctt.*), con la relativa copertura della Successione epiligure. Essi possono essere quasi tutti attribuiti (con qualche dubbio forse per la Successione della Val Rossenna: Gruppo del Sambro) alle cosiddette Liguridi "esterne" o "emiliane" (ELTER & MARRONI, 1992; VESCOVI, 1993) che costituivano il segmento a crosta oceanica più prossimo al paleomargine della placca Adria o Apula. Sono poi presenti, limitatamente ad una piccola zona del foglio, alcune unità litostratigrafiche che sono state attribuite al Dominio subligure (*Auctt.*). A questi terreni si aggiungono poi i depositi pliocenici "intrapenninici" deposti in discordanza sulla coltre ligure ed epiligure e parzialmente traslati con essa verso l'area padana (penealloctoni) ed infine i depositi continentali quaternari.

Le unità litostratigrafiche attribuite al Dominio subligure sono rappresentate da alcune formazioni che, pur con le incertezze dovute alla assenza di contatti stratigrafici reciproci chiari, si è ritenuto che potessero costituire una sorta di "successione" (discontinua?) di età cretaceo-oligocenica superiore o miocenica basale, affine in certi termini a quella ricostruibile nel "Complesso o Unità di Canetolo" dell'Appennino ligure-emiliano.

Le unità litostratigrafiche liguri sono rappresentate da formazioni torbiditiche di età tardo-cretacea e paleogenica per le quali è stato possibile ricostruire delle originarie successioni stratigrafiche e da formazioni, genericamente definibili come "pre-flysch" (Complessi di base *Auctt.*), che possono essere considerate in molti casi come vere e proprie "*broken or dismembered formations*" (RAYMOND, 1984), in quanto si presentano per lo più deformate in modo pervasivo con la distruzione dell'originario ordine stratigrafico. Esse costituiscono in gran parte

ciò che nei Fogli della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 era definito come "Complesso caotico" e "Complesso indifferenziato".

La Successione epiligure (Eocene medio-Messiniano inf.), discordante sulle unità litostratigrafiche liguri (e con la sua porzione miocenica, probabilmente anche su quelle subliguri), è schematicamente costituita da una parte inferiore rappresentata da depositi caotici di colata e da sedimenti torbiditico-emipelagici di mare profondo e da una parte superiore caratterizzata da sedimenti di piattaforma *s.l.* a dominante carbonatico-terrigena e da peliti e corpi arenacei risedimentati di scarpata-bacino; essa rappresenta la somma di alcune sequenze deposizionali ed è caratterizzata da notevoli differenze stratigrafiche all'interno del foglio stesso.

I depositi pliocenici intrappenninici, di ambiente continentale e di transizione, affiorano esclusivamente nel quadrante nord-orientale del foglio e sono organizzati in due sequenze deposizionali principali (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981a); essi rappresentano la porzione più interna, attualmente conservata, del margine interno dell'avanfossa padano-adriatica adiacente alla catena appenninica e successivamente in essa incorporata.

I terreni continentali di età quaternaria sono infine rappresentati da depositi alluvionali, terrazzati e non, da depositi di versante *s.l.* e da depositi eluvio-coluviali ed eolici.

La descrizione delle singole unità litostratigrafiche seguirà questa divisione in cinque "insiemi", tenendo conto, per quanto incerta sia nella specifica area del foglio, della posizione "strutturale", dal basso verso l'alto, degli "insiemi" suddetti e, all'interno di essi, della presenza di più successioni stratigrafiche e dell'ordine deposizionale delle stesse unità litostratigrafiche, dai termini più antichi ai più recenti.

1. – SUBLIGURIDI

Le unità litostratigrafiche subliguri affiorano tra Montepastore e Tolè, in una estesa fascia ad andamento antiappenninico (zona di taglio del Lavino-Samoggia) in corrispondenza del quadrante nordoccidentale del foglio.

Sono state distinte quattro unità, con rapporti stratigrafici reciproci non più conservati, che presentano affinità più o meno strette con formazioni appartenenti alla falda subligure delle aree classiche di affioramento (Appennino parmense e piacentino) e con altre unità che occupano una quasi simile posizione strutturale (BETTELLI *et alii*, 1989a) nell'Appennino reggiano e modenese (Unità tettonica di Monte Staffola e di Coscogno).

La ipotetica ricostruzione stratigrafica, notevolmente ostacolata dalla tettonica miocenica inferiore e post-messiniana, permette di individuare una evoluzione per alcuni aspetti simile a quella del "Complesso di Canetolo". Ad una formazione argilloso-calcareo di età maastrichtiano-eocenica inferiore seguirebbe infatti, o si affiancherebbe, un flysch calcarenitico-marnoso eocenico

inferiore caratteristico, peraltro, anche di numerose successioni liguri esterne. Nell'Oligocene inferiore, probabilmente separate dal substrato da una discontinuità stratigrafica, si hanno arenarie andesitiche alle quali seguirebbero, nell'Oligocene superiore e Miocene basale, torbiditi arenaceo-pelitiche. Anche nella "successione" di riferimento (Canetolo) vi è in ogni caso (CERRINA FERONI *et alii*, 1990) grande incertezza (i contatti sono esclusivamente tettonici) circa l'esistenza di originari rapporti stratigrafici tra queste due ultime unità litostratigrafiche.

1.1. - ARGILLE E CALCARI DEL TORRENTE LAVINELLO (AVN)

Affiorano estesamente lungo la dorsale di Tolè e nei dintorni di Rodiano, ma con scarse, occasionali e pessime esposizioni; frequentemente la loro presenza è segnalata solo da focature varicolori nei campi arati. La formazione è costituita per lo più (fig. 2) di argille di colore grigio, rosso e rosato, cui si intercalano in prevalenza spezzoni di strato e "boudins" di:

- a) calcilutiti silicee grigie e verdastre in strati da medi a spessi, localmente con una base arenitica media o fine;
- b) calcareniti a grana medio fine, marnose in genere di colore chiaro, rosate o verdognole;
- c) marne calcaree in strati da medi a molto spessi di aspetto e di età simile a quello delle bancate carbonatiche dei "Flysch ad Elmintoidi" liguri, (area di Molino del Notaro: Sez. N. 237050). In alcuni casi la formazione mostra caratteri litologici molto simili a quelli delle Argille varicolori liguri *s.l.* (vedi oltre) alle quali si accompagnano spesso anche lembi di breccie sedimentarie a prevalenti elementi ofiolitici. Questi affioramenti potrebbero in alternativa rappresentare vere e proprie scaglie o inclusi tettonici di stretta derivazione ligure associati ai litotipi di derivazione subligure durante le fasi tettoniche oligo-mioceniche.

L'originario multistrato argilloso-calcareo-arenitico non è mai osservabile con continuità a causa di una deformazione di tipo pervasivo che ha portato ad un sistematico *boudinage* degli strati competenti. La formazione mostra nel complesso un aspetto "caotico" alla mesoscala del tutto simile a quello delle formazioni liguri pre-flysch con alcune delle quali (AVS, FPG) presenta anche notevoli affinità litologiche. Anche rispetto alle Argille e Calcari di Canetolo vi sono analogie e alcune differenze, in particolare la minore estensione crono-stratigrafica di quest'ultime.

La potenza stratigrafica non è valutabile a causa della intensa tettonizzazione e della mancanza di contatti stratigrafici: quella geometrica dovrebbe comunque essere attorno a qualche decina o al massimo un centinaio di metri.

L'ambiente di sedimentazione è marino profondo; il processo sedimentario è in prevalenza attribuibile a correnti di torbida distali e a decantazione di argille emipelagiche.



Fig. 2 - Versante sinistro dell'alta Val Venola all'altezza di Vedegheto. Spezzone di strato calcareo e argilliti scagliose grigie entro le argille e calcari del Torrente Lavinello.

I campioni esaminati per lo studio biostratigrafico contengono associazioni a nannofossili riferibili all'intervallo compreso tra il Campaniano superiore (Zona a *U. gothicus*) e l'Eocene inferiore (Zona NP13, caratterizzata dalla presenza di *Discoaster lodoensis* e dalla mancanza di *Tribrachiatu orthostylus*).

La formazione è di nuova distinzione; in passato questi litotipi erano in larga misura stati accorpati al "Complesso Caotico" o alle "argille scagliose" *Auctt.* o inseriti entro il "Melange di Coscogno" (BETTELLI *et alii*, 1989a). Le migliori esposizioni si hanno sul versante sinistro del T. Venola, a nord di Vedegheto; altre, di qualità più scadente, sono presenti a SE di Case Bortolani.

1.2. - FORMAZIONE DI MONTEPASTORE (MPA)

I litotipi di questa unità litostratigrafica affiorano in tutta l'area compresa tra Tolè e Montepastore, in genere come scaglie tettoniche allungate in direzione antiappenninica e di limitate dimensioni; le esposizioni più significative sono quelle dell'abitato di Montepastore e quelle ubicati poco a sud di Vedegheto.

Si tratta di torbiditi calcarenitico-marnose di ambiente marino profondo, in strati da sottili a molto spessi, con una base calcarenitica fine o finissima, generalmente biancastra, passante a marna calcarea e a marna grigio-verdina; al tetto in alcuni casi è presente argilla emipelagica grigio-scura o nerastra. Sono presenti, soprattutto a sud di Vedegheto, rari livelli di biocalciruditi e biocalcareni costituiti da resti di Nummuliti, Discocycline e Alveoline.

La formazione in genere è intensamente tettonizzata (fig. 3), ma quasi ovunque in presenza di discrete esposizioni è possibile osservare l'originario ordine stratigrafico.

La potenza geometrica per ciascun affioramento è di alcune decine di metri, ma la potenza stratigrafica originaria doveva essere ben maggiore, soprattutto se confrontata con quella di altri Flysch terziari, sia liguri esterni che subliguri, con i quali presenta notevoli affinità litologiche (Sporno, Morello, Penice, Gropo del Vescovo).



Fig. 3 - Calcari marnosi biancastri fortemente tettonizzati entro la formazione di Montepastore. La stratificazione è completamente obliterata dalla presenza di numerosissime fratture e faglie che danno luogo ad una diffusa cataclasi della roccia.

I campioni raccolti contengono associazioni riferibili all'Eocene inferiore (associazione a *Discoaster lodoensis* e *D. barbadiensis*, Zona NP12) ed all'Eocene medio (associazione a *Nannotetrina* spp., Zona NP15 *sensu* PERCH NIELSEN, 1985).

La formazione è di nuova istituzione anche se corrisponde ai Calcari di Coscogno del Modenese (SERPAGLI, 1964; LOSACCO, 1966) che erano però stati correlati al Flysch di M. Sporno dell'Appennino parmense. Il contesto strutturale (BETTELLI *et alii*, 1989a) e i terreni che accompagnano sistematicamente l'unità, sia nel Bolognese che nel Modenese, hanno orientato verso una possibile eventuale correlazione con corrispondenti depositi subliguri (Calcari di Groppo del Vescovo) e la proposta di una diversa nomenclatura litostratigrafica.

1.3. - ARENARIE DI PETRIGNACOLA (APE)

A questa unità stratigrafica, caratteristica dell'Appennino parmense e piacentino, vengono attribuiti due limitatissimi affioramenti ubicati in corrispondenza del versante destro dell'alta Val Samoggia e poco più ad est, in Val Venola. Essi sono costituiti (fig. 4) da arenarie da medie a grossolane di colore grigio-verdastro (giallastre se alterate), in strati da sottili a medi con intervalli pelitici rari e di limitato spessore. Dal punto di vista composizionale esse presentano i caratteri



Fig. 4 - Strato medio-spesso di arenite litiche grossolane entro le Arenarie di Petrignacola affioranti nei pressi della località Archettina nell'alta Val Samoggia.

delle litareniti con una forte presenza di frammenti di vulcaniti andesitiche, identici a quelli che caratterizzano molte arenarie oligoceniche appenniniche ed alpine (Ranzano: MARTELLI *et alii*, 1993; Tavejanne: RUFFINI *et alii*, 1995) tra cui le Arenarie di Petriagnacola del Complesso di Canetolo (*Auctt.*) alle quali sono attribuite per il contesto strutturale nel quale si trovano.

L'ambiente di sedimentazione di questi depositi torbiditici *s.l.* è di bacino, presumibilmente piuttosto profondo. In base alle caratteristiche di facies è possibile forse ipotizzare il riempimento di depressioni morfologiche attraverso flussi ad alta concentrazione.

La potenza affiorante è di poche decine di metri, ma i due affioramenti cartografati sono limitati lateralmente da superfici meccaniche.

La formazione è attribuibile alla zona NP23, dell'Oligocene inferiore sulla base di associazioni a nannofossili caratterizzate dalla presenza di *Helicosphaera recta* e di *Sphenolithus distentus*.

1.4. - ARENARIE DI PONTE BRATICA (ARB)

Nei dintorni di Tolè e di Rodiano (Sez. NN. 237050-060) affiorano in varie aree alternanze arenaceo-pelitiche con caratteristiche abbastanza simili a quelle della area tipo nell'Appennino parmense appartenente al "Complesso di Canetolo". Una certa somiglianza si riscontra anche con le peliti della Formazione di Antognola o con le facies arenaceo-pelitiche del Membro di Anconella della stessa formazione. Le migliori esposizioni si hanno nei pressi della omonima località e, soprattutto, a SW di Rodiano e ad W di Case Bortolani.

Dal punto di vista litologico la formazione (fig. 5) è costituita da torbiditi arenaceo-pelitiche con il rapporto A/P variabile da molto minore dell'unità a leggermente maggiore, in strati di norma sottili o medi. È presente in genere una base arenacea finissima o fine, passante a marna siltosa e a marna argillosa, grigio-verdastra; le areniti sono di colore grigio, beige o nocciola se alterate. A nord di Tolè il rapporto A/P è spesso molto minore di 1 e in qualche caso, come a W di Case Bortolani predominano emipelagiti grigio-verdastre, scheggie e fortemente tettonizzate di aspetto molto simile a ANT, da cui differiscono però per il grado di diagenesi, visibilmente più elevato.

In base al contesto strutturale, pur non essendo affioranti contatti stratigrafici con altre formazioni, questa unità litostratigrafica informale è stata attribuita ad un Dominio subligure *s.l.*. Non bisogna dimenticare, comunque, come in realtà fosse possibile una continuità tra i vari domini paleogeografici appenninici e che dunque la parte esterna della Successione epiligure sia probabilmente stata, tra l'Oligocene superiore ed il Miocene basale, prima dell'individuazione e della messa in posto della "falda subligure", adiacente e in continuità di sedimentazione con la parte interna del Dominio subligure. In quest'ottica è del tutto comprensibile una grande convergenza di facies tra le Arenarie di Ponte Bratica e la



Fig. 5 - Versante sinistro dell'alta Val di Venola nei dintorni della località Poggio. Torbiditi arenaeo-pelitiche in strati sottili entro le Arenarie di Ponte Bratica.

Formazione di Antognola. A questo proposito occorre comunque segnalare come il grado di deformazione tettonica delle prime sia in genere piuttosto spinto, con frequenti giaciture rovesciate, che in ANT e ANT₄ sono, nell'area del Foglio 237, pressoché inesistenti.

La potenza geometrica affiorante non è ben valutabile a causa della tettonica; essa è comunque almeno superiore al centinaio di metri.

L'ambiente sedimentario è riferibile ad una scarpata-bacino con processi dominati da correnti di torbida di piccolo volume e carico; in subordine sono presenti emipelagiti di scarpata.

Le associazioni a Foraminiferi planctonici provenienti da diversi affioramenti, contenendo ancora rari esemplari di *Globorotalia opima* associati a numerosi esemplari del gruppo *Globigerina tripartita* - *Globigerina tapuriensis* sono riferibili all'Oligocene superiore ed in particolare al passaggio tra le biozone P21 e P22 di BLOW (1969).

Le associazioni di nannofossili dei campioni studiati sono caratterizzate dalla presenza di *Cyclicargolithus abisectus*, la cui comparsa approssimerebbe il limite NP23-NP24 (Oligocene superiore). La presenza in alcuni campioni di *Helicosphaera carteri*, unitamente alla bassa presenza di *Dictyococites bisectus*, sarebbe poi indicativa di una probabile età miocenica inferiore.

2. – LIGURIDI

Nell'ambito del Foglio 237 sono state individuate e ricostruite alcune successioni o spezzoni di successioni riconducibili a diversi segmenti del Dominio ligure, attualmente separate da superfici tettoniche (sovrascorrimenti o faglie). In particolare sono state distinte due successioni informali comprendenti formazioni torbiditiche tardo-cretacee e paleogeniche. Una di queste successioni è nota in letteratura ormai da parecchi anni (ABBATE, 1969; BETTELLI *et alii*, 1989a; 1989d); l'altra è di nuova istituzione.

Le formazioni pre-flysch non sono invece state raggruppate, in legenda, in successioni stratigrafiche anche informali, non essendo sempre stato possibile ricostruire in modo certo i rapporti stratigrafici reciproci a causa della deformazione pervasiva che coinvolge queste unità litostratigrafiche e dei sistematici contatti tettonici che, nell'area del foglio, le separano. Si sono inoltre volute enfatizzare in questo modo le caratteristiche stratigrafiche comuni all'intero Dominio ligure, almeno per il periodo antecedente al Campaniano superiore.

2.1. - FORMAZIONI "PRE-FLYSCH" (COMPLESSI DI BASE, "AUCTT.")

In questo insieme sono state comprese tutte le formazioni che si sono deposte anteriormente alla sedimentazione delle successioni torbiditiche calcareo-marnose o arenaceo-pelitiche che, come noto, caratterizzano l'evoluzione stratigrafica dell'Oceano ligure-piemontese a partire generalmente dal Campaniano superiore. In realtà, in quello che si ritiene il settore più esterno del Dominio ligure, le tipiche litofacies "pre-flysch" (AVS) continuano senza apparente soluzione di continuità fino al Cretaceo sommitale e al Paleogene e la sedimentazione torbiditica vera e propria inizia solo nell'Eocene inferiore (SAG).

Dalle osservazioni di campagna e da dati desunti su base regionale possono essere tratte, su questi depositi, le seguenti considerazioni generali:

- a) le formazioni liguri di età cretacea con litologie prevalentemente argillose o caratterizzate da alternanze argilloso-arenitiche e argilloso-calcaree con rapporto A/P o C/P <1 presentano nella stragrande maggioranza dei casi una struttura interna di tipo tettonico: esse sono ormai prive di ordine stratigrafico se non per tratti di ordine metrico o eccezionalmente decametrico;
- b) le formazioni prevalentemente arenacee originariamente intercalate ad esse presentano ampie porzioni nelle quali in genere l'ordine stratigrafico è conservato, ma solo sporadicamente sono preservati i contatti stratigrafici delle unità;
- c) alcune delle unità litostratigrafiche distinte (AVS, AVT e AVV) presentano notevoli similitudini, ma anche loro peculiari caratteri, sia di tipo litologico che cronologico, soprattutto a scala regionale; questi caratteri sono a nostro parere sufficienti, almeno per il momento, per giustificarne la distinzione cartografica e litostratigrafica;

- d) non è possibile documentare con certezza tutti i rapporti stratigrafici reciproci tra le varie formazioni.
- In base alle età, alla distribuzione geografica e alle litofacies comuni o di "passaggio" tra una unità e l'altra, si possono tuttavia delineare alcuni tratti comuni dell'evoluzione stratigrafica del Dominio ligure:
- 1) Cretaceo inf.- Turoniano *p.p.*; deposizione di torbiditi distali carbonatiche e subordinatamente arenacee in piana sottomarina al di sopra di un substrato ora non più conservato (*Suite ofiolitica Aucitt.*) (APA e AVS *p.p.*);
 - 2) Cenomaniano *p.p.* - Campaniano *p.p.*; esaurimento degli apporti carbonatici risedimentati e deposizione di pelagiti varicolori e torbiditi arenacee e subordinatamente carbonatiche, distali (AVV, AVS *p.p.*, AVT);
 - 3) interposizione a vari livelli stratigrafici, a partire dal Cenomaniano, di corpi arenitici torbiditici a differente composizione (APM, SCB e, al di fuori dell'area del foglio, arenarie della Formazione di Camugnano e arenarie di Monte Gabba: Fogli 236 e 252). Dai dati attualmente a disposizione non è da escludere che l'inizio di questa sedimentazione torbiditica possa essere considerata in buona parte sincrona in una vasta area del Dominio ligure esterno;
 - 4) abbandono della sedimentazione torbiditica arenacea nel Campaniano inf. e prosecuzione generalizzata della deposizione di pelagiti policrome di piana abissale (AVV *p.p.* e AVS *p.p.*);
 - 5) Campaniano superiore: inizio della deposizione (salvo che nel settore più esterno) dei Flysch a Elmintoidi con caratteristiche differenti di facies e apporti in distinti settori del paleoceano ligure (MOV, Flysch di Monte Cassio e Flysch di Monte Caio: F. 236).

2.1.1. - Argille a Palombini (APA) con Ofioliti e breccie ofiolitiche (OFL)

Essa è di gran lunga la formazione "pre-flysch" ligure più rappresentata; affiora in prevalenza nella parte sud-occidentale dell'area del foglio dove occupa buona parte delle valli del Reno, del Limentra di Treppio, del Brasimone e del Setta; altri estesi affioramenti sono presenti a nord di Zocca e Tolé.

Le Argille a Palombini erano state, nella cartografia ufficiale precedente, quasi ovunque attribuite al "Complesso caotico o indifferenziato" o alle "argille scagliose". Corrispondono sia alle Argille a Palombini I che alle Argille a Palombini II di BETTELLI *et alii* (1989a; 1989d); un altro sinonimo è rappresentato da "Cantiere-Argille" (VON STRUENSEE, 1967; HEMMER, 1971), intese in questo caso come appartenenti al "Complesso di base" del binomio Monte Venere - Monghidoro.

La formazione è in prevalenza costituita di argille e argilliti più o meno fisili di colore prevalentemente grigio-scuro, molto raramente con bandature verdi o rosso scure. Esse sono intercalate a calcilutiti grigie, biancastre se alterate, spesso silicee, a luoghi con una base arenitica da fine a grossolana, in strati da medi a spessi. Il rapporto C/P è prevalentemente minore di 1.

Subordinatamente sono presenti torbiditi arenaceo-pelitiche, in strati molto sottili o sottili, di colore grigio-scuro. La formazione si presenta quasi sempre intensamente deformata (fig. 6): frequentemente a scala dell'affioramento si osserva un completo *boudinage* degli strati calcilutitici, ridotti a blocchi più o meno allineati, con una totale trasposizione della stratificazione originaria. Solo in alcune aree ed in corrispondenza di tratti di successione caratterizzati da un alto valore del rapporto calcare/argilla entro gli strati, essa viene mantenuta; in particolari esposizioni lungo i corsi d'acqua o entro cave per l'estrazione di materiale da cementi o inerti sono osservabili le severe e complesse deformazioni di tipo plicativo che caratterizzano questa formazione (BETTELLI *et alii*, 1994; 1996).

Associate alla formazione, con contatti meccanici, sono presenti (fig. 7), in posizione non primaria, masse ofiolitiche (BOCCHI *et alii*, 1976; BERTACCHINI & BONACINI, 1993; BERTACCHINI, 1994) di dimensioni e composizioni estremamente variabili (gabbri, basalti, serpentiniti, plagiograniti, breccie sedimentarie ad elementi ofiolitici, ecc.). Data la mancanza di specifici studi composizionali e la limitatezza degli affioramenti esse sono in alcuni casi state comprese sotto la denominazione generica di Ofioliti (OFL). Il loro significato è altresì problematico: è possibile infatti che esse siano masse franate nel bacino di sedimentazione



Fig.6 - Spezzoni di strato (*boudins*) disarticolati e grossolanamente isorientati inglobati entro argilliti grigie fortemente scagliose e fissili. È l'aspetto più comune delle Argille a Palombini affioranti sul versante padano dell'Appennino. Valle del T. Vergatello, a sud di Susano.



Fig.7 - Lembo di ofioliti (basalti) affioranti lungo il T. Farnedola ad ovest di Pian di Setta. L'affioramento, come quasi tutti quelli di rocce ofiolitiche presenti nell'area del foglio, è interamente compreso entro le Argille a Palombini.

delle Argille a Palombini o che siano inclusi tettonici appartenenti al substrato giurassico medio-superiore originario delle formazioni pre-flysch liguri, coinvolte nelle deformazioni precedenti alla sedimentazione epiligure che hanno interessato le stesse Argille a Palombini.

All'interno di APA è stata distinta una litozona (litozona argillitica: **APA_a**) costituita di argilliti grigie, localmente verdognole (fig. 8); le porzioni pelitiche sono spesso caratterizzate da una fissilità molto evidente (fig. 9) e in qualche caso sono piuttosto silicizzate.

Esse sono alternate a calcilutiti grigie e verdognole in strati da medi a spessi con subordinati pacchi di strati sottili di alternanze arenaceo-pelitiche di color giallastro e marrone. A luoghi la presenza di calcilutiti silicee è minima e la litozona è costituita dalle sole alternanze pelitico-arenacee; sono a luoghi presenti spezzoni di strati arenacei o calcarenitici giallo-marroni a grana fine e media. Il colore caratteristico di alterazione della litozona è giallastro o nocciola e ciò contribuisce a differenziarla dal resto della formazione che presenta tipici colori di alterazione sul grigio.

Questi litotipi affiorano estesamente tra Vergato e Grizzana Morandi e ad ovest di Montecatino Ragazza, sul versante destro del Rio Secco. Altri affioramenti sono presenti tra il T. Vezzano e il T. Brasimone, nella parte meridionale del foglio. A SW di M. Stanco essi circondano completamente gli affioramenti



Fig.8 - Alveo del T. Vergatello presso il ponticello della strada Vergato-S. Maria di Labante. Argille a Palombini, litozona argillitica. In questa foto le argilliti fissili grigie costituiscono la quasi totalità della successione; la stratificazione è messa in evidenza da una sottile torbidite arenitico-siltosa. Sono evidenti due famiglie di fratture di estensione riempite di calcite (più chiare), sia parallele che perpendicolari alla stratificazione; sulla destra in basso è presente anche una frattura di taglio obliqua ancora con calcite che interrompe le strutture precedenti con un rigetto apparente di tipo destro.

della Formazione di Monte Morello e in generale sono spesso giustapposti, attraverso contatti tettonici, alle AVT.

Un affioramento particolarmente significativo, anche se per certi versi eccezionale, per la conservazione dell'originario ordine stratigrafico (figg. 8, 9), è presente lungo l'alveo del T. Vergatello, poco ad ovest di Vergato, in corrispondenza del ponticello della SP 68 "Vergato-S. Maria di Labante".

La potenza complessiva delle Argille a Palombini è difficilmente valutabile per la presenza diffusa di superfici tettoniche: essa dovrebbe comunque essere dell'ordine di almeno alcune centinaia di metri.

L'ambiente deposizionale della formazione nel suo complesso è di piana abissale, al di sotto della profondità di compensazione dei carbonati, alimentata da apporti torbiditici arenaceo-pelitici e carbonatici.

I campioni analizzati per lo studio biostratigrafico contengono associazioni che, seppur povere ed in cattivo stato di conservazione, hanno fornito età comprese tra il Cretaceo inferiore (associazioni a Nannoconidi) ed il Turoniano (associazioni a *Micula staurophora*, *Eiffellithus eximius*, *Microrhabdulus decoratus*).



Fig. 9 - Argille a Palombini: litozona argillitica. Stessa località della figura precedente. Particolare delle argilliti fissili che caratterizzano la litozona. La stratificazione è messa in luce dalla presenza di una sottilissima torbidite siltosa e dalla differente colorazione delle argilliti. I livelli più chiari potrebbero rappresentare peliti sedimentate sotto l'influsso di deboli correnti trattive o momenti di temporanea ossigenazione del fondo. Si notino ancora le fratture di estensione parallele e perpendicolari alla stratificazione.

2.1.2. - Argille varicolori della Val Samoggia (AVS)

La formazione è prevalentemente costituita da argille e argilliti grigio-scuere, nerastre, rossastre o verdastre, in alcuni casi siltose, con subordinate intercalazioni di:

- a) arenarie e siltiti brune in strati sottili, singoli o in "pacchi" di limitato spessore;
- b) calcilutiti silicee grigio-chiaro e verdognole in strati da medi a spessi, comunemente con patine verdastre o ocre sulle superfici esterne;
- c) calcari marnosi e marne a luoghi a base arenitica, biancastre, in strati da spessi a molto spessi.

Sono altresì presenti sporadiche intercalazioni non cartografabili di breccie poligeniche a matrice argillosa con inclusi prevalentemente calcilutitici.

Generalmente la formazione presenta toni di colore piuttosto accesi; sono presenti affioramenti frequentemente dominati da argille nerastre quasi prive di resti di strati litoidi (fig. 10). Del tutto assenti, almeno nell'area del foglio, intercalazioni di torbiditi arenaceo-pelitiche (tipo SCB) simili a quelle che comunemente si associano ad altre analoghe formazioni liguri (AVT e AVV).

Le Argille varicolori della Val Samoggia, così come le altre analoghe formazioni liguri pre-flysch a dominante argillosa, rappresentano dei depositi di piana abissale sottoalimentata raggiunta sporadicamente da torbide provenienti da più fonti. Queste unità presentano in genere una struttura interna fortemente tettonica caratterizzata dallo sviluppo di un marcato "layering tettonico", da metrico a decametrico; esso è dato da superfici subplanari anastomizzanti che



Fig. 10 - Le Argille della Val Samoggia affioranti poche centinaia di metri a nord del foglio, nella valle del T. Ghiare. Si notano superfici di taglio subparallele inclinate verso sud (sinistra nella foto) che delimitano porzioni di argille di differente colore, pressoché prive di spezzoni di strato o "boudins" litoidi. All'estremità destra della foto le Argille della Val Samoggia si accavallano tettonicamente sulle breccie argillose del membro del Rio delle Praterie della Formazione di Poggio (scarpe in degradazione di color grigio-chiaro con blocchi).

separano settori con argille di differente colore o con porzioni stratigrafiche differenti per i litotipi che le costituiscono e nelle quali, eccezionalmente e per modestissime estensioni, è ancora riconoscibile l'ordine stratigrafico originario. A queste superfici subplanari di norma si parallellizzano gli assi maggiori dei *boudins* e degli spezzoni di strato litoidi, la fissilità e il clivaggio scaglioso dei litotipi argillosi e i piani assiali di eventuali strutture plicative subsocclinali o di cerniere isolate.

Le Argille varicolori della Val Samoggia affiorano esclusivamente nel quadrante nordoccidentale del foglio, in Val Lavino ed in Val Samoggia, a nord di S. Prospero. Le migliori esposizioni si hanno in sinistra Samoggia e a NW di Borra, nell'alta Val Lavino.

La formazione è di recente istituzione, anche se con una denominazione parzialmente diversa (BETTELLI & PANINI, 1992a; 1992b); in precedenza questi litotipi erano stati attribuiti alle "argille scagliose" (LIPPARINI, 1963) o accorpati (BETTELLI *et alii*, 1989a) alle AVV (Argille varicolori di Cassio) che costituiscono la base stratigrafica del Flysch di Monte Cassio. Nell'area del foglio e in tutto il Pedepennino bolognese essi sono invece strettamente associati alle formazioni di Poggio e di Savigno, anche se non è mai osservabile un contatto di tipo stratigrafico. Nell'alta Val Sillaro ed in Val Marecchia una formazione litologicamente corrispondente (BETTELLI & PANINI, 1992a; BETTELLI *et alii*, 1995) ha stretti rapporti, anche stratigrafici, con la Formazione di Monte Morello (MLL).

La potenza, difficilmente valutabile a causa dell'alto grado di deformazione, può essere stimata in non meno di 200 m. Non sono presenti contatti inferiori stratigrafici con altre formazioni.

L'analisi biostratigrafica dei campioni raccolti nell'ambito del foglio ha evidenziato solamente la presenza di associazioni a Nannoconidi del Cretaceo inferiore; in ambito regionale sono segnalate anche associazioni indicanti il Cretaceo superiore fino al Maastrichtiano e dubitativamente la parte bassa del Terziario (BETTELLI & PANINI, 1992a; BETTELLI *et alii*, 1995).

2.1.3. - Argille varicolori di Grizzana Morandi (AVT)

La formazione è di recente istituzione (Argilliti Variegate: BETTELLI *et alii*, 1989a) ed affiora principalmente a sud dell'omonima località, dove sono presenti le migliori esposizioni, ed in tutta la Val Reno. Affioramenti piuttosto estesi sono inoltre presenti a SE di Montecatino Ragazza e, più limitatamente, anche nel quadrante nordoccidentale del foglio, a NE di Zocca.

Si tratta in prevalenza di argille ed argilliti grigio-scure, rosso-violacee e verdastre (fig. 11) con subordinate siltiti e arenarie fini grigio-scure in strati sottili e calcilutiti grigio-verdastre in strati da sottili a medi; localmente le calcilutiti possono essere molto frequenti, pur con un rapporto C/P minore di 1, rappresentando una sorta di facies di passaggio o transizionale ad APA.



Fig. 11 - Valle del T. Farnedola ad est di Sassari. Argille varicolori di Grizzana Morandi rappresentate da argilliti in bande di differente colore in qualche caso separate da superfici meccaniche isorientate. Per porzioni limitate è ancora conservata nella parte superiore e centrale dell'affioramento, l'originaria stratificazione data in prevalenza da sottilissimi straterelli di peliti fissili policrome. Sullo sfondo i depositi di colata epiliguri delle Breccie argillose di Baiso (Membro di Pian di Setta).

Particolarmente sviluppate le porzioni caratterizzate da argille rossastre con toni di colore piuttosto accesi, anche se scuri ed intercalazioni siltitiche; una litofacies piuttosto frequente è ancora rappresentata da argilliti verdognole e bluastre con intercalazioni di strati arenitico-siltitici verdastri e grigio-chiari con caratteristica alterazione superficiale di color marrone scuro o bruno.

Nell'ambito del foglio sono poi diffusamente presenti e con potenze dell'ordine del centinaio di metri, depositi che provvisoriamente sono stati accorpati a questa formazione (litozona argillitica: **AVT_a**). Da questa essi sono nel complesso ben differenziabili, ma presentano anche talune litofacies comuni e indizi di relazioni stratigrafiche primarie, come visibile tra Carbona e Riola ad W della S.S. Porrettana. Gli affioramenti più significativi di questa litozona sono ubicati in destra Reno, a sud di Collina di Savignano e ad est di Vergato; altri affioramenti di notevole estensione sono presenti a SE di Stalluccio e in sinistra del Brasimone e del Setta.

Si tratta di argilliti fissili grigio-bluastre, rossastre e verdi, quest'ultime con tipiche picchiettature nerastre; sono spesso silicizzate e pressoché prive di carbonati. Questi litotipi, che quando le condizioni di esposizione lo permettono mostrano una stratificazione da sottilissima a media (fig. 12), appaiono estremamente



Fig. 12 - Argille varicolori di Grizzana Morandi: litozona argillitica. Si tratta in questo affioramento di argilliti scheggiose grigio-nerastre alle quali si intercalano strati risedimentati di siltiti grigio-marroni. Essi sono ridotti a boudins privi di continuità a causa dell'estensione parallela alla stratificazione avvenuta durante il piegamento. In corrispondenza del martello è evidente la cerniera di una piega molto stretta che coinvolge uno degli strati siltitici; una superficie meccanica lamina il fianco inferiore. Un'altra cerniera coassiale con la prima è visibile all'estremità destra della foto. Versante sinistro della Val Reno, ad ovest di Malpasso.

"diagenizzati", con un aspetto "litoide" e, nel complesso, meno facilmente degradabili dei litotipi del resto della formazione. Sono presenti a luoghi arenarie torbiditiche, finissime e siltiti grigio-nerastre, in strati sottili che spesso presentano un fitto reticolo di fratture e cavità interne parzialmente riempite da ossidi e idrossidi di Fe di aspetto pulverulento e di colore rosso vivo o rosso mattone.

Litotipi del tutto corrispondenti a quelli descritti (distinti sotto la denominazione di "Argilliti di Masinara": CAVAZZUTI & PIZZIOLO, 1994; CUOGHI & PIZZIOLO, 1994; PANINI, 1994b) costituiscono la base delle "arenarie di Camugnano" (dal punto di vista petrografico simili alla "Pietraforte" toscana) affioranti poco più a sud, nel Foglio 252 e possono forse costituire per le peculiari caratteristiche litologiche, per la continuità di affioramento e per la posizione stratigrafica, una unità litostratigrafica indipendente. In quest'area, ma anche in taluni piccoli affioramenti del foglio 237, essi erano già stati infatti distinti dai "terreni caotici eterogenei" come membro informale della "Formazione di Camugnano" (AMADESI, 1966; CREMONINI & ELMI, 1971); i geologi della scuola di Berlino (VON STRUENSEE, 1967; HEMMER, 1971) li indicano invece come "*Bundschiefer*", attribuendoli alla successione basale del Flysch di M. Cantiere,

equivalente del binomio Monte Venere-Monghidoro.

Da segnalare infine che depositi molto simili, se non identici per litofacies a quelli di AVT_a (Argilliti dell'Uccelliera: DANIELE *et alii*, 1996), costituiscono anche la base, in Val Rossenna (F. 236) e in Val Dragone e Val Dolo (F. 235), delle Arenarie di Poggio Castellina (BETTELLI *et alii*, 1989a) o Frassinoro (REUTTER, 1969) o Poggio Mezzature (DANIELE *et alii*, 1996); queste arenarie presentano però una composizione (arcosica) piuttosto simile a quella delle Arenarie del Monte Gottero alle quali sono state in passato correlate (REUTTER & GROSCURTH, 1978).

In Val Reno, lungo il Fosso del Sasso (ad ovest di M. Stanco) e nella valle del T. Vezzano a NE di Molino dell'Albaretta, affiorano, associate tettonicamente alle AVT, due lembi decametrici di marne calcaree scheggiose grigie, molto tettonizzate che hanno fornito una associazione (rimaneggiata?) caratterizzata dalla presenza di *Eiffellithus turriseiffelii* ed indicante un'età compresa tra l'Albiano superiore ed il Cenomaniano inferiore.

La potenza complessiva delle Argille varicolori di Grizzana Morandi è difficilmente valutabile anche a causa del severo grado di deformazione simile a quello descritto per le AVS; al massimo comunque raggiunge circa i 200 m.

I campioni analizzati sono compresi tra la zona CC10 (Cenomaniano superiore) caratterizzata dalla presenza di *M. decoratus* e la zona a *C. obscurus* del Santoniano superiore. I campioni raccolti entro la litozona argillitica hanno fornito associazioni indicanti un generico Cretaceo. Per quest'ultimi litotipi è stato segnalato il ritrovamento (CREMONINI & ELMI, 1971) di microfaune senoniane nella zona di Camugnano (a sud dell'area del foglio); da sottolineare infine che HEMMER (1971) segnala faune turoniane per le arenarie affioranti a Camugnano e sovrastanti stratigraficamente, come si è detto, i litotipi della litozona argillitica.

Sul terreno non è mai osservabile un passaggio stratigrafico tra APA e AVT, ma la già citata presenza di litofacies transizionali lo rende piuttosto probabile. Sulla scorta dei riscontri biostratigrafici non è da escludere anche una parziale eteropia laterale.

2.1.4. - Argille varicolori di Cassio (AVV)

Con questa denominazione, adottata per gli analoghi depositi che affiorano estesamente nell'Appennino emiliano alla base del Flysch di Monte Cassio o a quest'ultimo strettamente associati, vengono indicati alcuni affioramenti presenti tra Ville di Roffeno e Vergato e più a nord tra Zocca e Borra, in Val Lavino. Le migliori esposizioni si hanno in Val Lavino in corrispondenza della cava presso la confluenza con il Rio Morello e in destra del Rio della Prazzana, a nord di Monte Termine.

Accorpati in passato ai "terreni caotici eterogenei" o alle "argille scagliose", essi erano già stati in parte recentemente distinti e correlati con gli analoghi depositi del Modenese e Reggiano (Argille Varicolori: BETTELLI *et alii*, 1989a)

Si tratta di argille rosse, rosate, verdastre (fig. 13) e più raramente nerastre, fissili, a stratificazione molto sottile o sottile con frequenti intercalazioni di:

- a) torbiditi pelitico-arenacee in strati molto sottili o sottili;
- b) calciliti silicee grigio-chiare e verdognole in strati da medi a spessi, a luoghi a base arenitica;
- c) calciliti biancastre, più marnose al tetto, in strati spessi o molto spessi;
- d) arenarie grossolane e microconglomerati risedimentati tipicamente di color chiaro, ma esternamente alterate in rosato, in strati da medi a molto spessi; sono costituiti in prevalenza da elementi litici di derivazione insubrica e sono correlabili dal punto di vista compositivo ai noti conglomerati dei "Salti del Diavolo" dell'Appennino parmense;
- e) rare breccie ad elementi ofiolitici in strati generalmente medi o sottili.

L'originario multistrato dato da queste pelagiti e torbiditi di piana abissale è visibile solo per minimi spessori stratigrafici; le intercalazioni litoidi sono in realtà ridotte a spezzoni privi di continuità laterale superiore a qualche metro.

Il contatto inferiore della formazione, presumibilmente su APA per considerazioni analoghe a quelle fatte in precedenza per AVT, non è visibile. Ben



Fig. 13 - Le Argille varicolori di Cassio affioranti sul versante destro del Rio della Prazzana ad ovest di Dogana Vecchia. La stratificazione originaria è totalmente trasposta lungo superfici sub-orizzontali. Gli spezzoni di strato litoidi sono costituiti da sottili silti e arenarie finissime risedimentate che accompagnano le porzioni di argille grigio-chiare. Si noti l'elevata degradabilità e franosità di questi litotipi.

documentabile è invece a scala regionale e per la presenza di litofacies comuni anche alla scala dell'affioramento, l'eteropia con SCB.

La potenza, non ben quantificabile a causa della deformazione tettonica si può valutare, nell'area del Foglio 237, in almeno 100 m.

In base ai dati di letteratura (RIO & VILLA, 1987) la formazione è riferibile almeno al Santoniano-Campaniano. I campioni raccolti nell'area del foglio non hanno fornito dati significativi; in aree limitrofe sono state individuate associazioni caratterizzate dalla presenza di *Aspidolithus* sp. e *A. parvus* (Zona ad *A. parvus* del Campaniano inferiore) ed associazioni caratterizzate dalla presenza di *C. aculeus* e *U. gothicus*, che indicherebbero un'età campaniana superiore (Zona a *C. aculeus* e Zona a *U. gothicus*). Sulla scorta di considerazioni regionali è peraltro ipotizzabile che l'età della base della formazione possa estendersi (in analogia a quella delle AVT e per i rapporti di eteropia con SCB) al Cenomaniano superiore.

2.1.5. - Arenarie di Poggio Mezzature (APM)

Vengono attribuite a questa formazione (DANIELE *et alii*, 1996) alcune scaglie tettoniche di modeste dimensioni affioranti tra Zocca e Monteombraro, all'estremità nordoccidentale del foglio.

La denominazione formazionale adottata sostituisce, per ragioni di una migliore precisione ed esemplarità, quella di "Arenarie di Frassinoro" (REUTTER, 1969) e quella di "Arenarie di Poggio Castellina" (BETTELLI *et alii*, 1989a) utilizzate per litotipi analoghi affioranti ampiamente nell'Appennino modenese.

Si tratta di torbiditi arenaceo-pelitici in strati sottili e, più frequentemente, medi, spessi e molto spessi. Essi sono di norma caratterizzati da una ben evidente gradazione e costituiti da una base arenacea media o grossolana, localmente microconglomeratica, di color grigioverde; questo intervallo arenitico è a composizione quarzoso-feldspatica e generalmente ricca in *chips* pelitici. Verso l'alto passano ad arenaria fine ed a pelite nerastra o grigio-scura spessa fino ad alcuni decimetri (fig. 14). Sui rapporti stratigrafici di questa unità si è già accennato nel paragrafo 2.1.13; nell'area del foglio in ogni caso la formazione mostra esclusivamente contatti di tipo tettonico.

I campioni raccolti nell'area del foglio non hanno fornito alcuna indicazione biostratigrafica. In aree limitrofe le associazioni dei campioni analizzati risultano piuttosto povere, ma caratterizzate dalla presenza di *Micula staurophora* s.l. e di *Marthasterites furcatus*, forme indicanti una probabile età compresa tra il Turoniano (FO di *M. staurophora*) ed il Campaniano inferiore (LO di *M. furcatus*).

La potenza parziale nell'area del foglio è presumibilmente di poche decine di metri.



Fig. 14 - *Le Arenarie di Poggio Mezzature affioranti poco a SE di Montombraro. In questo piccolo affioramento compaiono strati risedimentati arenaceo-pelitici costituiti di arenarie medio-grossolane grigio-verdastre e da peliti fissili nerastre. Più rari sono gli strati spessi e molto spessi di arenarie grossolane che nelle aree tipo (Frassinoro, Val Rossenna, Trignano) caratterizzano la formazione.*

2.1.6. - *Arenarie di Scabiazza (SCB)*

Affiorano in genere in stretta associazione con AVV soprattutto tra Borra e Monteombraro e nei dintorni di Ville di Roffeno. Le migliori esposizioni si hanno a sud di S. Prospero, presso Molino di Cozzo e nei pressi di Monteombraro. Affioramenti significativi si hanno anche a M. Nonascoso dove è presente un membro di dubbia posizione stratigrafica.

La formazione è prevalentemente rappresentata (fig. 15) da torbiditi arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee in strati in prevalenza molto sottili e sottili, più raramente medi e spessi. Esse sono costituite da arenarie fini e finissime, tipicamente alterate in superficie in marrone-rossiccio o nocciola, passanti ad argille marnose e argille siltose grigio-scuere. Sono presenti subordinatamente calcilutiti verdognole in strati da medi a spessi e marne calcaree biancastre o grigio-chiare in strati da medi a molto spessi. In molti casi in associazione alle litofacies più distali costituite dalle torbiditi pelitico-arenacee, sono presenti argille rossastre e verdognole simili a quelle delle AVV, confermando con ciò la probabile eteropia tra le due unità.

Gli stili deformativi di queste parti della formazione, a dominante pelitica, ricordano da vicino quelli descritti per le precedenti unità (APA, AVS, AVT e AVV). È infatti presente un sistematico *boudinage* dei sottili strati arenacei che

appaiono così del tutto "inglobati" nelle peliti. Quest'ultime possiedono in genere un clivaggio scaglioso di tipo penetrativo che si parallelizza, o presenta angoli molto bassi, con la superficie data dall'allineamento degli spezzoni di strato. Frequenti in questa litofacies è la presenza di cerniere isolate o più raramente di pieghe isoclinali non complete di piccole dimensioni.

Le parti della formazione che presentano invece un rapporto A/P degli strati più elevato, come quelle affioranti a sud di S. Prospero e a SW di Molino di Cozzo, mostrano in genere una buona continuità laterale della stratificazione; l'originario ordine stratigrafico è di norma conservato e sono riconoscibili in qualche caso mesopieghie di tipo *chevron* o più chiuse di tipo subisoclinale.

All'interno della formazione è stato distinto un membro (membro di Monte Mazzano: **SCB₁**) la cui area tipo si trova nel Modenese e più precisamente in Val Panaro, ad est di Pavullo, dove è possibile documentare i rapporti stratigrafici con i litotipi caratteristici della formazione. Nel Foglio 237 esso è presente solo in un unico affioramento (M. Nonascoso) contraddistinto da un notevole grado di conservazione dell'originario ordine stratigrafico.



Fig. 15 - Strati torbiditici arenaceo-pelitici entro le Arenarie di Scabiazza affioranti a sud di Savigno, sul versante sinistro del Samoggia nei pressi della località La Ca'. In questo affioramento la formazione mantiene ancora un discreto ordine stratigrafico, ma si noti come gli strati arenitici più sottili si presentano in qualche caso privi di continuità (boudinage) e come le porzioni pelitiche siano rifluite lungo le zone di frattura perpendicolari alla stratificazione.



Fig. 16 - Arenarie di Scabiazza: membro di Monte Mazzano. Strati risedimentati piano-parallelamente, lateralmente continui, di areniti e peliti, quest'ultime nettamente prevalenti. Nella parte superiore della scarpata spicca una megatorbidite marnosa a base arenitica potente alcuni metri. Versante settentrionale di M. Nonascoso, a SW di Montepastore.

Il membro è caratterizzato (fig. 16) da strati e pacchi di strati da medi a molto spessi di torbiditi arenitico-marnose costituiti da una base arenitica fine passante a marna grigioverde e giallastra; in alcuni casi si hanno vere e proprie megatorbiditi con la porzione arenitica basale superiore ai 2-3m e una porzione marnoso-siltosa plurimetrica. In alternanza sono presenti anche torbiditi arenaceo-pelitiche in tutto simili a quelle caratteristiche del resto della formazione. Dal punto di vista stratigrafico non è possibile attribuire a questo membro, la cui potenza raggiunge i 200 m almeno, una precisa posizione all'interno della formazione; i campioni raccolti in questo membro contengono associazioni a nanofossili caratterizzate dalla presenza di *Marthasterites furcatus*; esso è quindi riferibile al Coniaciano - Santoniano *p.p.*

L'ambiente deposizionale delle Arenarie di Scabiazza è probabilmente quello di una conoide piuttosto esterna o del margine (esterno?) di una avanzata fossa, adiacente ad una vera e propria piana bacinale posta a profondità superiori a quella della CCD.

Circa i rapporti con altre unità litostratigrafiche oltre alla già segnalata eteropia a scala regionale con AVV, nei pressi di Poggio Sbaldaglia, a NE di Zocca, è anche osservabile un passaggio stratigrafico tra litotipi appartenenti alle sottostanti AVT e torbiditi arenaceo-pelitiche che sono state provvisoriamente attribuite, per analogie litologiche e composizionali, alle Arenarie di

Scabiazza, anche se si discostano leggermente dalle facies più tipiche della formazione. Presentano infatti una discreta continuità laterale degli strati, un colore di alterazione giallastro e una grana in media un po' più grossolana. Non si può pertanto escludere che esse potessero appartenere ad un sistema deposizionale distinto.

L'analisi biostratigrafica dei campioni raccolti entro le litofacies tipiche della formazione non permette di definirne un'età sicura. Studi recenti nella località tipo (GHISELLI *et alii*, 1991) hanno permesso di attribuire alle Arenarie di Scabiazza un'età compresa tra il Turoniano superiore ed il Campaniano inferiore (Zone a *Eiffellithus eximius* e a *Marthasterites furcatus*).

2.2. - SUCCESSIONE DELLA VAL ROSSENNA

Nell'ambito del foglio questa successione, presente con la totalità dei suoi termini solo nel Modenese (BETTELLI *et alii*, 1989a), è rappresentata esclusivamente dalle Formazioni di Monte Venere e Monghidoro (Gruppo del Sambro: ABBATE, 1969) per le quali la zona rilevata rappresenta l'area tipo.

Nel Foglio 237 gli affioramenti più estesi si ritrovano nel quadrante sudorientale con ottime esposizioni sulla sinistra idrografica del Torrente Savena. Altri affioramenti più o meno estesi sono presenti un po' in tutto l'areale del foglio; di dubbia attribuzione, per le pessime esposizioni presenti, sono gli affioramenti più settentrionali ubicati in Val Lavino, nei dintorni di S. Chierlo e Gavignana, i quali potrebbero essere in alternativa correlati alla Formazione di Savigno se si considerassero rimaneggiate le forme cretacee superiori e paleocene in essi esclusivamente rinvenute. Da segnalare che depositi probabilmente riferibili alla Successione della Val Rossenna sono stati incontrati al di sotto dei depositi epiliguri da una perforazione ubicata nei pressi di Sasso Marconi (Pozzo AGIP "Sasso Marconi": BRUNI, 1973).

Le unità litostratigrafiche della Successione della Val Rossenna sia nel Modenese che nell'area del foglio sono sempre in rapporti tettonici con le formazioni pre-flysch; pertanto non è possibile stabilire quale fosse la sua base stratigrafica; nell'Appennino parmense sono segnalate argille varicolori (Argille varicolori di Case Garola: PLESI *et alii*, 1993; F. 198 "Bardi") poste stratigraficamente alla base del Flysch di Solignano (VENZO *et alii*, 1965; ZANZUCCHI, 1980), correlabile con la Formazione di Monte Venere.

Particolarmente problematica è la collocazione paleogeografica dei depositi che costituiscono la successione. La Formazione di Monte Venere e soprattutto la Formazione di Monghidoro sono state poste da vari Autori in una porzione interna del Dominio ligure, in prossimità del massiccio cristallino sardo-corso per giustificare gli apporti terrigeni arenacei, ma anche più grossolani, tipici di un basamento cristallino granitico e metamorfico (FONTANA *et alii*, 1991) e la relativa "prossimalità" del deposito (ABBATE & SAGRI, 1970). A questi apporti terrigeni, soprattutto per l'intervallo cretaco della successione, ma anche in

minor misura fino al Paleocene superiore, si sono sommati intercalandosi ad essi cospicui apporti carbonatici di probabile provenienza austroalpina in analogia con quella di molti dei Flysch ad Elmintoidi liguri.

In aggiunta a ciò si può sottolineare come la parte superiore della successione (Argille della Val Rossenna: BETTELLI *et alii*, 1989a) presenti molte similitudini con i probabilmente coevi depositi collocati a tetto delle successioni più esterne del Dominio ligure (Cassio e Savigno), cioè la parte superiore delle Argille di Viano e della Formazione di Poggio.

La presenza al tetto della successione di un potente complesso sedimentario (Complesso di Rio Cargnone, Melange della Val Rossenna) costituito da corpi di breccie argillose poligeniche (depositi di colata) e di "masse non dissociate" (*sensu* ELTER *et alii*, 1991), il cui materiale deriverebbe in prevalenza da unità litostratigrafiche simili a quelli presenti alla base della Successione Cassio-Viano o di altre successioni liguri esterne, testimonierebbe inoltre di una vicinanza tra queste stesse successioni e quella della Val Rossenna anche prima del parossismo tettonico della fase ligure, come peraltro prospettato anche dalle ricostruzioni paleogeografiche di PLESI *et alii* (1994) relative al Flysch di Solignano. Anche la distribuzione attuale delle successioni in questione (Val Rossenna e successioni liguri più esterne) sulle trasversali modenese e bolognese, così come appaiono "saturate" dalla Successione epiligure, conferma comunque che, almeno dopo la fase ligure, le unità strutturali derivate dalla deformazione delle successioni citate dovevano trovarsi tra loro adiacenti.

L'apparente contraddizione tra la tipologia degli apporti clastici entro le formazioni di Monte Venere e Monghidoro e alcuni dei punti sopracitati potrebbe avere due (o forse più) possibili spiegazioni, che presentano però entrambe sia punti a favore che apparenti ostacoli:

- a) la posizione paleogeografica dell'intervallo cretaceo e paleocenico della Successione della Val Rossenna si colloca effettivamente a ridosso del margine paleoeuropeo; tra l'Eocene inferiore ed il medio a seguito dell'incipiente fase ligure, forse anche a seguito di movimenti di tipo "trascorrente" longitudinali (VESCOVI, 1993), la successione, scollatasi dal proprio "Complesso di base", viene "traslata", senza vistose deformazioni, verso i domini più esterni;
- b) nel suo settore meridionale l'oceano ligure, dopo il Campaniano inferiore, si presentava relativamente poco ampio e privo di quegli elementi che potevano suddividerlo in un dominio esterno ed uno interno; nessuna altra successione si interponeva tra la sedimentazione torbiditica del "Cassio" e del "Monte Venere-Monghidoro" le quali venivano in parte "alimentate" dagli opposti margini continentali. L'attuale mancanza di affioramenti riferibili alla Successione "Cassio-Viano" e al suo "Complesso di base" a SE del Lavino e fino al Sillaro, nell'ipotesi qui discussa, potrebbe inoltre suggerire, ma con notevoli cautele, anche una contiguità tra Successione della Val Rossenna e successioni sottostanti ai Flysch terziari liguri esterni (Savigno, Morello).



Fig. 17 - Fondovalle Savena presso il ponte della strada Monzuno-Loiano. Torbidite calcareo-marnosa di spessore plurimetrico nella Formazione di Monte Venere in giacitura rovesciata. In basso a destra sono presenti strati sottili di torbiditi silicoclastiche.

2.2.1. - Formazione di Monte Venere (MOV)

La formazione affiora soprattutto nella parte centrale della "placca" o struttura di Monghidoro (si veda il capitolo relativo alla tettonica), nei pressi dell'omonimo rilievo, tra il Setta ed il Savena. Altri affioramenti significativi si hanno lungo il Reno all'altezza di Pioppe di Salvaro e più a NE lungo la valle del Rio Bignami, un affluente del T. Samoggia; altri ancora più modesti si ritrovano lungo tutta la Val Reno.

Essa è costituita (fig. 17) da torbiditi calcareo-marnose a base finemente detritica, in strati da medi a massicci di colore grigio-chiaro con a tetto sottili intervalli argillosi grigio-scuro o nerastri; a queste torbiditi sono alternate pacchi di strati di torbiditi arenaceo-pelitiche grigio-brunastre con rapporto A/P generalmente maggiore di 1 e base arenitica fine o media, a luoghi alterata in giallastro od ocra. La cementazione delle basi delle torbiditi silicoclastiche è variabile, localmente scarsa, specie per le arenarie a grana più grossolana. Tra le strutture sedimentarie tipiche di strati torbiditici sono particolarmente frequenti le laminazioni ondulate e oblique dell'intervallo Tc di Bouma e i *flute casts* alla base delle torbiditi silicoclastiche che indicano direzioni di apporto dai quadranti meridionali (PAREA, 1965; ABBATE & SAGRI, 1970; BRUNI, 1973). La caratteristica macroscopica della

formazione nella sezione tipo, che può essere indicata in corrispondenza del versante sinistro della Val di Savena poco a sud di Monte Venere, è la ritmicità della successione sedimentaria (rovesciata in questa area) sottolineata dalla presenza di megatorbiditi calcareo-marnose, di spessore anche superiore alla quindicina di metri, che si susseguono ad intervalli più o meno regolari, separate da pacchi di torbiditi silicoclastiche e carbonatiche di minore spessore.

Il tetto della formazione è stato convenzionalmente posto in corrispondenza dell'ultima megatorbidite carbonatica. Si osserva anche un aumento della frequenza delle torbiditi arenaceo-pelitiche verso l'alto, dove sono prevalenti in spessore sulle torbiditi calcarenitico-marnose.

Le caratteristiche del deposito indicano un ambiente di piana abissale raggiunto da torbiditi provenienti da differenti aree sorgenti.

La potenza parziale (la base stratigrafica non è mai osservabile) della formazione è superiore ai 900 m.

Le associazioni a nannofossili calcarei (FIORONI *et alii*, 1996) consentono di attribuire la formazione (la cui base stratigrafica non è peraltro conservata) all'intervallo compreso tra la biozona a *C. aculeus* e quella a *L. quadratus* indicativo di un'età campaniana superiore-maastrichtiana superiore. Questa datazione è stata di recente sostanzialmente confermata anche sulla base delle associazioni a Dinoflagellati (RONCAGLIA, 1995) ed è in accordo con le datazioni eseguite sugli affioramenti del Parmense (RIO & VILLA, 1983; RONCAGLIA & CORRADINI, 1997).

2.2.2. - *Formazione di Monghidoro (MOH)*

Affiora soprattutto in corrispondenza dell'omonima "placca" che occupa quasi per intero il quadrante sudorientale del foglio. Altri affioramenti, caratterizzati da una litofacies particolare, sono presenti in Val Reno tra Riola, Campaolo e Capanne Vigaia. Gli affioramenti più settentrionali sono ubicati in destra Lavino, presso Chierlo; altri di minori dimensioni si ritrovano come "scaglie" tettoniche strettamente associate alle formazioni pre-flysch liguri, in alcune aree della Val Reno e della Val Brasimone.

La formazione è caratterizzata (fig. 18) da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati da sottili a molto spessi (generalmente spessi) costituite da una base arenacea media o fine, a luoghi grossolana o microconglomeratica, grigia o bruna passante a pelite, spesso siltosa, grigio-scura; il rapporto A/P è generalmente maggiore di 1. La cementazione delle porzioni basali degli strati è variabile, localmente scarsa. Nella parte inferiore della formazione sono presenti megatorbiditi arenaceo-pelitiche di spessore plurimetrico, con l'intervallo arenaceo a grana medio-grossolana ben cementato e una frazione pelitica rappresentata da silti marnose e argille a tetto. Sono presenti, irregolarmente intercalate agli strati silicoclastici, torbiditi calcareo-marnose, più frequenti verso la base, simili a quelle che caratterizzano MOV; generalmente presentano strati da medi a spessi, sono di



Fig. 18 - Lagaro (Val Setta). Strati silicoclastici da spessi a sottili e a polarità normale nella Formazione di Monghidoro. Si noti il tipico profilo a "dente di sega" degli intervalli arenitici, più cementati, dovuto alla presenza di due famiglie di fratture (joints) perpendicolari alla stratificazione.

color grigio-biancastre o rosate ed in alcuni casi prive dell'intervallo basale, finemente detritico.

Nei pressi di Riola, di Vimignano, tra i torrenti Aneva e Vergatello, a Bibulano e ad est di Monghidoro è stata distinta e cartografata una litozona (litozona arenacea: MOH_a) con caratteristiche generali abbastanza simili a quelle del resto della formazione, ma con rapporto A/P degli strati da molto maggiore dell'unità a indefinito (fig. 19) e assenza quasi totale di torbiditi calcareo-marnose; in alcuni casi gli strati arenacei sono massicci e spesso amalgamati e la formazione assume un aspetto molto simile a quello della Formazione di Loiano (LOI).



Fig. 19 - Formazione di Monghidoro: litozona arenacea. Strati metrici, a polarità inversa, di arenarie medio-grossolane passanti a sottili intervalli pelitici. Strada Monghidoro-Campeggio presso Cà del Bosco, valle del T. Idice.

Nei pressi di Monghidoro la litozona occupa una posizione stratigrafica grossomodo intermedia (il tetto non è mai osservabile nel Bolognese); nelle altre aree non è possibile svolgere a riguardo nessuna considerazione, ma è possibile che la litozona rappresenti, a scala regionale, più orizzonti stratigrafici.

La potenza complessiva della formazione è di circa 1000 m. Il contatto inferiore è graduale su MOV e, come detto, caratterizzato dalla scomparsa delle megatorbiditi calcarenitico-marnose; è osservabile lungo buona parte della media Val di Savena dove la Successione della Val Rossenna, rovesciata, presenta buone esposizioni e una semplice struttura monoclinale immergente ad ovest.

Nell'area del foglio la formazione è riferibile (FIORONI *et alii*, 1996) ad un intervallo cronostatigrafico compreso tra il Maastrichtiano superiore (Zone a *Litraphidites quadratus*, *Micula murus* e *M. prinsii*) ed il Paleocene superiore (Zone NP1-NP6). In Val Rossenna (F. 236) è stata documentata la presenza nella parte sommitale della formazione di associazioni a *Discoaster multiradiatus* che estenderebbe l'età della stessa alla sommità del Paleocene (Zona NP9).

2.3. - SUCCESSIONE DELLA VAL LAVINO

Anche questa successione esclusivamente terziaria è costituita da due formazioni: la Formazione di Poggio e la sovrastante Formazione di Savigno. Queste due formazioni sono di nuova istituzione e l'area tipo, che rientra nel foglio, è per entrambe rappresentata dalle valli del Samoggia e del Lavino. La successione affiora infatti esclusivamente nel quadrante nordoccidentale del foglio e soprattutto in Val Samoggia, tra S. Prospero e Savigno.

Le caratteristiche della successione, costituita da facies argillose pelagiche di piana abissale, da torbiditi arenaceo-pelitiche e infine da torbiditi calcarenitico-marnose, non permettono una facile correlazione con altri depositi terziari che presumibilmente occupavano il settore più esterno del Dominio ligure e che oggi affiorano estesamente nell'Appennino nordoccidentale; per questo motivo si è ritenuto opportuno differenziarla da questi adottando una nuova nomenclatura litostratigrafica. Da sottolineare che alla base della Successione della Val Lavino non sembra essere presente (salvo alcuni piccoli affioramenti di torbiditi tardocretacee a nord dell'area del foglio) alcuna vera e propria successione torbiditica cretaceo-paleogenica, come accade per altre formazioni liguri terziarie (Dosso-Farini d'Olmo, Val Luretta, Marne Rosate); le caratteristiche litologiche relativamente simili tra le AVS (che sistematicamente accompagnano la successione lungo tutto il margine appenninico bolognese) e la Formazione di Poggio, potrebbero inoltre confermare un diretto originario appoggio di quest'ultime sulle prime, anche se forse non in continuità di sedimentazione.

2.3.1. - *Formazione di Poggio (FPG)*

Con questa denominazione vengono indicati per la prima volta alcuni affioramenti di argille prevalentemente rosse, grigio-scure e verdastre, con sottili intercalazioni di arenarie fini scure in strati molto sottili e sottili (fig. 20); a luoghi sono presenti spezzoni di strati calcarenitici fini e marnosi. Le caratteristiche litologiche e la modesta potenza dell'unità (poche decine di metri) limita la possibilità di osservare buone esposizioni. Le migliori si trovano presso la località omonima (M. Ravanese) e lungo il Rio delle Praterie, a monte della località Marano. Altri affioramenti, sempre di limitatissima estensione, sono ubicati ad ovest di Castello di Samoggia e ad est di Savigno.

A questa formazione vengono provvisoriamente accorpati come membro interno, alcuni discreti affioramenti di depositi di colata (membro del Rio delle Praterie: **FPG₁**) ubicati soprattutto nei pressi di Savigno dove rappresentano per lo più delle scaglie allungate in direzione antiappenninica in contatto stratigrafico o tettonico con AVS e SAG. Questi depositi, potenti fino ad alcune decine di metri, presentano caratteristiche litologiche del tutto simili a quelli che caratterizzano la parte inferiore della Successione epiligure (BAI, vedi oltre).



Fig. 20 - La Formazione di Poggio sul versante sinistro del Rio delle Praterie. La stratificazione originaria è in questo caso abbastanza conservata e caratterizzata da alternanze di argille rosse e grigie. La successione è rovesciata; verso destra, pochi metri oltre l'inquadratura, si ha il passaggio ai primi strati della Formazione di Savigno.

La totale assenza di lembi o intercalazioni di unità epiliguri (MMP, LOI, ANT) nell'area di Savigno e la effettiva presenza, poco a nord del limite del foglio, nei pressi di Mongiorgio, di depositi di colata intercalati alle peliti rossastre della formazione, hanno però suggerito la loro attribuzione alle Liguridi, piuttosto che alla Successione epiligure.

Il membro è costituito (fig. 21) da breccie poligeniche a matrice argillosa nerastre o grigio-scure, con inclusi prevalentemente calcilutitici biancastri o di color grigio chiaro, argillosi di colore grigio-scuro e rossastro e, subordinatamente, arenacei grigi.

Il contatto inferiore diretto delle peliti variegiate della Formazione di Poggio sulle Argille varicolori della Val Samoggia (tramite la eventuale interposizione di sottili depositi di breccie del membro del Rio delle Praterie) non è visibile nell'area del foglio, ma esso è probabilmente osservabile (con qualche incertezza per la presenza di laminazioni e contatti meccanici) poco a nord del limite col Foglio 220, nei pressi di Mongiorgio, a NE di Savigno. Più frequenti sono i contatti primari tra le breccie del membro del Rio delle Praterie ed il substrato ligure (fig. 21).



Fig. 21 - Valle del Rio della Prazzana a nord di Dogana Vecchia. Contatto stratigrafico delle breccie argillose del membro del Rio delle Praterie (Formazione di Poggio) sulle Argille varicolori della Val Samoggia. Le breccie argillose (di colore più scuro) costituiscono la parte superiore del versante in primo piano e si intravedono nei calanchi sullo sfondo. Le argille varicolori presentano le tipiche bande di argille policrome separate da contatti netti. Si noti la marcata irregolarità del contatto.

L'analisi dei campioni raccolti nella formazione ha evidenziato che, nell'area del Foglio 237, raramente è disponibile materiale utile per una datazione precisa. Solo le associazioni a nannofossili presenti nella parte sommitale, al passaggio con la sovrastante Formazione di Savigno, sono caratterizzate in un campione dalla contemporanea presenza di *D. lodoensis* e *T. orthostylus* (biozona NP 12 dell'Eocene inferiore) e dalla presenza, in campioni più alti stratigraficamente, di *D. lodoensis* che, unitamente all'assenza di *T. orthostylus*, indica la Zona NP 13, sempre eocenica inferiore.

Poco a nord dell'area del foglio, in corrispondenza del già citato affioramento di Mongiorgio, sono stati da noi rinvenuti anche nannofossili indicanti la biozona NP 14.

Nell'Appennino parmense-reggiano e nel Pedepennino bolognese (F. 218 e F. 238) depositi in parte litologicamente analoghi alla Formazione di Poggio (argille o formazione di Lupazzano: BENINI & DE NARDO, 1994; DE NARDO, 1994) ed associati tettonicamente ad argille varicolori tipo AVS, forniscono età anche paleoceniche.

2.3.2. - *Formazione di Savigno (SAG)*

Affiora estesamente nei dintorni della omonima località, in Val Samoggia, ma affioramenti più limitati si hanno anche in Val Lavino e più a nord al di fuori dell'area del Foglio.

Le migliori esposizioni si hanno tra S. Prospero e Savigno, lungo la valle del Rio Maledetto e lungo l'alveo del Samoggia all'altezza del ponte sulla SP 27. Altri affioramenti significativi sono presenti lungo la strada che da Savigno porta al Castello di Samoggia e a NE di Savigno, in località Casetto.

Si tratta di una formazione torbiditica prevalentemente arenaceo-pelitica nella porzione inferiore e con interposizione di spesse torbiditi calcareo-marnose nella parte superiore; essa è interpretabile come un deposito di ambiente marino profondo che presenta anche alcune affinità litologiche con la famiglia dei Flysch ad Elmintoidi liguri. Risulta impossibile ricostruire la estensione originaria del bacino deposizionale a causa della intensa deformazione a cui la formazione (della quale è sicuramente conservata solo una piccola porzione) è andata incontro; le facies torbiditiche suggeriscono una deposizione in piana bacinale con pluralità di aree sorgente.

Per quanto riguarda le possibili correlazioni, altre formazioni coeve affioranti nell'Appennino emiliano (Dosso-Farini d'Olmo, Sporno, ecc.) presentano alcune affinità litologiche, anche se non corrispondono esattamente a SAG in termini di sviluppo stratigrafico complessivo. D'altro canto anche la Formazione di Monte Morello, costituita di torbiditi carbonatiche simili a luoghi a quelle intercalate nella parte alta della formazione, in aree più orientali (Val Marecchia) poggia direttamente su litotipi molto simili ad FPG (Formazione di Pugliano: BORTOLOTTI, 1966).

La Formazione di Savigno è stata interamente suddivisa in due membri tra loro sovrapposti con passaggio graduale per alternanza.

Il membro basale (Membro di Villa: SAG₁) rappresenta quello arealmente più esteso, affiorando con buona continuità sul versante sinistro del Samoggia (dal Rio delle Praterie a sud fino alla omonima località a nord) e a NE di Savigno. Altri affioramenti sono presenti tra S. Prospero e Ca' Mongiorgi nella valle del Rio Maledetto. La sezione meglio esposta è ubicata lungo il torrente che da S. Prospero scende verso il Rio Maledetto e nel tratto mediano di questo corso d'acqua.

Si tratta di alternanze arenaceo-pelitiche in strati da sottili a medi, tabulari (fig. 22). Le arenarie sono grigie, marroni se alterate, e in genere a grana fine o media, a luoghi scarsamente cementate; la pelite siltoso-marnosa a tetto degli strati è di color grigio-scuro o nocciola. Il rapporto A/P è generalmente maggiore di 1, ma non mancano pacchi di strati sottilissimi con la pelite prevalente. Sono a luoghi presenti (a sud di Castello di Samoggia) rare calcilutiti silicee in strati prevalentemente medi o spessi.

Il membro ha approssimativamente una potenza di oltre 300 m e appoggia in continuità su FPG. Il passaggio è osservabile lungo il Rio delle Praterie in corrispondenza di una piccola serie rovesciata, pochi metri a valle dei tornanti della



Fig. 22 - *Formazione di Savigno: Membro di Villa. Sottili torbiditi arenaceo-pelitiche rovesciate. Valle del Rio Calvanella, versante sinistro a sud di Castello di Samoggia.*

strada che da Savigno porta a Monteombraro. Altri passaggi tra FPG e SAG sono visibili ad ovest di Castello di Samoggia e a NE di Savigno.

Il membro superiore della formazione (Membro di San Prospero: **SAG₂**), potente anch'esso sui 300 m, affiora a nord dell'omonima località, soprattutto sul versante destro del Samoggia. La sezione migliore si ha lungo il basso corso del Rio Maledetto, dove è possibile osservare il passaggio (caratterizzato dalla comparsa delle prime torbiditi calcareo-marnose) dal sottostante Membro di Villa e a valle della confluenza dello stesso rio con il Samoggia.

Esso è ancora costituito (fig. 23) da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati da sottili a medi, ma a questi litotipi si alternano progressivamente calcareniti prevalentemente finissime o fini grigio-biancastre passanti a marne calcaree in strati da medi a molto spessi e rare calcilutiti silicee grigie in strati prevalentemente medi o spessi; in qualche caso le torbiditi carbonatiche diventano nettamente predominanti su quelle terrigene e gli intervalli marnosi degli strati presentano un notevole spessore (alcuni metri). A luoghi compaiono strati da medi a spessi di marne calcaree rosate.

In passato per i depositi attribuiti alla Formazione di Savigno era già stata riconosciuta in parte una età terziaria (LIPPARINI, 1945); essi erano stati attribuiti al Flysch di Monte Sporno (AUTORI VARI, 1982; 1987) o al Flysch di Monte Cassio (BETTELLI *et alii*, 1989d).

La potenza geometrica parziale di SAG (manca il tetto stratigrafico della formazione) non è inferiore a 600 m.

L'analisi biostratigrafica dei campioni raccolti entro la formazione ha evidenziato la presenza di associazioni riferibili alle biozone NP12 (FO di *D. lodoensis*, FO di *D. Kuepperi*: PERCH NIELSEN, 1985), NP13 (LO di *T. orthostylus*) e NP14 (FO di *D. sublodoensis*) che indicano un'età eocenica inferiore e, probabilmente, eocenica media (parte inferiore del Luteziano).

La frequente presenza in molti campioni di forme rimaneggiate caratteristiche del Cretaceo (in qualche caso esse sono quasi esclusive) e i rapporti di sovrapposizione con FPG, pongono tuttavia molte incertezze sull'effettiva età dei due membri (in base ai dati fino ad ora raccolti non facilmente distinguibili dal punto di vista biostratigrafico) che costituiscono la formazione. Sezioni campionate entro il Membro di Villa indicano infatti, anche se dubitativamente, la presenza della biozona NP14 nella parte alta dello stesso, ma campioni raccolti entro sezioni stratigrafiche misurate e campionate del Membro di S. Prospero (teoricamente sovrastante) hanno fornito in alcuni casi solo associazioni riferibili alla biozona NP13. Rimangono dunque possibili sia l'ipotesi di una mancanza accidentale e sistematica del *marker* biozonale (piuttosto probabile per alcune situazioni), sia l'ipotesi di una parziale eteropia laterale tra i due membri. Sulla base di queste considerazioni la formazione nel suo complesso è comunque probabilmente riferibile esclusivamente alle biozone NP13 e NP14 *p.p.*.



Fig. 23 - Strati verticalizzati della Formazione di Savigno (Membro di San Prospero) lungo l'alveo del Samoggia a sud della omonima località. Il membro è qui caratterizzato da torbiditi calcareo-marnose a base arenitica di spessore oltre il metro e da strati arenitici passanti ad argille marnose grigie.

2.4. - FORMAZIONE DI MONTE MORELLO (MLL)

Sono stati attribuiti a questa formazione alcuni piccoli affioramenti di torbiditi calcarenitico-marnose costituite da una porzione basale a grana prevalentemente finissima o fine, grigio-biancastra, passante a calcilutiti marnose e a marne grigio-verdine in strati da medi a molto spessi, fino a banchi. Sono presenti a luoghi corpi di materiali ofiolitici, costituiti da breccie sedimentarie e da masse di gabbri.

Nell'area del foglio la formazione affiora esclusivamente in scaglie tettoniche di modeste dimensioni (fig. 24) presenti nel quadrante sud-occidentale del foglio, a NW di Montecatino Ragazza, in sinistra Reno a nord di Riola e ad ovest di Marano e tra Stalluccio e Quercie; un piccolo affioramento è presente anche a nord di Lagaro. Le esposizioni sono in genere pessime, le uniche degne di citazione compaiono presso Ca' Nadia e lungo la strada che da Torricella sale a Poggio Prada.

Nel foglio 98 "Vergato" della Carta Geologica d'Italia gli affioramenti di Poggio Prada e Ca' Nadia erano già stati attribuiti (al pari però dei depositi torbiditici affioranti nei dintorni di Monte Venere) alla "Formazione dell'Alberese", un sinonimo della Formazione di Monte Morello; anche HEMMER (1971) distingue questi affioramenti (ritenuti però di età cretacea superiore) indicandoli



Fig. 24 - Formazione di Monte Morello. Calcari biancastrati estremamente tettonizzati in contatto tettonico con Argille a Palombini (sulla destra). Poggio Prada, Val Reno.

con la denominazione di "*Unterer Alberese*" ed accorpandoli a quelli della Formazione di Monte Venere.

La formazione com'è noto affiora estesamente a sud del crinale appenninico, nell'alta Val Santerno, in Val Sillaro ed in Val Marecchia (BORTOLOTTI, 1964; BETTELLI & PANINI, 1992a) e viene considerata (ABBATE & SAGRI, 1970; AUTORI VARI, 1992; VAI & CASTELLARIN, 1993) appartenente al Supergruppo della Calvana che dal punto di vista paleogeografico rappresenta, secondo molti Autori, la parte più esterna del Dominio oceanico ligure.

L'ambiente deposizionale è di bacino presumibilmente piuttosto profondo, probabilmente al di sotto del limite di compensazione dei carbonati.

La potenza massima delle scaglie tettoniche presenti nel foglio raggiunge i 200 m circa.

Non sono ovviamente preservati nell'area del foglio contatti stratigrafici con altre formazioni.

La formazione viene attribuita in letteratura all'Eocene inferiore-medio (BORTOLOTTI, 1962; COLI & FAZZUOLI, 1983; PONZANA, 1988; 1993); i campioni raccolti nell'area del foglio contengono associazioni a nannofossili povere ed in cattivo stato di conservazione, che indicano un Ypresiano-Luteziano.

3. - SUCCESSIONE EPILIGURE

La Successione epiligure così come definita in origine (RICCI LUCCHI & ORI, 1985) e per effetto di successive interpretazioni, riunisce tutti i corpi rocciosi depositi dopo la fase tettonica mesoalpina (Eocene medio) sulle unità liguri deformate, rappresentando il risultato della sedimentazione entro un bacino epiteturale *sensu* BALLY & SNELSON (1980). In realtà l'applicazione stretta di questa definizione comporta (come in realtà è avvenuto: RICCI LUCCHI & ORI, 1985) l'appartenenza a questa successione anche dei depositi evaporitici messiniani, di quelli pliocenici e financo di quelli quaternari (marini e continentali) che in molti casi effettivamente appoggiano in discordanza sulla coltre ligure (o sulle unità epiliguri). Questi depositi neogenici in realtà sono anche stratigraficamente sovrapposti, con una totale identità di facies nella stragrande maggioranza dei casi, sulle successioni marchigiano-romagnole e "padane" del margine appenninico. È dunque evidente che l'aggettivo "epiliguri" non è per essi appropriato se non distinguendo del tutto arbitrariamente, anche eventualmente in termini di nomenclatura litostratigrafica, i depositi messiniano-quaternari "emiliani" da quelli affioranti lungo il margine appenninico romagnolo. Per queste considerazioni si è ritenuto opportuno restringere (FIORONI & PANINI, 1989; BETTELLI *et alii*, 1989b) l'uso del termine "epiligure" per le unità litostratigrafiche pre-evaporitiche, cioè considerando la Formazione del Termina (LUCCHETTI *et alii*, 1962), di età compresa tra il Serravalliano sommitale e il Messiniano inferiore, come tetto della successione. Tale scelta discende anche dall'osservazione che a scala regionale (si veda BIGI *et alii*, 1990) i depositi pre-

e post-Messiniano inferiore dell'Appennino settentrionale sono attribuibili a due diverse "unità cronostrutturali" separate da una importante fase tettonica responsabile del carreggiamento della falda ligure presso l'attuale margine padano-adriatico.

Subito dopo la fase tettonica ligure (Eocene medio) la sedimentazione inizia su di un substrato fortemente deformato ed in un ambiente marino piuttosto profondo, con depositi rappresentati da potenti accumuli di breccie poligeniche (depositi da colate miste di fango e detrito), da marne ed argille emipelagiche con strati torbiditici e da corpi arenacei risedimentati. Si configura in questo modo un nuovo dominio paleogeografico (Dominio epiligure) che si sostituisce temporalmente al Dominio ligure ormai privo di significato.

Nell'area del Foglio 237 i depositi epiliguri sono presenti su vaste zone e con alcune delle migliori e più complete successioni dell'intero Appennino settentrionale fra cui la nota "Serie di Loiano" (SIGNORINI, 1941; WIEDENMAYER, 1950; MERLA, 1951; AZZAROLI, 1953).

La parte inferiore della successione (pre-Bismantova), che presenta in genere una maggiore articolazione stratigrafica e una minore continuità di affioramento, si ritrova prevalentemente nei quadranti meridionali del foglio. La parte superiore della successione occupa invece soprattutto una larga fascia centrale tra Castel d'Aiano e Sasso Marconi; affioramenti di minore estensione sono però presenti anche nella parte meridionale del foglio (Montovolo e M. Vigese).

La presentazione delle unità litostratigrafiche segue nei limiti del possibile uno schema temporale, dalla più antica alla più recente, ma l'elenco non rispecchia sempre la reale successione stratigrafica, valida per l'intera area del foglio, essendovi notevoli differenze, anche a distanze relativamente brevi.

3.1 - BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO (BAI)

Con questa denominazione vengono indicati tutti quei depositi derivati da colate miste di fango e detrito ad alta densità (*mud flow e debris flow*) in ambiente marino profondo (*melanges* sedimentari, olistostromi *s.s.*) che:

- costituiscono localmente la base della Successione epiligure in estese aree dell'Appennino emiliano;
- non hanno al loro interno lembi riferibili (o non sono intercalati) a peliti riferibili alla Formazione di Antognola (ANT);
- sono caratterizzati a qualsiasi scala da una tessitura clastica, ma a luoghi contengono lembi e/o livelli o "masse non dissociate" (*sensu* ELTER *et alii*, 1991) di unità liguri od epiliguri eoceniche o, dubitativamente, oligoceniche basali.

Si tratta infatti di breccie poligeniche a matrice prevalentemente argillosa, solo localmente arenacea, intendendo per matrice la frazione detritica a grana fine nella quale si trovano immersi clasti e blocchi poligenici di dimensioni variabili, fino a plurimetriche; chiaramente la distinzione matrice e blocchi è

puramente legata alla scala di osservazione ed arbitraria, non essendo possibile stabilire un obiettivo limite dimensionale tra le due categorie (BETTELLI & PANINI, 1989).

Queste breccie argillose (o a matrice argillosa) si sono originate a spese delle formazioni liguri sottostanti immediatamente dopo e, dubitativamente, durante l'acme della fase tettonica ligure; esse pertanto indicano probabilmente una fase di riequilibrio gravitativo posteriore o contemporaneo alla creazione di "alti" strutturali costituiti dalle formazioni liguri tettonizzate.

Localmente si rinvencono, inglobati nelle breccie, lembi di peliti o di arenarie torbiditiche riferibili alle formazioni delle Marne di Monte Piano (MMP) o della Formazione di Loiano (LOI), evidentemente depositi attraverso i "normali" processi di sedimentazione e successivamente coinvolti nei processi di risedimentazione in massa.

In base ai caratteri litologici, a loro volta strettamente connessi alle formazioni liguri di origine, la formazione è stata interamente suddivisa in alcuni membri che non presentano quasi mai rapporti reciproci visibili, affiorando in areali distinti (fig. 25); si può parlare perciò di una sorta di grossolana "eteropia laterale", desunta dalle comuni posizione stratigrafica e, probabilmente, età. Anche se dal punto di vista formale può non essere del tutto corretto considerare come membri della stessa formazione dei corpi geologici fisicamente separati tra loro e senza una comune diretta relazione genetica in termini di somma di singoli processi sedimentari, tale scelta (seguita in ambito regionale) è stata preferita per enfatizzare il loro significato comune in termini di "evento stratigrafico".

Nel Foglio 237 affiorano tre membri che sono di nuova istituzione o corrispondono ad unità litostratigrafiche di rango formazionale già distinte in letteratura.

Membro della Val Fossa (BAI₁). Corrisponde alle analoghe e in parte omonime unità già distinte nell'Appennino reggiano e modenese (BETTELLI & PANINI, 1985; BETTELLI *et alii*, 1989b; DE NARDO, 1992) e affiora a sud di Cereglio e Rocca di Roffeno dove è osservabile per un breve tratto il suo appoggio discordante su APA e più a nord tra Montepastore e Borra, dove appoggia in discordanza su AVS. Altri affioramenti di minori dimensioni sono presenti in Val di Venola, a nord di M. S. Giacomo, presso Zocca e a nord di Riola; in quest'ultimo il membro potrebbe sovrastare stratigraficamente (i contatti sono però ora esclusivamente tettonici) MOH o MOV.

Si tratta di breccie poligeniche a matrice prevalentemente argillosa con clasti di norma di piccole e piccolissime dimensioni (eccezionalmente oltre il metro) e non molto frequenti che sono rappresentati da peliti di vario colore e natura, da calcilutiti grigie e biancastre e da arenarie grigio-scure. Sono abbastanza frequenti blocchi metrici o plurimetrici di AVV. Il colore dominante della componente argillosa è il grigio-scuro o nerastro; certamente è il membro con il colore d'insieme più scuro tra quelli distinti nella formazione. I litotipi presenti sono stati prodotti a spese prevalentemente di AVV e AVS e subordinatamente di SCB

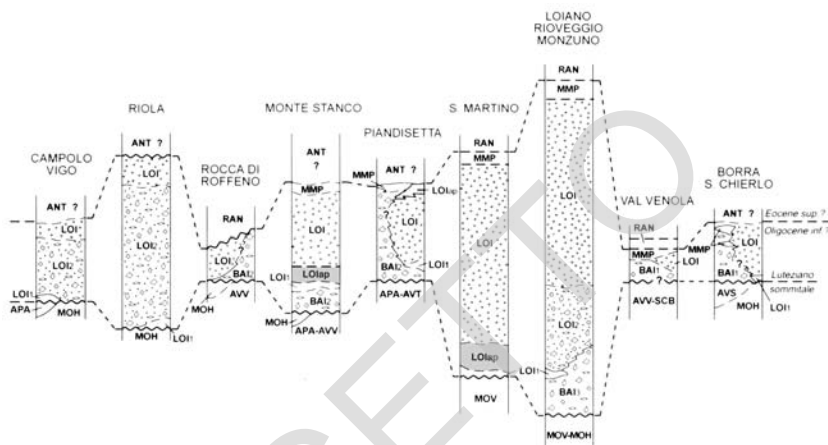


Fig. 25 - Colonne stratigrafiche schematiche (non in scala) relative alla parte inferiore della Successione epiligure.

Legenda: APA = Argille a Palombini; AVV = Argille varicolori di Cassio; AVT = Argille varicolori di Grizzana Morandi; AVS = Argille varicolori della Val Samoggia; SCB = Arenarie di Scabiazza; MOV = Formazione di Monte Venere; MOH = Formazione di Monghidoro; BAI₁ = Breccie argillose di Baiso; Membro della Val Fossa; BAI₂ = Membro di Piandisetta; BAI₃ = Membro di Poggio Cavaliera; LOI = Formazione di Loiano; LOI_{ap} = litozona arenaceo-pelitica; LOI₁ = Membro di Rio Giordano; LOI₂ = Membro di Monzuno; MMP = Marne di Monte Piano; RAN = Formazione di Ranzano; ANT = Formazione di Antognola.

e APA. Come già accennato localmente possono trovarsi inclusi metrici e decametrici di MMP com'è per esempio osservabile presso Borra in Val Lavino (fig. 26).

Gli spessori massimi, superiori a 100 m, si hanno nelle zone di Cereglio e Borra; nelle altre località lo spessore affiorante è ridotto a pochi metri.

Membro di Pian di Setta (BAI₂). Affiora esclusivamente nell'area tra il Reno ed il Setta a sud di M. Salvaro, dove appoggia prevalentemente su APA e AVT (fig. 27) e dove era già da tempo stato segnalato (PANINI, 1986). Anch'esso è litologicamente rappresentato da breccie poligeniche a matrice prevalentemente argillosa (fig. 28); i clasti (da millimetrici a metrici) sono però in prevalenza costituiti da argille grigie, calcilutiti silicee grigio-biancastre e arenarie grigio-scure, subordinatamente da argille varicolori e calcari marnosi biancastri. Il colore dominante del membro è il grigio scuro, più chiaro comunque nel complesso di BAI₁. I clasti e la matrice argillosa sono stati prodotti a spese prevalentemente di APA e AVT, subordinatamente di AVV, SCB, MOV, MOH e MLL. I blocchi o i lembi metrici di formazioni liguri integre non sono frequenti come in BAI₁, ma alla base del membro, ad ovest dell'omonima località, è presente un



Fig. 26 - Breccie argillose di Baiso: Membro della Val Fossa. In questo affioramento le breccie argillose caratterizzate dalla presenza di clasti litoidi poggiano su di un orizzonte di Marne di Monte Piano (peliti grigio-verdastre in basso, prive di inclusi). Altri lembi metrici e decimetrici di Marne di Monte Piano si rinvengono con una certa frequenza all'interno delle breccie.

orizzonte costituito in larga misura da masse non dissociate di APA. Anche per questo membro, associate alle breccie argillose, compaiono a luoghi lembi di peliti con intercalazioni sabbiose riferibili a MMP; essi sono osservabili lungo la strada Pian di Setta-Vergato e nei pressi di Veggio. Gli spessori massimi di questo membro superano i 200 m nei dintorni della omonima località e a nord di M. Stanco.

Membro di Poggio Cavaliera (BAI₃). È di nuova istituzione (PANINI, 1994a; FREGNI *et alii*, 1996), ma la presenza di questi depositi è già stata segnalata (BETTELLI *et alii*, 1992; BETTELLI & PANINI, 1992b). Esso è rappresentato da breccie poligeniche a matrice argillosa ed arenacea, spesso caratterizzate da un basso grado di compattazione, con inclusi litoidi costituiti da arenarie grigio-marroni, da areniti calcaree e marne calcaree grigio-chiare o biancastre e da argilliti fissili nerastre o grigio-scure (fig. 29). I clasti presenti derivano in modo pressoché esclusivo dalle formazioni di Monte Venere e di Monghidoro che con ogni probabilità costituiscono il substrato stesso del membro. Associati alle breccie argillose poligeniche affiorano a luoghi orizzonti o lembi non cartografabili costituiti da breccie e conglomerati a matrice sabbiosa o da sabbie biancastre e lembi di argille o marne argillose grigie, rosse o rosate; questi litotipi possono



Fig. 27 - Contatto stratigrafico delle Brecce argillose di Baiso (Membro di Pian di Setta) sulle Argille varicolori di Grizzana Morandi. Le brecce (grigie nella foto ed uniformi come colore d'insieme) affiorano soprattutto sui calanchi in secondo piano ed è evidente la tessitura clastica data dalla presenza di inclusi litoidi eterometrici. Versante sinistro del T. Farnedola ad ovest di Pian di Setta.

essere correlati per litologia ed età alle peliti alla base della Formazione di Loiano (Membro di Rio Giordano) o alle Marne di Monte Piano. Il membro affiora esclusivamente nel quadrante sudorientale del foglio in una fascia compresa tra il Setta e il Savena ed interposta tra gli affioramenti della Successione della Val Rossenna e quelli epiliguri più recenti (LOI, MMP, ecc.). Le migliori esposizioni di questo membro si hanno nei pressi delle località di Mirandola e Selvarella, ad ovest di Monzuno. Lo spessore massimo supera i 250 m nei dintorni dell'omonimo rilievo e in Val Setta.

Circa l'età della formazione gli unici dati diretti possono essere forniti dai lembi di formazioni epiliguri inclusi stratigraficamente entro le brecce argillose poligeniche che possono essere ovviamente antecedenti o al massimo coevi con l'età di messa in posto delle brecce argillose; indizi indiretti possono inoltre essere forniti dalla loro posizione stratigrafica. I campioni raccolti nell'area del foglio entro lembi di peliti in chiari rapporti sedimentari con le brecce argillose hanno fornito associazioni a Foraminiferi ricche di individui planctonici, ma che permettono solo una generica attribuzione all'Eocene medio, non comprendendo specie a distribuzione limitata. Sono infatti presenti *Acarinina bullbrooki*, *Globigerina senni*, *Globigerinatheka* gr. *subconglobata*, *G. mexicana mexicana* e *Morozovella spinulosa*.



Fig. 28 - Forme calanchive ben sviluppate in corrispondenza di affioramenti del Membro di Pian di Setta (Brecce argillose di Baiso). Si noti la tessitura del deposito con blocchi litoidei di svariate dimensioni dispersi in modo casuale entro argille grigie omogenee. Stessa località della fig. 27.



Fig. 29 - Brecce argillose di Baiso: Membro di Poggio Cavaliera. Nell'affioramento, piuttosto degradato sono distinguibili entro argille grigie omogenee blocchi irregolari di marne calcaree e areniti derivati dalle Formazioni di Monte Venere e Monghidoro. Località Mirandola, Val Setta.

Sulla base di considerazioni stratigrafiche si ritiene comunque che nell'area del foglio l'età delle Breccie argillose di Baiso possa essere compresa tra il Luteziano superiore e il Bartoniano.

3.2. - FORMAZIONE DI LOIANO (**LOI**)

La Formazione di Loiano (Sabbioni biancastri, Molasse o Arenarie di Loiano: SIGNORINI, 1941; LIPPARINI, 1944; WIEDENMAYER, 1950; MERLA 1951; AZZAROLI, 1953; PIERI, 1961; SESTINI, 1970) affiora estesamente nelle valli del Reno, del Setta e del Savena, da Vigo e Riola a SW, alla località omonima a NE; altri affioramenti più modesti si hanno in Val Lavino ad ovest di M. Bonsara. Essa è costituita principalmente da arenarie risedimentate a composizione arcosica (GAZZI & ZUFFA, 1970; CIBIN, 1989) a grana da fine a molto grossolana, di caratteristico colore grigio-biancastro o beige se alterate e, a luoghi, con intervalli di breccie e microconglomerati. Gli strati sono in genere da medi a molto spessi e a luoghi massicci, tabulari su distanze decametriche, ma anche irregolari ed in alcuni casi cuneiformi a scala minore. Essi presentano sporadicamente a tetto sottili livelli argillosi grigio-scuro (fig. 30). Le amalgamazioni degli strati sono frequenti; il rapporto A/P è da indefinito a generalmente molto maggiore di 1. Entro gli strati in molte località sono presenti concrezioni diagenetiche subsferoidali e ovoidali, allungate parallelamente alla stratificazione, dove le arenarie appaiono più cementate e resistenti all'alterazione (cogoli).

Nella fascia tra il F. Reno e il T. Setta è stata distinta in alcune aree una litozona arenaceo-pelitica (**LOI_{ap}**) con rapporto A/P inferiore alla media, ma comunque nel complesso sempre superiore all'unità e con strati generalmente sottili e medi (fig. 31). In Val Reno questa litozona costituisce la parte inferiore della formazione rappresentando la transizione tra un membro basale pelitico (**LOI₁**) e le arenarie tipiche della formazione stessa; con qualche incertezza essa potrebbe invece collocarsi, negli affioramenti della Val Setta, nella parte superiore o sommitale della formazione.

Localmente la base della formazione è, come accennato, contraddistinta come nel Modenese (SERPAGLI, 1962; DIECI, 1965) dalla presenza di peliti prevalenti che sono state da tempo segnalate anche nel Bolognese (ABBATE, 1969; BONAZZI & PANINI, 1982; PANINI, 1986) e qui distinte come unità di rango inferiore (Membro di Rio Giordano: **LOI₁**). Si tratta di argille marnose grigio-scure, verdastre e più raramente rossastre con stratificazione mal visibile e con sottili intercalazioni di arenarie fini grigio-marroni. Il rapporto A/P è sempre molto maggiore di 1. Esse affiorano, di solito con pessime esposizioni, a SE di Sibano dove poggiano su MOV, localmente rovesciata e a nord di Castelnuovo (tavola 237 SO), con rapporti non più visibili con il substrato (probabilmente rappresentato da MOH); altri affioramenti significativi di questo membro, che in genere presenta spessori di pochi metri, si hanno nei dintorni di Pian di Setta e a nord di



Fig. 30 - Versante sinistro della Val Setta. Tipici strati di arenarie biancastre grossolane privi di strutture con sottili livelli pelitici a tetto nella Formazione di Loiano.

Monte Stanco, al di sopra di BAI₂.

Nelle zone più meridionali di affioramento della Formazione di Loiano è stato distinto (FREGNI *et alii*, 1996) un membro (Membro di Monzuno: LOI₂) che ne costituisce localmente la parte inferiore e che si interdigita alle arenarie verso l'alto e lateralmente. Esso è rappresentato in prevalenza da breccie e conglomerati poligenici a matrice arenacea, più o meno cementati, con clasti e blocchi costituiti in prevalenza di arenarie grigio-marroni, areniti calcaree, calcari marnosi e marne scheggiose grigio-biancastre e argilliti nerastre; tra i clasti rudistici di minori dimensioni sono presenti anche leucograniti, vulcaniti acide (CIBIN, 1989) e in qualche caso metamorfiti. La dimensione dei clasti raggiunge anche

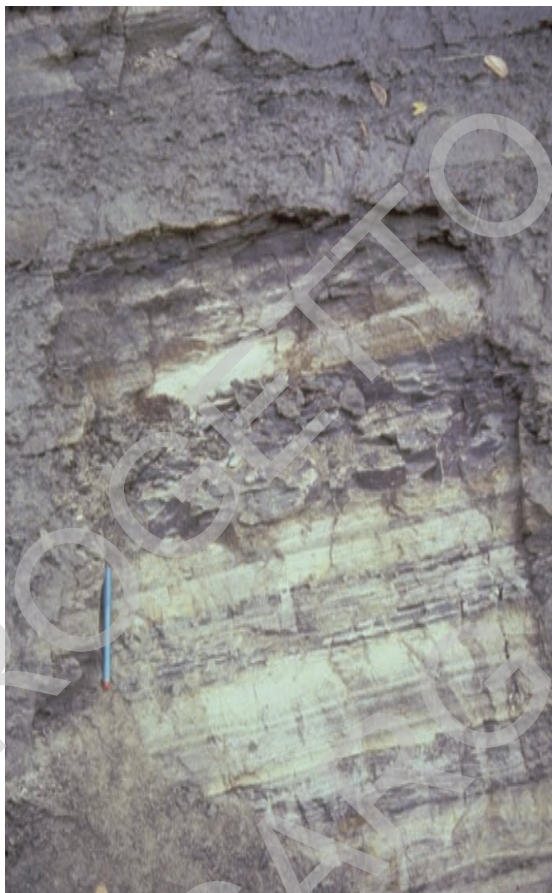


Fig. 31 - *Formazione di Loiano: litozona arenaceo-pelitica. Torbiditi pelitico-arenacee e pelitiche sottili e sottilissime, con laminazioni piano-parallele e ondulate. Strada Pian di Venola - S. Martino, Val Reno.*

il metro, con il materiale più grossolano (proveniente da MOV e MOH) molto angoloso (indicativo di una scarsa o nulla elaborazione subaerea) e il materiale più fine, di provenienza da rocce ignee, decisamente più arrotondato. La stratificazione è in alcuni casi mal visibile soprattutto nelle aree con la presenza dei clasti di maggiori dimensioni (Riola, Vigo), dove l'organizzazione interna del deposito (di tipo *clast supported*) è particolarmente scarsa; negli orizzonti caratterizzati anche dalla presenza di strati arenacei (Monzuno, Loiano) la stratificazione è in genere meglio definita (fig. 32) e il deposito decisamente più organizzato e caratterizzato da grossolane gradazioni. Il limite con le sovrastanti e laterali



Fig. 32 - *Formazione di Loiano: Membro di Monzuno poco a sud della località omonima. Strati arenacei biancastri grossolanamente laminati con orizzonti di conglomerati minuti. Nella parte superiore un orizzonte di breccie a struttura molto disorganizzata e a matrice sabbioso-pelittica. All'estremità destra della foto una mesofaglia estensiva abbassa l'orizzonte a breccie giustapponeendolo alle arenarie.*

facies arenacee caratteristiche della formazione è stato posto quando il rapporto breccia/arenaria passa in affioramento a minore di 1. Lo spessore massimo di questo membro, di non facile valutazione, raggiunge i 300 m tra Savena e Setta e i 250 m presso Vigo; negli affioramenti nordoccidentali della formazione esso non è invece presente.

Nell'area del foglio, ma anche a scala regionale, vi è una stretta relazione tra la Formazione di Loiano e le formazioni di Monte Venere e Monghidoro che quasi ovunque ne costituiscono il substrato (diretto o con l'interposizione di breccie argillose poligeniche: BAI₃); in molti casi queste formazioni liguri hanno inoltre fornito buona parte del materiale terrigeno più grossolano e meno elaborato della formazione. Anche sulla base della distribuzione attuale degli orizzonti ruditici della formazione (LOI₂) si può supporre che esse costituissero nell'Eocene medio e superiore il margine interno (forse parzialmente affiorante) del bacino epiligure sulle trasversali modenese e bolognese. Al generale appoggio della formazione sulle unità della Successione della Val Rossenna fa eccezione nell'area del foglio la zona di Pian di Setta e Monte Stanco dove (con la già segnalata interposizione di BAI₂) il substrato ligure è rappresentato da APA e AVT.

Le arenarie della Formazione di Loiano, che costituiscono nell'insieme un corpo torbiditico confinato a geometria complessa, si sono deposte in ambiente pelagico e di bacino profondo, presumibilmente sotto la CCD. Dal punto di vista dei processi sedimentari il Membro di Rio Giordano rappresenta la sedimentazione di emipelagiti, pelagiti e torbiditi distali; le torbiditi arenacee tipiche della formazione, nelle facies più rappresentate, costituiscono il risultato di flussi torbiditici ad alta densità (flusstorbiditi) di materiale prevalentemente sabbioso. Le breccie ed arenarie del Membro di Monzuno sono invece espressione di flussi gravitativi iperconcentrati, tipo *debris flow* e *grain flow*, rappresentati da colate di ciottoli, blocchi e sabbie.

La potenza della formazione supera i 700 m tra le valli del Setta e del Savena (area depocentrale).

Le associazioni a Foraminiferi ritrovate entro campioni provenienti dal membro basale (Membro di Rio Giordano), sono caratterizzate da *Globigerinatheka subconglobata subconglobata*, *Globigerinoides higginsi*, *Acarinina brodermani*, *Turborotalia frontosa* e *T. possagnoensis* che sono presenti, secondo TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985), dalla sommità della biozona P10 alla P12 (Eocene medio: Luteziano), età corrispondente a quella definita per l'area tipo del Modenese (DIECI, 1965). Da considerazioni di carattere regionale è possibile ipotizzare che l'età di queste peliti possa comunque essere limitata alla parte sommitale del Luteziano.

Circa l'età della parte superiore della formazione rimangono ancora molte incertezze per la mancanza di successioni stratigrafiche significative da un punto di vista biostratigrafico. Nella sezione misurata nei pressi della località Albergana (BETTELLI *et alii*, 1992) la formazione raggiunge al massimo il Bartoniano (P14) sulla scorta delle datazioni eseguite sulla parte basale delle Marne di Monte Piano. In altre località a causa di non ben chiari rapporti tra le due formazioni fors'anche di parziale "eteropia" laterale non è possibile escludere per la Formazione di Loiano anche età più recenti.

3.3. - MARNE DI MONTE PIANO (MMP)

Questa unità litostratigrafica (PIERI, 1961), che corrisponde agli orizzonti di peliti policrome segnalati da tempo nell'Appennino bolognese (SIGNORINI, 1941) e correlati (PANINI, 1986; BETTELLI *et alii*, 1989b) con gli analoghi depositi dell'Appennino nordoccidentale, affiora, a tetto della Formazione di Loiano (fig. 33), in alcune zone delle valli del Reno, del Setta e del Savena; affioramenti di una certa importanza sono poi presenti anche in Val Lavino, ma in questo caso il substrato potrebbe essere rappresentato dalle Breccie argillose di BAISO (BAI₁). Le caratteristiche litologiche della formazione ricordano da vicino quelle del Membro di Rio Giordano (LOI₁) con le quali erano state anche riunite, assieme alla Formazione di Loiano, in una unica unità litostratigrafica (BETTELLI *et alii*, 1989c). Si tratta infatti (fig. 34) di argille marnose e marne argillose prevalentemente

mente rosse, rosate e grigio-chiare, subordinatamente verdine. Si presentano in strati sottili, spesso mal definiti; a luoghi sono presenti sottili strati di siltiti nerastre, di arenarie biancastre risedimentate fini e, più raramente, calcilutiti marnose grigioverdi. Nella zona di Steccola, a nord di Rioveggio, è presente un orizzonte stratigrafico costituito esclusivamente da argille grigioverdi alternate a strati sottili di siltiti nerastre.

La stratificazione originaria della formazione è spesso obliterata da deformazioni complesse sia di tipo plicativo che caratterizzate dallo sviluppo di numerose superfici di taglio; tali deformazioni sarebbero in buona parte avvenute quando i litotipi argillosi presentavano uno scarso o nullo grado di litificazione.

Le migliori esposizioni sono ubicate tra il Setta ed il Reno (Albergana e Rio Albereda: BETTELLI *et alii*, 1989c; 1992), dov'è osservabile il passaggio per alternanze dalla sottostante Formazione di Loiano e nei pressi di Farnè, ad est di Anconella (FREGNI *et alii*, 1996). Altre discrete esposizioni sono presenti sulla destra del T. Venola, a sud di Montasico e nella zona di Borra, in Val Lavino.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad un bacino marino profondo caratterizzato dalla decantazione di argille pelagiche e dall'arrivo di correnti di torbida diluite con pressoché esclusiva risedimentazione di materiale terrigeno a grana fine e molto fine.



Fig. 33 - Località Albergana, Val Setta. Passaggio per alternanze tra la Formazione di Loiano (arenarie biancastre in basso) e le Marne di Monte Piano (peliti grigie e verdognole con sottili straterelli arenacei).

L'età delle Marne di Monte Piano è complessivamente attribuibile al Bartoniano ed al Priaboniano e, dubitativamente, al Rupeliano basale. La base della formazione, campionata in alcune zone, ha fornito solo indicazioni biostratigrafiche abbastanza generiche poiché le associazioni a Foraminiferi, caratterizzate dalla presenza di *Globigerina senni*, *Globorotalia* gr. *pomeroli*, *G. renzi*, *G. spinulosa*, *Truncorotaloides rohri* e *T. topilensis*, hanno distribuzione compresa tra la parte alta della biozona P12 e la sommità della biozona P14. Nella sezione del Rio Albereda (BETTELLI *et alii*, 1989c) una quindicina di metri al di sopra della base della formazione sono state rinvenute associazioni riferibili alla biozona P15-baseP16.

I campioni raccolti in varie zone di affioramento della formazione hanno poi fornito anche associazioni sicuramente attribuibili alla zona P17 (Priaboniano superiore), non è tuttavia possibile escludere che essa possa raggiungere l'Oligocene basale (zona P18), età delle peliti basali della Formazione di Ranzano con le quali le Marne di Monte Piano mostrano in qualche caso indizi di continuità di sedimentazione.

3.4. - FORMAZIONE DI RANZANO (RAN)

Nell'area del Foglio 237 la Formazione di Ranzano (Arenarie di Ranzano: PIERI, 1961), che presenta a scala regionale una notevole articolazione in membri e litofacies e che è stata oggetto di una recente revisione (MARTELLI *et alii*, 1993; 1998), è invece litologicamente piuttosto omogenea e costituita in prevalenza da sedimenti pelitici; essi sono stati provvisoriamente riuniti sotto la denominazione informale di membro di Albergana (RAN₄). Si tratta per lo più di alternanze pelitico-arenacee con rapporto A/P in genere molto minore di 1. Gli strati sono generalmente sottili, tabulari e costituiti da una base feldspatoarenitica finissima o fine, passante ad argilla marnosa grigio-scura (fig. 35); frequentemente la frazione arenacea è pressoché assente. Sono presenti a luoghi, nella valle del Rio Cavallaccio, strati torbiditici da sottili a medi di vulcanoclastiti andesitiche grigio-scare correlabili con analoghi strati presenti nel Membro di Varano de' Melegari (CATANZARITI *et alii*, 1993); nella stessa zona (Rio Cavallaccio) sono stati da tempo segnalati nella parte sommitale della formazione strati finemente arenitici vulcanoderivati caratterizzati da zeoliti con anomale concentrazioni di bario (BERSANI *et alii*, 1986).

La formazione è presente in modo diffuso nell'area del foglio, ma con affioramenti di limitate estensioni. I maggiori sono ancora quelli tra Reno e Setta nei pressi di S. Martino e Albergana, dove è possibile osservare il contatto netto e a luoghi discontinuo su MMP. In questa zona alla base della formazione (fig. 34) è stata distinta una litozona (BETTELLI *et alii*, 1992) esclusivamente pelitica (litozona pelitica: RAN_{4p}); anche nella parte sommitale della formazione, sul versante sinistro del Rio Cavallaccio e ad est del Savena (FREGNI *et alii*, 1996), il passaggio graduale alla sovrastante Formazione di Antognola

(ANT) è marcato da un orizzonte costituito quasi esclusivamente da marne e marne argillose emipelagiche grigio-verdastre con patine manganesifere simili a quelle che caratterizzano ANT, rendendo difficile la loro distinzione su base litologica. Nella zona ad ovest di Calvenzano in Val Reno, oltre alle già descritte alternanze pelitico-arenacee, sono presenti orizzonti francamente arenacei a grana media e grossolana; strati sottili e medi di litareniti feldspatiche medie e grossolane con una "coda" microconglomeratica affiorano anche presso Casigno, ad ovest di Vergato.

La potenza non è ben valutabile anche a causa della tettonica che coinvolge la formazione; essa varia comunque tra pochi metri, (area del T. Venola) a 200 m circa (aree tra Reno e Setta e ad est del T. Savena).

L'ambiente deposizionale è riferibile ad una scarpata-bacino; il processo sedimentario è costituito da correnti di torbida, generalmente di piccolo volume e con modesto carico sospeso, e, subordinatamente, da decantazione di emipelagiti.

L'età della formazione è riferibile al Rupeliano medio-superiore Oligocene inferiore e si estende, dalla zona P18 alla zona P20. Nella parte inferiore della formazione le associazioni a Foraminiferi planctonici sono infatti caratterizzate da *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina ampliapertura*, *G. angiporoides*, *Pseudohastigerina* spp. e



Fig. 34 - Cava in località Albergana sul versante sinistro del T. Setta a NW di Rioveggio. Passaggio stratigrafico tra le Marne di Monte Piano (in basso) rappresentate da argille marnose rosse e rosate a stratificazione mal definita e la Formazione di Ranzano qui costituita (parte basale della formazione) da torbiditi pelitiche grigie pressoché prive di intervalli arenitici basali (litozona pelitica).



Fig. 35 - *Straterello arenitico sottile con fratture estensive perpendicolari alla stratificazione entro la Formazione di Ranzano (membro di Albergana) poco a nord di quest'ultima località. Anche le peliti grigio-verdognole presentano nelle porzioni più superficiali una diffusa fratturazione di tipo poliedrico.*

Turborotalia increbescens (zona P18/base P19). Le nannoflore confermano sostanzialmente questi dati (BETTELLI *et alii*, 1992) indicando per la parte inferiore della formazione associazioni riferibili alle biozone NP21, NP22 e dubitativamente alla NP23 *p.p.*

Nella parte superiore della formazione (FREGNI *et alii*, 1996) si rinvencono invece associazioni caratterizzate dalla contemporanea presenza di *G. ampliapertura* e di rari esemplari di *Globorotalia opima opima* (zona P20: BLOW, 1969).

3.5. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT)

È una delle unità epiliguri più rappresentate di tutto il foglio. Nei quadranti meridionali la formazione è presente nelle zone di Montecatuto Ragazza, Campolo e soprattutto a SE di Castel d'Aiano. Nella parte centrale del foglio vasti discontinui affioramenti sono presenti tra Anconella, M. Castellino, Pioppe di Salvaro e Cereglio; altri sono ubicati nei settori settentrionali, in Val di Venola ed in Val Lavino.

La formazione, nelle classiche litofacies diffuse su tutto l'Appennino emiliano e pavese (PIERI, 1961), è costituita da marne e marne argillose grigioverdi, a



Fig. 36 - La porzione inferiore della Formazione di Antognola affiorante lungo il Rio Cavallaccio, un affluente di sinistra del T. Setta. Le forme calanchive ben sviluppate mostrano la natura pelitica di questa unità al cui interno, in questa zona, compaiono straterelli arenitici costituiti da materiale vulcanoderivato. La stratificazione, piano-parallela, è messa in luce proprio da alcune di queste intercalazioni. Alla base del versante si ha il passaggio graduale ed in apparente continuità alla sottostante Formazione di Ranzano.

luoghi siltose e con caratteristiche patine manganesifere sulle superfici di frattura, in strati spesso mal definiti (fig. 36). A luoghi sono presenti intercalazioni di strati arenacei torbiditici in genere da sottilissimi a medi. Le peliti caratteristiche della formazione rappresentano una sedimentazione emipelagica in un ambiente grossolanamente riferibile ad una scarpata.

Nell'ambito del foglio è stato distinto e cartografato un membro (Membro di Anconella: **ANT₄**) in genere intercalato o sovrapposto alle marne nella parte alta della formazione (WIEDENMAYER, 1950; AZZAROLI, 1953). Esso è costituito, nella facies affiorante nell'area tipo (rappresentata dalle valli del Savena e del Setta), da arenarie risedimentate a composizione quarzoso-feldspatica a grana da fine a molto grossolana e di color grigio-chiaro o giallastro se alterate. Gli strati, da medi a molto spessi fino a banchi plurimetrici, spesso tra loro amalgamati, sono in genere tabulari (fig. 37), ma con molte irregolarità a scala metrica e decametrica; a tetto compaiono sporadici intervalli centimetrici di peliti nerastre o grigio-scure, siltose e marne argillose grigioverdi. Le strutture sedimentarie interne agli strati non sono in genere ben visibili; oltre ad una grossolana gradazione sono presenti a luoghi lamine piano-parallele spesse nelle porzioni superiori degli strati.



Fig. 37 - Banchi arenacei amalgamati a stratificazione sub-orizzontale mal definita appartenenti al Membro di Anconella della Formazione di Antognola. Località "i Sabbioni", versante destro della Val Reno a sud di Salvaro.



Fig. 38 - Sottili e fitte alternanze arenaceo-pelitiche entro il Membro di Anconella (litozona arenaceo-pelitica). Sono visibili due mesofaglie dirette con rigetto apparente di entità metrica. Versante sinistro della Val Reno a nord di Vergato.

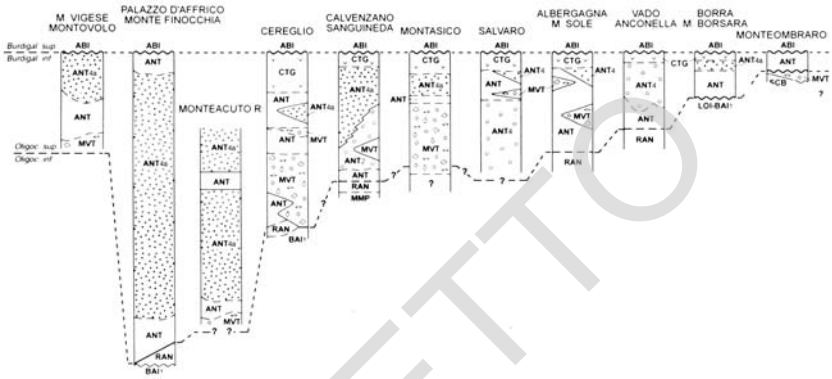


Fig. 39 - Colonne stratigrafiche schematiche (non in scala) relative alla parte intermedia della Successione epiligure. Legenda: SCB = Arenarie di Scabiazza; BAI₁ = Breccie argillose di Baiso: Membro della Val Fossa; LOI = Formazione di Loiano; MMP = Marne di Monte Piano; RAN = Formazione di Ranzano; MVT = Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa; ANT = Formazione di Antognola; ANTA = Membro di Anconella; ANTA_a = Membro di Anconella: litozona arenaceo-pelitica; CTG = Formazione di Contignaco; ABI = Gruppo di Bismantova.

A SE di Castel d'Aiano, a Montecatuto Ragazza, in Val Reno e in Val Venola il membro è caratterizzato da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati da medi a molto spessi, tabulari, solitamente amalgamati, con un rapporto arenaria/pelite generalmente compreso tra 1 e 10 (litozona arenaceo-pelitica ANTA_a), in qualche caso si hanno torbiditi pelitico-arenacee in strati sottili o sottilissimi (fig. 38).

In Val Reno, a nord di Calvenzano, questa litozona occupa la porzione sommitale del membro (fig. 39); nell'area tra Riola e Castel d'Aiano essa rappresenta l'intero membro e raggiunge una potenza di circa 600 m.

Per i caratteri composizionali molto simili (PANINI, 1981) non è da escludere che le arenarie del Membro di Anconella siano il prodotto di una parziale "cannibalizzazione" o riciclo delle arenarie della Formazione di Loiano (CIBIN, 1989).

L'analisi delle successioni stratigrafiche ricostruibili nelle diverse aree di affioramento della Formazione di Antognola (fig. 39) mostra una grande articolazione della storia deposizionale anche in termini ambientali oltre che di evoluzione temporale. Gli spessori variabili e le facies molto "prossimali" delle torbiditi arenacee del Membro di Anconella indicano la presenza di forti confinamenti; questi depositi rappresentano probabilmente riempimenti di depressioni morfologiche (canali *s.l.*). Gli spessori massimi del membro e della formazione si hanno generalmente in corrispondenza delle aree meridionali dove affiorano le litofacies arenaceo-pelitiche che rappresentano lo sviluppo di lobi deposizionali in aree più aperte, soggette a forte subsidenza, ma dal punto di vista batimetrico poste al di sopra della CCD (limite di compensazione dei carbonati).

La potenza della formazione nel suo complesso (comprensiva di ANT₄) è variabile da alcune decine ad alcune centinaia di metri. Il contatto inferiore è in alcune aree graduale e sfumato su RAN; in altre appare invece netto e sottolineato da un brusco cambio litologico: su MMP. In alcune zone (Val di Venola) la formazione poggia invece sulle Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa (MVT) con le quali (vedi oltre) presenta a scala regionale rapporti geometrici e stratigrafici complessi, anche di parziale interdigitazione; in queste situazioni, qualora non affiorino le unità litostratigrafiche sottostanti a MVT, non è evidentemente possibile stabilire se il contatto rappresenti la effettiva base stratigrafica della formazione oppure se le breccie stesse siano una intercalazione entro ANT.

I dati basati sulle associazioni di Foraminiferi planctonici permettono di attribuire la formazione ad un intervallo compreso tra la sommità dell'Oligocene inferiore e la parte inferiore del Miocene. Sono infatti riconoscibili tutte le biozone dalla P21 alla sommità della N4 (Aquitano) per la presenza, alla base, di associazioni caratterizzate da frequenti esemplari di *Globorotalia opima opima* con *Chiloguembelina* gr. *cubensis* e, nella parte superiore, di *Globigerinoides* spp. e *Globorotalia* gr. *kugleri*. Sulla base delle nannoflore l'età della formazione può essere riferita all'intervallo Chattiano (NP24 *p.p.* per la presenza di *Sphenolithus distentus*) - Burdigaliano inf.?. (NN1-2). Da dati presenti in letteratura (FREGNI & MANTOVANI Uguzzoni, 1976), nelle sezioni più complete è documentabile per il Membro di Anconella un'età miocenica.

3.6. - BRECCIE ARGILLOSE DELLA VAL TIEPIDO-CANOSSA (MVT)

In questa unità litostratigrafica vengono compresi una serie di corpi caotici a tessitura clastica derivati da colate miste di fango e detrito in ambiente di scarpata-bacino che presentano rapporti stratigrafici anche complessi con litotipi appartenenti alla Formazione di Antognola. Le breccie argillose (MVT) possono infatti: a) essere sottoposte ad ANT; b) essere intercalate a più livelli entro ANT; c) contenere lembi e/o clasti o orizzonti riferibili ad ANT. Con questa denominazione si è voluto dunque definire un corpo caotico di origine sedimentaria che sembra essere correlabile in parte con il "membro o olistostroma di Canossa" (FAZZINI & TACOLI, 1963; PAPANI, 1963, 1971) compreso, nell'Appennino reggiano, entro la Formazione di Antognola, ma che in parte risulta di incerta posizione stratigrafica, come segnalato per analoghi depositi dell'Appennino modenese e del Pedepennino bolognese (BETTELLI & PANINI, 1985; BETTELLI *et alii*, 1989b; BETTELLI & PANINI, 1992).

Le caratteristiche litologiche ricalcano da vicino quelle di BAI2 essendo con ogni probabilità analogo il materiale ligure di cui entrambe le unità sono costituite, materiale derivato in larga misura da APA. Si tratta infatti di breccie a matrice argillosa grigio-scura finemente fissile o scagliosa che ingloba clasti costituiti in prevalenza da calcilutiti silicee grigio-chiare o verdognole, arenarie grigio-

scure, argille grigie, localmente varicolorate e marne grigiastre. A luoghi possono essere presenti lembi di formazioni epiliguri eo-oligoceniche (MMP, RAN). La stratificazione è di norma indistinta o mal visibile; la tessitura interna del deposito così come quello di tutte le breccie argillose epiliguri è di tipo *matrix-supported*. Come per i depositi caotici presenti alla base della Successione epiliguri, il materiale deriva per la quasi totalità dalle formazioni liguri pre-flysch ed in particolare dalle APA; non sono infrequenti anche clasti di rocce ofiolitiche di dimensioni variabili, ma raramente plurimetriche.

Analizzando la distribuzione degli affioramenti nel Foglio 237 si osserva che, mentre nel settore orientale le breccie non sono presenti, spostandosi verso ovest esse compaiono con modesti spessori (qualche decina di metri al massimo) tra Reno e Setta, intercalate alla Formazione di Antognola (sud di M. Sole). A sud di Cereglio e nella Val di Venola gli spessori aumentano fino a circa 200 m (fig. 40) e la base non è quasi mai direttamente affiorante; in qualche caso essa è rappresentata dal substrato ligure (come in un piccolo affioramento a NW di Pian di Venola) o da peliti della Formazione di Antognola. In altri casi, anche se non è osservabile per cause tettoniche, è probabile che essa possa essere costituita da BAI₁ o da altre unità epiliguri eo-oligoceniche. A tetto è quasi ovunque presente un orizzonte più o meno potente di peliti o alternanze arenaceo-pelitiche appartenenti ad ANT.



Fig. 40 - Le Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa a SW di Rocca di Roffeno. In questa località esse presentano forti spessori e una tessitura particolarmente omogenea a causa della scarsità di inclusi litici di dimensioni decimetriche.

In base a queste osservazioni non è stato possibile stabilire se la totalità dei corpi caotici attribuiti a questa unità siano stati messi in posto durante un unico ristretto intervallo stratigrafico e quindi se la formazione rappresenti sostanzialmente un "evento" unico (evento "Canossa") probabilmente di età miocenica basale (FREGNI & PANINI, 1988). Se così fosse le Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa "sigillerebbero" un substrato estremamente eterogeneo e la base costituirebbe un'importante superficie di discontinuità a livello regionale. Sull'eventuale significato di questo "evento" in termini di evoluzione strutturale si tornerà in seguito.

In alternativa parziale a questa prima ipotesi non si può, in mancanza in affioramento di lembi appartenenti ad ANT e di età miocenica inclusi entro la formazione, escludere che la messa in posto di una parte anche se limitata, delle breccie argillose sia di età chattiana, rupeliana o più antica.

3.7. - FORMAZIONE DI CONTIGNACO (CTG)

Questa unità, distinta da tempo nell'Appennino occidentale (Tripoli di Contignaco: MARCHESI, 1961; PIERI, 1961), ma spesso considerata come membro sommitale della sottostante Formazione di Antognola (marne selciose: BETTELLI *et alii*, 1989b), è presente soprattutto nella parte centrale ed orientale del foglio tra Cereglio a SW, Montasico a nord e M. Castellari ad est; discreti affioramenti sono presenti anche in Val Lavino a sud di Borra. Essa accompagna sistematicamente in queste zone gli affioramenti del Gruppo di Bismantova stratigraficamente sovrastante. Nella parte meridionale del foglio ad est e a SE di Castel d'Aiano e nei pressi di M. Vigese e Montovolo essa non è presente, se non sporadicamente e con spessori minimi. Le migliori esposizioni si hanno lungo la strada Cereglio-Vergato, nei pressi di Rocca di Roffeno, a nord di Calvenzano fino alla Val di Venola, a sud di M. Vignola, lungo la dorsale di M. Sole, in Val di Setta ad ovest di Villa d'Ignano e lungo il Savena, fino alla dorsale di M. Castellari.

La formazione è costituita prevalentemente di marne e marne siltose grigioscure, ma più chiare se alterate, spesso con silicizzazione secondaria diffusa e piuttosto compatte, con una tipica fratturazione scheggiata; subordinatamente sono presenti siltiti e arenarie fini torbiditiche in strati da sottili a medi. Caratteristiche sono le patine di alterazione di colore ocra o nere sulle superfici di frattura. Localmente sono presenti vulcanoclastiti arenitiche fini in strati da sottili a medi di colore grigio-verdastro o nerastro (Sanguineda, Villa d'Ignano); sono segnalati anche sottili livelli rossastri o bruno-ocracei costituiti da ossidi e idrossidi di Fe, di sostituzione su materiale vulcanoclastico.

La stratificazione, da sottile a media, è ben visibile e di norma tabulare; essa è messa in evidenza soprattutto dal contrasto tra i livelli più silicizzati e meno alterati (spesso anche a granulometria leggermente maggiore) e quelli marnosi (fig. 41).



Fig. 41 - *Fitta alternanza di areniti finissime (più scure e fortemente silicizzate) e siltiti fissili, scheggiose e compatte entro la Formazione di Contignaco. Poco ad ovest di Cereglia, lungo la strada per Castel d'Aiano-Zocca.*

La formazione poggia su ANT con un passaggio sfumato e graduale; di norma il limite è stato posto alla comparsa dei primi livelli silicizzati di una certa consistenza, tali da modificare sostanzialmente le caratteristiche macroscopiche della successione sedimentaria o, quando è presente ANT₄, alla scomparsa delle areniti a stratificazione massiva tipiche di questo membro.

La potenza dell'unità raggiunge al massimo i 150 m circa in Val Reno.

L'ambiente di sedimentazione è, al pari di quello della sottostante formazione, riferibile ad una scarpata (o ad un alto relativo) caratterizzata da una ridotta sedimentazione di emipelagiti, indirettamente arricchite di silice di origine bioclastica (Radiolari) e raggiunta da torbide diluite di materiale terrigeno e vulca-

noclastico. Diretto è probabilmente il legame tra la grande proliferazione di forme a guscio o "scheletro" siliceo e la diffusione in ambiente marino di prodotti vulcanoderivati di tipo acido (MORANDI *et alii*, 1995).

Le associazioni di Foraminiferi planctonici osservate in alcuni campioni indicano esclusivamente età mioceniche inferiori (Aquitaniense), tuttavia, alcune considerazioni di tipo regionale e le datazioni presenti in letteratura su analoghi litotipi affioranti poco a N dell'area del foglio (di recente campionati anche per lo studio delle associazioni a Radiolari: PEDRAZZI, 1994), inducono a ritenere che la formazione possa estendersi anche al Burdigaliano inferiore.

La formazione è "correlabile" in termini di significato geodinamico e di stratigrafia globale (*marker* di un'acme trasgressiva) con i numerosi strati o orizzonti vulcanoderivati di età miocenica basale, comuni a molte catene circummediterranee e presenti in molti domini paleogeografici e successioni appenniniche (Bacino Terziario Piemontese, Collina di Torino-Monferrato, Cervarola, Falterona-Vicchio, Bisciara, Pollica, Tusa, ecc.).

3.8. - GRUPPO DI BISMANTOVA

Il Gruppo di Bismantova è costituito (AMOROSI *et alii*, 1993; FREGNI & PANINI, 1995; AMOROSI *et alii*, 1996a) dalle Formazioni di Pantano e di Cigarellino che nel passato recente erano considerate membri (ROVERI, 1966) all'interno delle Arenarie (PIERI, 1961) o Formazione di Bismantova (MERLA & ABBATE, 1969). La revisione del rango di questi depositi miocenici epiliguri è stata suggerita dalla loro notevole complessità litologica e dalla possibilità di suddividerli facilmente a scala regionale in due parti stratigraficamente sovrapposte (BETTELLI *et alii*, 1989b). Tale suddivisione è stata sostanzialmente confermata anche dai recenti studi basati sull'uso della analisi di facies e sull'applicazione della moderna ciclostratigrafia (AMOROSI, 1991; 1992a; 1992b). È importante sottolineare a questo proposito che i limiti formazionali e quelli tra i membri interni alle formazioni, basati principalmente sulle caratteristiche litologiche possono non corrispondere con i limiti delle sequenze deposizionali.

Il limite inferiore del gruppo coincide comunque con un limite di sequenza deposizionale di importanza regionale che nella Successione epiligure si manifesta con una discontinuità (localmente con discordanza angolare) e con un netto cambiamento di facies (fig. 42). Si passa infatti da un ambiente marino profondo (scarpata-bacino) ad un generico ambiente di piattaforma *s.l.* a sedimentazione mista, terrigena e, subordinatamente, carbonatica (biocalcareni e arenarie siltose). L'insieme delle facies di piattaforma *s.l.* costituisce la Formazione di Pantano, di età burdigaliana sup.-langhiana; a sua volta suddivisa in vari membri. L'evoluzione stratigrafica successiva porta nel Langhiano ad un generale "annegamento" della piattaforma con la sedimentazione di facies di scarpata-bacino (peliti e arenarie risedimentate). L'insieme di queste facies costituisce la formazione superiore del gruppo (Formazione di Cigarellino),

anch'essa suddivisa in più membri. Anche la sua superficie sommitale corrisponde di fatto ad un limite di sequenza deposizionale di importanza regionale (AMOROSI *et alii*, 1993) che, nell'area del Foglio 237, solo localmente è contrassegnata da una variazione litologica (presenza di arenarie risedimentate) o da una locale discordanza angolare.

3.8.1. - *Formazione di Pantano (PAT)*

Rappresenta nel suo complesso una delle formazioni che più diffusamente affiorano nell'area del foglio. Essa, con le facies più tipiche, è presente soprattutto in Val Reno, da Cereglio e Tolè a Sasso Marconi; una fascia limitata, ma pressoché continua affiora anche in Val Setta e Val Savena, da M. S. Barbara a M. Castellari.

Litologicamente la Formazione di Pantano è caratterizzata da areniti calcaree finissime e siltose (a luoghi vere e propri siltiti), grigie, in genere mal classate con bioturbazione pervasiva e strutture sedimentarie interne di norma non preservate. Sono presenti in modo abbastanza diffuso, ma in genere dispersi nel sedimento, resti di Echinidi, Gasteropodi, Lamellibranchi, Briozoi, Coralli, ecc.. La stratificazione, da sottile (raramente) a molto spessa, è piano-parallela e ben visibile solo a grande distanza (fig. 42); sull'affioramento è quasi mai conservata o mal definita e i giunti sono in genere sfumati, marcati da una variazione granulometrica spesso quasi impercettibile.

La base della formazione è caratterizzata quasi ovunque da un orizzonte più o meno potente (da pochi decimetri a qualche metro) costituito da areniti da fini a medie con una notevole percentuale di glauconite (AMOROSI, 1992a; 1992b; 1993) e localmente di bioclasti tra i quali denti di pesci; in qualche caso si osservano clasti più grossolani, da subarrotondati a subangolosi, derivati dal substrato della formazione rappresentato dalla Formazione di Contignaco. Nella parte inferiore della formazione è presente a luoghi (T. Venola, M. Caprara) una diffusa silicizzazione della roccia che tipicamente è legata alla presenza di porzioni con una fratturazione molto spinta o pervasiva.

Intercalate alle areniti siltose ed alle siltiti bioturbate a stratificazione indistinta o mal definita sono spesso presenti strati di areniti risedimentate da fini a medie e (raramente) grossolane, relativamente poco siltose e ben cementate in genere. Questi strati arenacei, di spessore variabile da pochi decimetri a qualche metro, presentano di norma una base netta e localmente sono grossolanamente gradati. Al loro interno le strutture sedimentarie sono in qualche caso preservate e rappresentate per lo più da lamine piano-parallele spesse o oblique a basso angolo.

In alcune aree questi strati arenacei sono particolarmente sviluppati (BONAZZI & PANINI, 1982; AMOROSI, 1992a) e costituiscono un vero e proprio corpo arenaceo risedimentato o "pacchi" di spessore anche notevole che caratterizzano in modo vistoso l'aspetto e le caratteristiche generali della successione sedimentaria:

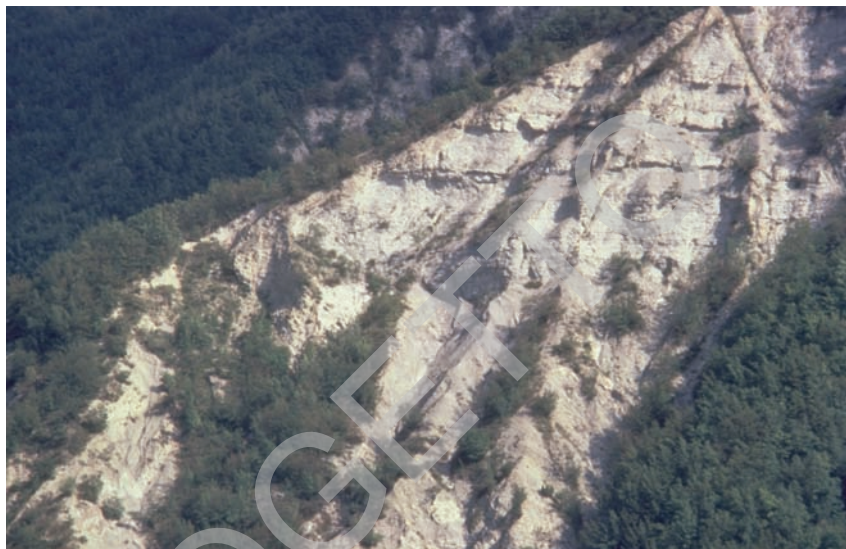


Fig. 42 - Contatto stratigrafico tra le arenite siltose a stratificazione piano-parallela mal definita della Formazione di Pantano (Gruppo di Bismantova) e le sottostanti peliti marnose con livelli silticizzati (leggermente più chiari nella foto) della Formazione di Contignaco. Versante W di M. Salvaro (Val Reno).

in questi casi è stato distinto un membro (Membro di Calvenzano: **PAT₃**), all'interno della formazione. Esso è infatti in prevalenza rappresentato da arenite ibride da fini a medie e più raramente grossolane (in alcuni casi biocalcarenit) a cemento carbonatico e di color grigio-chiaro o bruno se alterate; esse sono alternate ad arenarie finissime e siltose e a siltite marnose, generalmente bioturbate. Le arenite sono organizzate in strati da medi a molto spessi, piano-paralleli, tra loro a luoghi amalgamati fino a formare banchi di oltre una decina di metri. Il rapporto tra strati arenacei e siltosi si mantiene di norma compresa tra 1 e 10, ma alla base del membro nella zona depocentrale tra Calvenzano e Sanguineda, è stata distinta una litozona (litozona arenitica: **PAT_{3a}**) con un rapporto superiore a 10.

Il Membro di Calvenzano è presente (e con splendide esposizioni) nella zona della località omonima, sul versante sinistro del Reno, tra Vergato e Marzabotto e in Val di Venola (fig. 43).

In quest'area costituisce un potente corpo lenticolare (oltre 150 m) intercalato nella parte inferiore della formazione. In altre aree (dorsale di M. Sole e Val di Savena-M. Castellari) il membro rappresenta intervalli stratigrafici differenti, anche sommitali, nell'ambito della formazione.

Nell'area ad ovest di Cereglio (Castel d'Aiano e Zocca) e parzialmente nei rilievi di Montovolo e M. Vigese la formazione è caratterizzata (fig. 44) da litofacies differenti (presenza di arenarie a stratificazione obliqua a varie scale

e assenza di depositi risedimentati) da quelle presenti nelle aree orientali (RICCI LUCCHI & ORI, 1985; BETTELLI *et alii*, 1989b; AMOROSI, 1991; 1992a) ed essa è stata suddivisa in due membri la cui denominazione è stata di recente informalmente proposta per gli analoghi depositi del Pavullese (FREGNI & PANINI, 1995).

Membro di Sassoguidano (PAT₁), Potente al massimo circa 300 m, rappresenta nell'area del foglio quasi sempre la parte inferiore della formazione ed è caratterizzato (fig. 45) da areniti ibride grigie a grana da fine a media; gli strati, da medi a molto spessi, sono generalmente amalgamati a formare banchi plurimetrici. Alternati ad essi compaiono strati sottili o medi di areniti finissime con resti di bioclasti. La bioturbazione è in genere piuttosto intensa (soprattutto negli strati arenitico-siltosi) e le strutture sedimentarie interne sono scarse e rappresentate da *ripples* da onda e *set* di strati a laminazione concavo-convessa (*hummocky*



Fig. 43 - Panoramica del Membro di Calvenzano nella omonima località (versante sinistro della Val Reno). Il membro è caratterizzato da areniti risedimentate a stratificazione piano-parallela ben definita (strati più scuri nella foto): in questa località essi sono particolarmente potenti e sono stati cartograficamente distinti (litozona arenitica). È visibile un assottigliamento del corpo verso lo sfondo; gli affioramenti di colore più chiaro in secondo piano alla sommità del rilievo sono costituiti dalle areniti siltose della Formazione di Pantano. La parte inferiore della scarpata in primo piano è occupata dalle formazioni di Contignaco e Antognola, stratigraficamente sottostanti a PAT. Seminascostriti dalla vegetazione sono poi presenti più in basso le areniti del Membro di Anconella.

cross bedding: AMOROSI, 1991). Verso l'alto aumenta nel complesso la granulometria e fanno la loro comparsa set di strati obliqui a piccola scala, debolmente ondulati e cuneiformi a basso angolo che, poggiandosi alcuni metri di facies più siltose, costituiscono una serie di sequenze negative (*thickening and coarsening upward*), tra loro sovrapposte.

Membro di Montecuccolo (PAT₂). Potente al massimo 150 m circa, è costituito da biocalcareni e areniti ibride da fini a molto grossolane (localmente microconglomeratiche nella parte basale del membro) e a stratificazione obliqua a media e grande scala (fig. 46); esse sono alternate a set di strati tabulari da sottili a medi di areniti ibride fini o medie. Nella parte superiore del membro compaiono strati da fini a medi di arenarie finissime e siltiti marnose bioturbate. Il colore è grigio, tipicamente giallastro all'alterazione; a luoghi sono conservati sottili drappi pelitici al tetto degli strati.

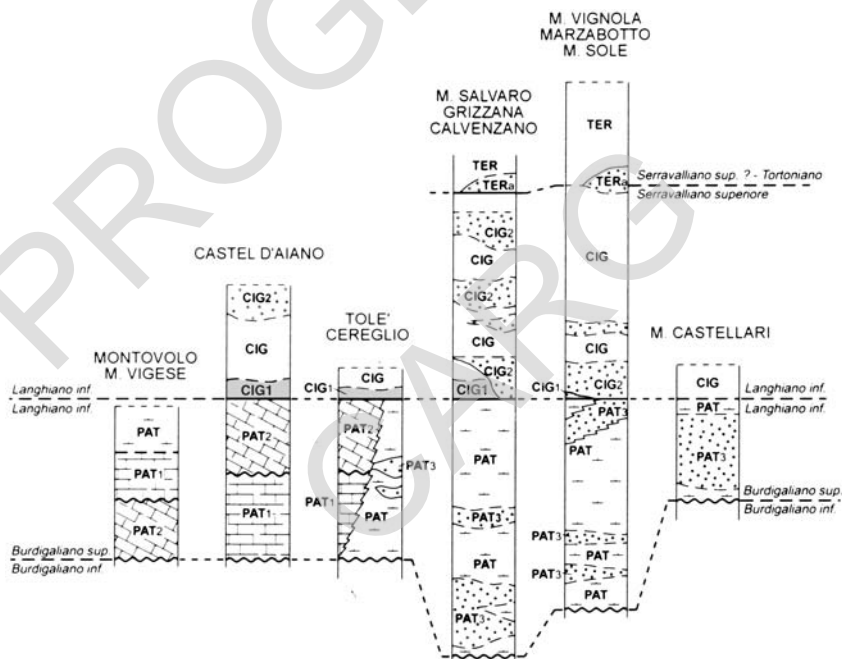


Fig. 44 - Colonne stratigrafiche schematiche (non in scala) relative alla parte superiore della Successione epiligure. Legenda: PAT = Formazione di Pantano; PAT₁ = Membro di Sassoguidano; PAT₂ = Membro di Montecuccolo; PAT₃ = Membro di Calvenzano; PAT_{3a} = litozona arenitica; CIG = Formazione di Cigarello; CIG₂ = Membro di Monte Luminasio; CIG₁ = Membro di Montalto Nuovo; TER = Formazione del Termina; TER_a = lente arenaceo-pelitica.



Fig. 45 - *Formazione di Pantano: Membro di Sassoguidano. Areniti ibride a stratificazione mal definita (visibile solo nella parte inferiore della fotografia) a causa, oltre che di una diffusa bioturbazione, anche della presenza di numerose dislocazioni e fratture. Versante meridionale della Rocca di Roffeno.*

Alla base del membro è in qualche caso presente un orizzonte ricco in glauconie e il contatto col sottostante PAT_1 può localmente rappresentare una superficie di discontinuità (AMOROSI, 1991; 1992a); complessivamente la granulometria decresce e le strutture sedimentarie diminuiscono in frequenza verso la parte alta del membro, mentre aumenta nel contempo il grado di bioturbazione.

Dal punto di vista paleoambientale le litofacies che caratterizzano la formazione ad est della Val Reno (areniti finissime e siltiti bioturbate) sono interpretabili come un deposito di piattaforma esterna a sedimentazione normale entro il quale si intercalavano areniti risedimentate probabilmente immesse da correnti di "torbida" innescate da piene fluviali o da episodi di tempesta. Questi strati arenitici risedimentati caratterizzano PAT_3 che presenta una stretta associazione ed una completa eteropia con PAT e che può essere interpretato come il riempimento di una depressione orientata trasversalmente (N-S) lungo la attuale valle del Reno (AMOROSI, 1992a) o di altre più modeste sviluppatasi in momenti successivi e in diverse zone della piattaforma esterna. L'ambiente di sedimentazione di PAT_1 è invece genericamente riferibile ad una piattaforma interna al di sopra del livello di base delle onde che passa verso l'alto anche a condizioni di mare meno profondo fino ad un ambiente di spiaggia sommersa e battaglia



Fig. 46 - Formazione di Pantano: Membro di Montecuccolo. Areniti e biocalcareniti medio-grossolane giallastre a stratificazione obliqua con sets a geometria cuneiforme e tangenziale. Strada statale del Passo Brasa, SE di Zocca.

(AMOROSI, 1991), evidenziando nel complesso un netto *trend* regressivo. La parte inferiore di PAT_2 è interpretabile come un ambiente subtidale in piattaforma interna; il processo sedimentario è riferibile alla migrazione di *megaripple* e *sandwave*. Nella parte sommitale del membro queste facies evolvono rapidamente con un *trend* trasgressivo ad altre più distali di piattaforma esterna che portano al passaggio alla sovrastante Formazione di Cigarellino.

Il passaggio tra i depositi di piattaforma esterna della Val Reno e quelli eotropici di piattaforma interna delle zone di Zocca e Castel d'Aiano avviene attraverso lo sviluppo di facies intermedie (cartografate in genere all'interno di PAT) che affiorano lungo la dorsale Tolè-Cereglio e che sono caratterizzate da un maggior sviluppo delle porzioni francamente arenitiche rispetto a quelle arenitico-siltose. La presenza nei pressi di Pradoneva e nella zona di Rocca di Roffeno di facies caratteristiche di PAT_1 su altre più distali, tipiche di PAT (non sempre cartografate per l'esiguo spessore) potrebbe suggerire, in una certa fase, la progradazione della piattaforma interna verso i settori orientali.

Nella zona di Montovolo e M. Vigese i rapporti di sovrapposizione tra PAT_1 e PAT_2 sono invertiti: le facies a stratificazione obliqua ben evidente caratterizzano infatti la parte basale della formazione e passano verso l'alto a facies più

distali che per semplificare il quadro stratigrafico e per le notevoli somiglianze litologiche sono state accorpate a PAT₁ e a PAT. Esse sono però state in parte differenziate da quest'ultime, sulla scorta dell'analisi di facies e dell'interpretazione stratigrafica di AMOROSI (1992a), nella cartografia a scala 1:10.000 (CAVAZZUTI & PIZIOLO, 1994).

Il contatto inferiore della Formazione di Pantano, potente nel complesso da 150 a 400 m circa, è discontinuo, leggermente discordante o paraconcordante su CTG e ANT. In genere si ha un brusco cambio litologico sottolineato dal già citato orizzonte ricco in glauconie, ma nelle aree nord-orientali (M. Caprara, M. Castellari), dove sono presenti alla base le facies più distali, il contatto è poco marcato, quasi sfumato e in paraconcordanza.

L'età della formazione è stata desunta per via indiretta non essendo quasi mai possibile avere a disposizione litotipi a grana fine adatti ad essere trattati per l'osservazione delle microfaune a Foraminiferi planctonici e dei nannofossili. Essa dovrebbe essere comunque compresa, sulla base della attribuzione cronostatigrafica delle formazioni sopra e sottostanti e delle indicazioni di carattere regionale, tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano inferiore. AMOROSI (1992a; 1992b) segnala nella parte alta della formazione (zona di Montovolo) associazioni riferibili alla zona a *P. glomerosa*, subzona a *P. glomerosa sicana* del Langhiano inferiore.

3.8.2. - *Formazione di Cigarello (CIG)*

Affiora con buona continuità esclusivamente nella zona di Marzabotto, tra M. Vignola ed il Setta, ma discreti affioramenti e buone esposizioni si hanno anche nei pressi di Grizzana Morandi; affioramenti più discontinui sono invece presenti tra Castel d'Aiano e Zocca e nei pressi di Guarda, a nord di M. Castellari.

La formazione è caratterizzata (fig. 47) da marne siltoso-sabbiose grigio-scure a stratificazione indistinta messa in evidenza esclusivamente da sporadiche intercalazioni di sottili torbiditi arenaceo-pelittiche. Quest'ultime sono costituite da arenarie finissime e fini giallastre passanti a peliti marnose grigio-scure; a luoghi compaiono siltiti sabbiose fissili bioturbate. Diffusa è in genere la presenza entro le peliti di resti di Gasteropodi, Lamellibranchi, Coralli isolati, Pteropodi e radioli di Echinidi.

All'interno della formazione sono stati distinti due membri.

Membro di Montalto Nuovo (CIG₁). Occupa costantemente una posizione basale e rappresenta il passaggio transizionale alla sottostante Formazione di Pantano indicando uno scatto trasgressivo e un conseguente passaggio da facies di piattaforma esterna a facies di scarpata-bacino. Si tratta (fig. 48) di alternanze di peliti marnoso-sabbiose e arenarie finissime e siltose mal classate e bioturbate, discretamente cementate; verso l'alto tendono via via a prevalere le peliti marnose. Nella zona occidentale localmente il membro è rappresentato in



Fig. 47 - Panoramica sulle peliti della Formazione di Cigarellò affioranti sulla sponda destra del Reno nei pressi di Marzabotto. La stratificazione, non apprezzabile negli affioramenti in primo piano è meglio visibile nella parte superiore del rilievo sullo sfondo la cui sommità è in realtà occupata dalle peliti della Formazione del Termina; il contatto tra le due formazioni è in questa località marcato da una leggera discordanza angolare peraltro non apprezzabile da questa inquadratura. L'orizzonte giallastro sull'orlo della scarpata è costituito da depositi sabbiosi alluvionali terrazzati.

prevalenza da arenarie medio-fini risedimentate e da marne sabbiose in strati di spessore variabile, a luoghi spessi, più frequentemente sottili o sottilissimi. Lo spessore del membro è variabile: nel settore orientale è in qualche caso di pochissimi metri (M. Luminasio, M. Davigo) e non è cartografabile; nel settore occidentale arriva ad alcune decine di metri e poco oltre il limite del foglio, nell'area tipo tra Zocca e Montese, raggiunge gli spessori massimi e la maggiore articolazione di facies. Nella zona di Carviano, tra Vergato e Grizzana, dove il contatto tra CIG e PAT è marcato anche da una discordanza angolare, il membro è assente. Le migliori esposizioni del membro si hanno, nell'area del foglio, nei pressi di M. Vignola lungo la strada Medelana-Montepastore, nei pressi di S. Giacomo; altre discrete esposizioni sono presenti nei dintorni di Castel d'Aiano.

Membro di M. Luminasio (CIG₂). Raggruppa tutti i corpi arenacei che sono presenti (come nella località omonima) alla base o che si intercalano a vari livelli stratigrafici alle peliti tipiche della formazione e forse corrisponde almeno in parte alle analoghe intercalazioni presenti nell'Appennino reggiano (Arenarie di

Marola: ROVERI, 1966; DE NARDO *et alii*, 1992). Questi corpi sono costituiti da torbiditi arenaceo-pelitiche con rapporto A/P generalmente >1 ; si tratta di litareniti (PANINI, 1981; AMOROSI & SPADAFORA, 1995) da fini a medie (a luoghi con una frazione grossolana o conglomeratica e con la presenza di livelli ricchi in bioclasti), grigio-giallastre o nocciola, passanti a peliti marnose grigio-scure o nerastre. Non mancano intercalazioni metriche o decametriche di marne sabbiose simili a quelle tipiche di CIG. La stratificazione è prevalentemente tabulare e a luoghi indistinta per amalgamazioni (fig. 49); non mancano comunque chiusure laterali e locali disturbi per fenomeni gravitativi sinsedimentari degli strati che variano da sottili a molto spessi, fino a banchi.

Sono stati cartografati più corpi a geometria lenticolare a scala chilometrica o ettometrica. Nella località tipo (W di Marzabotto) affiora un corpo di circa 50 m di spessore al di sopra di pochi metri di litotipi attribuibili per litologia a CIG₁, ma accorpato a PAT per l'esiguo spessore, che segnano il passaggio CIG-PAT; lo stesso corpo è cartografabile verso sud lungo il Rio delle Vasellane, presso la località Spicchio dove si hanno splendide esposizioni con l'appoggio stratigrafico su un sottile, ma continuo orizzonte di CIG₁ e lungo la valle del Reno (Carviano) dove sembra essere erosivo e discordante su PAT. Lungo questa sezione al di sopra di un orizzonte pelitico riferibile a CIG è stato cartografato un secondo corpo arenaceo; altri posti a quote stratigrafiche più elevate sono probabilmente presenti nei dintorni di Grizzana Morandi. Alcuni di questi



Fig. 48 - *Formazione di Cigarellino: Membro di Montalto Nuovo. Siltiti marnoso-sabbiose grigie a stratificazione mal definita; in alto è visibile il passaggio alle arenarie risedimentate del Membro di Monte Luminasio. Strada Montepastore-Medelana nei pressi di S. Giacomo.*

corpi sono stati di recente (AMOROSI & SPADAFORA, 1995) su base petrografica correlati con gli orizzonti arenacei presenti a luoghi alla base della sovrastante Formazione del Termina. Altri affioramenti particolarmente significativi di questo membro si hanno lungo la Val Reno presso Sibano: anche in questo caso si tratta probabilmente dello stesso corpo in posizione basale di M. Luminasio e Carviano (AMOROSI & SPADAFORA, 1995). Da segnalare infine gli affioramenti più occidentali (Zocca e Castel d'Aiano) del membro che costituiscono in questa zona la parte sommitale della Successione epiligure e che poggiano su di un discreto orizzonte di marne sabbiose attribuite a CIG.

Dal punto di vista paleoambientale la Formazione di Cigarellò, potente nel complesso circa 400 m, registra l'annegamento della piattaforma burdigaliana superiore e langhiana inferiore rappresentata dalle areniti di PAT con il passaggio a processi sedimentari dominati da decantazione emipelagica e, subordinatamente, da correnti di torbida diluite in un ambiente al limite tra piattaforma esterna e scarpata. I corpi arenacei risedimentati (CIG₂) rappresentano l'introduzione per effetto di correnti di torbida di materiale grossolano probabilmente intrappolato in depressioni relativamente confinate e di modesta estensione.

Sulla base dei numerosi campioni raccolti l'età della formazione è compresa tra le zone N8 e N14 (N15?) corrispondenti al Langhiano inferiore e al Serravalliano



Fig. 49 - Arenarie risedimentate giallastre in strati amalgamati privi di strutture che costituiscono uno dei corpi arenacei del Membro di Monte Luminasio (Formazione di Cigarellò). La stratificazione è messa in evidenza dall'allineamento, in alto nella foto, di parti più cementate interessate da famiglie di joints. Strada Vergato-Grizzana.

Serravalliano sommitale. Alla base della formazione (Membro di Montalto Nuovo) sono state infatti riconosciute associazioni riferibili alla zona a *P. glomerosa*, subzona a *P. glomerosa circularis* (AMORE *et alii*, 1988), mentre le tanatocenosi riscontrate al tetto sembrano appartenere alla subzona a *G. obliquus obliquus*, sebbene, per caratteri negativi, non si possa escludere l'attribuzione alla zona a *G. menardii s.l.*. Recenti datazioni della base della formazione (Unità 7: AMOROSI, 1992a; 1992b), corrispondenti anche a successioni affioranti nell'area del foglio, si discostano leggermente da quelle ricavate dai campioni raccolti e indicano la subzona a *P. glomerosa sicana*, ancora comunque riferibile alla zona N8.

3.9. - FORMAZIONE DEL TERMINA (TER)

Sono stati attribuiti a questa formazione, da tempo istituita nell'Appennino parmense e reggiano (Marne del Termina: LUCCHETTI *et alii*, 1962) e di recente oggetto di una più precisa definizione di tipo biostratigrafico e litostratigrafico (FIORONI & PANINI, 1989; AMOROSI *et alii*, 1993; AMOROSI & SPADAFORA, 1995; AMOROSI *et alii*, 1996a), alcuni affioramenti a dominante pelitica affioranti soprattutto tra la Val Reno e la Val Setta, a nord di Marzabotto e nei dintorni di Grizzana, dove erano già in passato stati segnalati (BONGIORNI, 1962; BONAZZI & PANINI, 1982).

Si tratta di marne argillose e marne di colore grigio-scuro, a stratificazione spesso indistinta e caratterizzate dalla diffusa presenza di bioclasti e biosomi; sono presenti rare intercalazioni di arenarie finissime e fini in strati sottili. Piuttosto frequentemente entro le peliti compaiono strati discontinui, da sottili a medi in genere, spezzoni e *boudins* privi di continuità laterale e in certi casi vere e proprie concrezioni sub-sferoidali costituiti da calcari finissimi fortemente dolomitizzati o da vere e proprie dolomie molto compatte, di color grigio-chiaro o giallastre e biancastre se alterate in superficie (fig. 50). Nelle buone esposizioni presenti in corrispondenza dello spartiacque Reno-Setta, nei pressi di Collinaccia, in una successione di età messiniana inferiore sono stati osservati strati millimetrici e centimetrici di argille bituminose con resti di pesci di piccola taglia e altri resti vegetali.

Alla base della formazione, presso Lama di Reno (fig. 51), è localmente presente un corpo marcatamente lenticolare (lente arenaceo-pelitica: **TER_a**) costituito da arenarie torbiditiche fini, arcosiche (AMOROSI & SPADAFORA, 1995), che passano a peliti argilloso-marnose in strati generalmente da sottili a medi; esso è dubitativamente correlabile con un simile corpo arenaceo affiorante ad est di Grizzana. Nella zona di Lama di Reno si ha una certa amalgamazione degli strati arenacei e lo sviluppo di diffuse strutture diagenetiche con nuclei più cementati (cogoli).

L'aspetto generale della Formazione del Termina è notevolmente simile a



Fig. 50 - Primo piano di uno dei "boudins" di calcari dolomitici presenti entro le peliti della Formazione del Termina. NE di Colulla di Sopra, Val Reno

quello della parte alta di CIG dalla quale se ne differenzia comunque, nel complesso, per un presenza meno diffusa di intercalazioni arenaceo-siltose, per un minor contenuto di carbonati di alcuni orizzonti pelitici e per la presenza dei calcari dolomitici e delle dolomie. Ad ovest di Marzabotto il limite inferiore della formazione è stato posto in corrispondenza di una locale discordanza angolare con lacuna stratigrafica (AMOROSI *et alii*, 1993) e tracciato nelle zone adiacenti anche con l'ausilio dei dati biostratigrafici.

La potenza massima affiorante (il tetto stratigrafico è rappresentato da una superficie erosiva) è di oltre 200 m. L'ambiente di sedimentazione è genericamente di scarpata o di transizione alla piattaforma esterna. La presenza di orizzonti arricchiti in sostanza organica può indicare il temporaneo instaurarsi di una circolazione ristretta con sviluppo di condizioni anossiche, comuni anche alle peliti pre-evaporitiche e prodromi della "crisi di salinità" messiniana. I processi sedimentari sono attribuibili a correnti di torbida poco concentrate e a decantazione emipelagica.

L'età della formazione è compresa tra il Serravalliano sommitale-Tortoniano e il Messiniano inferiore. Essendo le associazioni prevalentemente di tipo bentonico, è difficile una attribuzione biozonale. Il riferimento al Tortoniano è basato sulla presenza di sporadici individui di *G. acostaensis* alla base della formazione; nei campioni stratigraficamente più alti il rinvenimento di esemplari di



Fig. 51 - *Lente di arenarie risedimentate (TERa) alla base della Formazione del Termina. Le peliti sottostanti sono state attribuite alla Formazione di Cigarellino. Sulla sinistra il corpo arenaceo è bruscamente interrotto da un contatto tettonico. Valle del F. Reno, presso Lama di Reno.*

Bulimina echinata e *Bolivina dentellata*, in associazioni a carattere ancora francamente marino, permettono l'attribuzione di questi orizzonti al Messiniano inferiore. AMOROSI *et alii* (1993) attribuiscono alla zona N 15 (BLOW, 1969) la parte inferiore della formazione campionata in Val Reno.

4. - SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA DEL MARGINE PADANO

Vengono compresi in questa successione i depositi penealloctoni (*sensu* DE FEYTER, 1991) o semiautoctoni del Bolognese (Sinclinale intrappenninica: BONGIORNI, 1962; Serie pliocenica di Sasso Marconi: BRUNI, 1973; Bacino intrappenninico: RICCI LUCCHI *et alii*, 1981a) che occupano una posizione relativamente più "interna" e che presentano alcune particolarità litologiche e di "facies" rispetto a quelli coevi che affiorano più a nord, in prossimità del margine appenninico. Risulta peraltro evidente dai precedenti studi (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981a) che già pochi chilometri a nord del Foglio 237 tali differenze non sono più apprezzabili per la presenza comune di depositi prevalentemente pelitici (Argille Azzurre *Auctt.*) in ambedue le aree. È logico dunque ritenere che tutti questi depositi neogenici appartenessero ad un unico

bacino collocato ai piedi della catena appenninica neoformata e che solo successivamente essi siano stati separati dall'enuclearsi di strutture tettoniche longitudinali; per tale ragione riteniamo che essi possano essere compresi in un'unica successione. Nell'area del foglio questa successione è rappresentata esclusivamente da depositi di età pliocenica e, dubitativamente, quaternaria, ma sul fianco settentrionale della cosiddetta "sinclinale intrappenninica" sono presenti (FREGNI & PANINI, 1996) anche depositi di età messiniana inferiore e superiore (Ghioli di Letto o peliti pre-evaporitiche, Formazione a Colombacci o formazione clastica-continentale).

I depositi affioranti sono stati suddivisi in due unità litostratigrafiche informali, tra loro sovrapposte, che, oltre ad essere differenziabili sulla base delle caratteristiche litologiche e di "facies", corrispondono anche a due diverse sequenze deposizionali o cicli sedimentari (LP e UPP: RICCI LUCCHI *et alii*, 1981a). Il limite inferiore della successione è rappresentata da una netta superficie di discontinuità stratigrafica di tipo erosivo (superficie di trasgressione) con una lacuna che, nell'area del foglio, comprende almeno parte del Messiniano e del Pliocene inferiore.

4.1. - FORMAZIONE DI MONTERUMICI (**RUM**)

Rappresenta la parte inferiore della successione ed affiora in prevalenza lungo il bordo meridionale della "sinclinale" da Monte Bonsara fino al margine orientale del foglio; i migliori affioramenti sono presenti in Val Setta, soprattutto sul versante destro della valle dove è possibile apprezzare la grande continuità laterale di questi depositi.

La formazione è stata interamente suddivisa in due membri tra loro sovrapposti in continuità stratigrafica e con un passaggio di tipo transizionale. Essi corrispondono in larga misura alle suddivisioni proposte da RICCI LUCCHI *et alii* (1981a) sulla base dell'analisi di facies (Settore meridionale: Unità 1.1 e 1.2; Settore occidentale: Unità 1.1).

membro di Scascoli (RUM₁). Membro basale di potenza variabile dai 100 ai 300 m, è costituito da prevalenti conglomerati di tipo *clast-supported*, con matrice sabbiosa grossolana (fig. 52). Gli strati sono generalmente molto spessi fino a banchi plurimetri, frequentemente amalgamati, mal definiti e poveri di strutture interne. Comuni le superfici erosive con una grossolana stratificazione obliqua ad alto angolo, a luoghi concava e verso l'alto di tipo *epsilon*. È frequentemente visibile una embriciatura dei ciottoli le cui dimensioni superano in qualche caso il mezzo metro e che sono derivati dalle formazioni liguri ed epiliguri (arenarie, calcareniti fini, calcilutiti silicee, e subordinatamente rocce ofiolitiche). Sono presenti a luoghi interstrati pelitici e sabbiosi; in qualche caso ai primi sono associati resti vegetali anche di dimensioni decimetriche; verso la parte superiore del membro la dimensione dei clasti diminuisce e aumentano di

spessore e frequenza gli interstrati sabbiosi. L'ambiente sedimentario del membro è di tipo continentale (piana costiera pedemontana). I processi sedimentari sono attribuibili a trasporto fluviale prevalentemente in massa tipo *surge flow* nella parte bassa e con sviluppo di barre di meandro ghiaiose nella parte alta, a testimonianza di una tendenza trasgressiva del membro, con il passaggio da conoide interna o prossimale a conoide esterna e piana deltizia distale (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981a).

membro di Ca' di Mazza (RUM₂). Potente anch'esso tra 100 e i 300 m e affiorante esclusivamente ad est del Setta, è un'unità litologicamente composta (fig. 53) costituita in ordine di frequenza da:

- l) ghiaie e conglomerati poco cementati in strati metrici, tabulari e lenticolari, con stratificazione obliqua tipo *epsilon*;
- m) peliti e peliti sabbiose ricche in resti vegetali;
- n) sabbie in *set* plurimetrici di strati da sottili a molto spessi, tabulari, concavi e con stratificazione di tipo *epsilon*, frequentemente gradati; è presente una laminazione interna obliqua a basso angolo e ondulata.

I singoli corpi conglomeratici di spessore plurimetrico (caratterizzati da una base erosiva e da intercalazioni sabbiose) e i corpi sabbiosi (caratterizzati da livelli con ciottoli, *clay chips* e resti vegetali e di spessore in genere superiore ai 2 m) si intercalano, con una geometria tabulare su distanze da pluridecametriche a chilometriche, agli orizzonti pelitici. Nella porzione superiore del membro prevalgono decisamente le intercalazioni sabbiose. Il limite inferiore del membro, segnato dalla comparsa dei primi intervalli pelitici, è visibile in dettaglio presso Ca' di Mazza, lungo la strada Brento-Monzuno. L'ambiente sedimentario del membro è riferibile ad una piana costiera pedemontana, più distale rispetto a RUM₁. I processi sedimentari sono di vario tipo: attribuibili a una prevalente dinamica fluviale (canali meandrici) per i sedimenti sabbiosi e ghiaiosi, mentre i sedimenti pelitici sono attribuibili sia a dinamica fluviale (depositi di intercanale e di rotta) che dubitativamente, assieme ai corpi sabbiosi presenti nella parte sommitale del membro, marina costiera (baie o laghi costieri a salinità variabile).

La formazione di Monterumici appoggia in discordanza, nell'area del foglio, su alcune unità litostratigrafiche epiliguri (ANT, CTG, PAT, CIG e TER); in aree limitrofe anche direttamente sul substrato "ligure". L'età della formazione è attribuibile al Pliocene inferiore (subzona a *G. punctulata* di COLALONGO & SARTONI, 1979; RICCI LUCCHI *et alii*, 1981a).

4.2. - FORMAZIONE DI MONTE ADONE (ADO)

Rappresenta la parte superiore della successione tardoneogenica intrappennica ed affiora nel settore nord-orientale del foglio in destra Setta ed in Val di

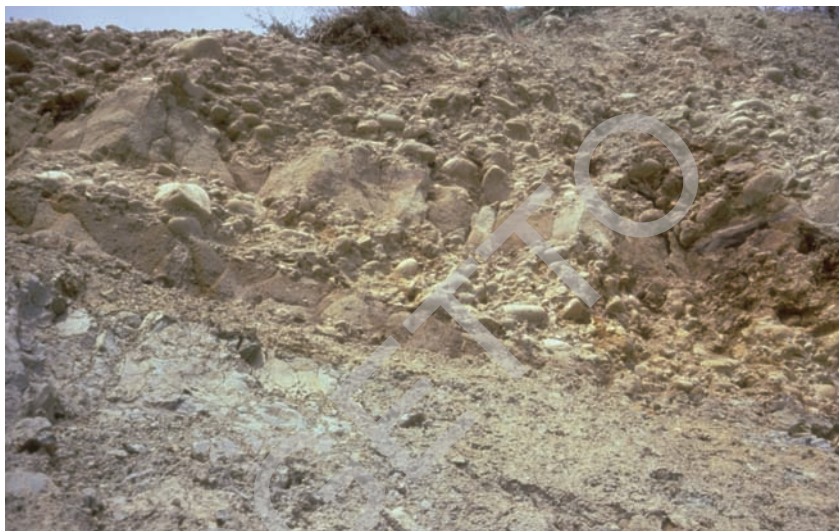


Fig. 52 - Conglomerati ad elementi grossolani e sabbie in strati lenticolari nel membro di Scascoli della formazione di Monterumici. Nell'affioramento rappresentato, ubicato a sud di S. Silvestro sullo spartiacque Reno-Setta, essi poggiano su di un orizzonte di peliti grigie ricche di resti vegetali.



Fig. 53 - Conglomerati, sabbie e orizzonti pelitici (più scuri) nella parte basale del membro di Cà di Mazza (formazione di Monterumici). Dintorni di Ca' Brusa (o Ca' Bruciata), versante destro del T. Setta poco a nord di Lama.

Savena, in un limitato affioramento in sinistra Setta e, più estesamente, in sinistra Reno, tra Sasso Marconi e Medelana. Sulla base delle caratteristiche litologiche è stata anch'essa interamente suddivisa in due membri tra loro in prevalenza sovrapposti nell'area del foglio, ma anche totalmente eteropici verso NE.

membro di Monte delle Formiche (ADO₁). Potente tra i 150 e i 200 m, è costituito (fig. 54) da prevalenti arenarie medio-grossolane giallastre, ben classate, con orizzonti conglomeratici relativamente poco potenti e con la presenza, a luoghi, di macrofossili, in genere concentrati in livelli. Esse costituiscono un corpo complesso, lateralmente continuo, caratterizzato in generale da una vistosa stratificazione obliqua a grande scala (localmente di tipo *epsilon*) con strati da medi a massicci, tabulari e concavi (festoni); al tetto degli strati sono a luoghi presenti sottili orizzonti pelitici. Verso l'alto del membro (Unità 2.2: Ricci Lucchi *et alii*, 1981a) lo spessore degli strati tende ad essere inferiore, aumenta il grado di bioturbazione e compaiono inoltre strutture da onda (*ripples*, stratificazione obliqua cuneiforme, ecc.). Il membro presenta le migliori esposizioni a sud di Sasso Marconi ed in corrispondenza dei versanti meridionali dei rilievi in destra Setta; altre buone esposizioni sono presenti in Val di Savena, tra Badolo e Livergnano. L'ambiente sedimentario è riferibile ad una piana deltizia e ad un fronte deltizio dominato dal moto ondoso; i processi sono di tipo fluviale (prevalentemente *braided*) rielaborati dal moto ondoso in modo via via più intenso andando verso l'alto del membro (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981a).



Fig. 54 - Arenarie giallastre prevalentemente medio-grossolane a stratificazione obliqua entro la formazione di Monte Adone (membro di Monte delle Formiche). Sasso Marconi, la Rupe.

membro delle Ganzole (ADO₂). Potente circa 200 m, rappresenta il corrispettivo distale di ADO1 ed è costituito in prevalenza da corpi arenacei plurimetri caratterizzati da strati da medi a molto spessi, a luoghi amalgamati a geometria cuneiforme (stratificazione obliqua a basso angolo) o concava, ma piuttosto piatta e tabulare su larga scala (fig. 55); caratteristiche le concrezioni sferoidali allineate lungo le superfici di stratificazione e gli orizzonti ricchi in resti di organismi. Questi corpi sono variamente alternati ad orizzonti costituiti da strati, a base netta e con concentrazioni di resti conchigliari, di sabbie grigie e giallastre a cementazione variabile e con abbondante matrice pelitica e da peliti, generalmente molto sabbiose. La stratificazione è spesso mal definita a causa della intensa bioturbazione; gli strati arenacei, da sottili a molto spessi, presentano strutture date da lamine piano-parallele o oblique a basso angolo, anche a geometria concavo-convessa. Le migliori esposizioni del membro si hanno lungo la strada Pianoro-Sasso Marconi nei pressi della località omonima (Ganzole) e lungo la Val di Savena. L'ambiente di sedimentazione del membro è marino costiero (barre deltizie sottomarine con abbondante rielaborazione ondosa : RICCI LUCCHI *et alii*, 1981a) e di transizione verso il largo (prodelta, *off-shore*).

Il contatto inferiore della formazione di Monte Adone su RUM è netto e discordante lungo tutto il margine meridionale della "sinclinale intrappenninica". L'età della formazione è riferibile al Piacenziano e dubitativamente alla base del Pleistocene (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981a; COLALONGO *et alii*, 1982) soprattutto sulla base di associazioni ad Ostracodi.

4.3. – SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)

Con questa denominazione vengono compresi i depositi alluvionali più recenti (età comprese tra il sub-attuale e il Pleistocene medio) affioranti in ambito regionale sia nelle zone di pianura, sia in quelle di conoide allo sbocco delle aste fluviali, sia in quelle intravallive.

Nell'ambito del foglio sono esclusivamente presenti depositi intravallivi; essi sono ubicati a varie quote sui versanti, a partire da un paio di metri più in alto rispetto al *talweg* attuale. Nell'area del foglio numerose sono le aree occupate da depositi alluvionali, ma per ragioni di rappresentatività alcuni dei lembi di depositi terrazzati di minore estensione (puntualmente distinti nella cartografia a scala maggiore) sono stati omissi.

I depositi alluvionali terrazzati del foglio sono costituiti prevalentemente da ghiaie, spesso embricate, e subordinatamente da sabbie e limi. Essi sono in genere di spessore limitato (pochi metri) e con una superficie inferiore discordante e erosiva sul substrato; verso l'alto è frequente una copertura limosa, spessa anche alcuni metri, di depositi colluviali di versante. Per motivi di praticità e per il minore numero di errori che tale modo di operare può indurre, si è scelto di non



Fig. 55 - Arenarie fini e siltose a stratificazione in prevalenza piano-parallela entro la formazione di Monte Adone (membro delle Ganzole). Strada Pianoro-Sasso Marconi.

numerare i vari ordini di terrazzi (almeno una ventina lungo la valle del Reno: AMOROSI *et alii*, 1996a), al contrario di come, tradizionalmente, è stato fatto per la redazione della Carta geologica a scala 1:10.000 dell'Appennino emiliano-romagnolo. È infatti evidente che, vista la scarsa estensione areale e il limitato spessore di molti dei depositi in questione, essi possono essere stati anche completamente erosi, di conseguenza una incompletezza del *record* stratigrafico in alcune aree porterebbe inevitabilmente, in assenza di sistematici e diffusi dati cronologici, alla proliferazione di errori di correlazione. La strada scelta è invece consistita in una attribuzione dei depositi terrazzati a insiemi più ampi, che per significato e caratteristiche fisiche si possono definire "Unconformity bounded subsurface units, o U.B.S.U." (SALVADOR, 1994), cioè corpi sedimentari compresi da superfici di discontinuità. Ogni singolo terrazzo è comunque, a sua volta, una unità di rango gerarchico inferiore essendo compreso anch'esso tra superfici di erosione. Lo studio dei terrazzi intravallivi del F. Reno e del T. Savena avviato dalla Regione Emilia-Romagna in contemporanea con lo studio stratigrafico del sottosuolo dell'alta pianura ha individuato (AMOROSI *et al.*, 1996b) alcune unità che a loro volta racchiudono vari ordini di terrazzi; queste unità sono separate da discontinuità che sembrano avere importanza ed estensione più ampia di quelle interne. Tale maggiore importanza è testimoniata dal più elevato dislivello medio delle scarpate che

separano i vari ordini. In sostanza, la successione verticale dei terrazzi mostra (AMOROSI *et alii*, 1996b) degli intervalli cronologici con alta preservazione di depositi e con basso tasso di sollevamento della catena. Essi sono separati da altri intervalli caratterizzati da un approfondimento più rapido dell'asta valliva e da una ridotta presenza di alluvioni terrazzate dovuta alla conseguente successiva maggiore erosione laterale e alla minore capacità di deposito del corso d'acqua per spostamento verso valle del punto di equilibrio tra erosione e sedimentazione.

Nell'ambito del Foglio 237 si individuano i depositi appartenenti alle sole tre unità più recenti denominate informalmente subsistema di "Ravenna" di "Villa Verucchio" e di "Bazzano"; le unità più antiche, segnalate presso il bordo padano e lungo la Val Reno in segmenti più settentrionali, risultano invece, nell'area del foglio, completamente erose.

4.3.1. - *subsistema di Bazzano* (AES₆)

I depositi attribuiti a questa unità si trovano esclusivamente nei pressi di Sasso Marconi, in sinistra Reno e in una località in Val di Setta, ad W di La Quercia. Si tratta di depositi molto sottili, al più qualche metro, a luoghi pedogenizzati intensamente, con suoli bruni e bruno-giallastri, altrove erosi. L'età è dubitativamente compresa tra il Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore.

4.3.2. - *subsistema di Villa Verucchio* (AES₇)

Comprende i terrazzi principali su cui si sono sviluppati alcuni dei maggiori centri abitati quali Sasso Marconi, Pianoro (appena fuori margine, ad Est, lungo il Savena), Marzabotto e Vergato. Il tetto dei depositi è caratterizzato da inceptisuoli di colore bruno o bruno rossastro. L'età è Pleistocenica superiore e corrisponde all'ultimo acme glaciale e dubitativamente al primo post-glaciale.

4.3.3. - *subsistema di Ravenna* (AES₈)

Unità di significato regionale trasgressivo e di età post-ultimo acme glaciale. Comprende i depositi terrazzati più prossimi al fondovalle attuale. Il tetto dei depositi è ovunque caratterizzato da Entisuoli o da Inceptisuoli con profili variabili da A-C ad A-Bw-C, fino ad A-Bw-Bk-C, di spessore mediamente inferiore al metro. I colori degli orizzonti superficiali sono variabili dal grigio-giallastro al bruno. Sulle superfici dei depositi terrazzati sono stati ritrovati insediamenti Etruschi e Romani.

L'età è riferibile all'Olocene-Attuale, per posizione stratigrafica e contenuto archeologico.

5. - DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI E COPERTURE QUATERNARIE CONTINENTALI (a cura di M. Pizziolo)

Appartengono a questo insieme tutti quei depositi, eterogenei per genesi e litologia, che sono il risultato (a partire dal Pleistocene e attraverso vari meccanismi sedimentari) della deposizione in ambiente continentale ed in discordanza sul "substrato", rappresentato dalle unità stratigrafiche descritte nei precedenti paragrafi. Questi depositi quaternari sono rappresentati, nell'area del foglio, da depositi di versante *s.l.* (frane e detriti) ed eòlici su paleosuperfici. Ad essi si aggiungono i depositi alluvionali frutto della dinamica fluviale in atto.

5.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE (**b₁**)

Sono rappresentati da depositi recenti (in evoluzione) ubicati esclusivamente entro il *talweg* attuale, in aree raggiunte durante le piene ordinarie e quelle eccezionali; essi sono in prevalenza costituiti da ghiaie e sabbie sciolte. Solamente in aree raggiunte esclusivamente da piene eccezionali sono presenti depositi più fini, spesso con una iniziale pedogenizzazione; in queste zone forte è anche la presenza di opere e attività antropiche.

5.2. - DEPOSITI DI VERSANTE

Sono stati inseriti in questa categoria molti accumuli derivati da vari processi tra i quali però la gravità gioca in genere un ruolo nettamente determinante. Le due tipologie di depositi dominanti sono infatti gli accumuli di frana e quelli di versante *s.l.*, in parte accomunate da medesimi meccanismi e processi sedimentari. Entro la prima sono stati compresi tutti quei depositi che presentano una espressione morfologica ancora sufficientemente riconoscibile; nella seconda rientrano invece quei depositi che non soddisfano questa condizione.

5.2.1. – Frane in evoluzione e Frane quiescenti (**a₁ - a₂**)

Il Foglio 237 è caratterizzato, come d'altra parte vaste aree dell'Appennino emiliano, da un grande numero di frane ma solo gli accumuli di frana di più grandi dimensioni tra quelli cartografati nel rilevamento di dettaglio a scala 1:10.000 sono stati riportati nella carta geologica; ciò per evidenti motivi grafici e di leggibilità complessiva della carta nella quale, dato il carattere di sintesi che essa riveste, si è voluto privilegiare l'aspetto più strettamente "geologico" o stratigrafico e tettonico, rispetto a quello geomorfologico.

Nella cartografia alla scala 1:50.000 sono state distinte le frane in evoluzione (**a₁**) da quelle quiescenti (senza indizi di evoluzione in atto, **a₂**) in base a

osservazioni qualitative sulle forme del terreno, danni eventuali a opere antropiche, stato della vegetazione ecc.: tale distinzione si basa, quindi, su parametri non omogeneamente distribuiti sul territorio e, per di più, soggetti a notevole interpretazione da parte del rilevatore; il risultato è che probabilmente una parte delle frane cartografate come quiescenti appartengano alla famiglia delle frane in evoluzione a cinematica lenta: è chiaro che solo con una adeguata strumentazione è possibile stabilire e discernere le frane in evoluzione con movimento lento da quelle effettivamente quiescenti. Naturalmente il contenuto litologico dei corpi cartografati è indipendente dal grado di attività e non è indicato in legenda.

Non è chiaramente possibile illustrare le caratteristiche di tutte le singole frane cartografate nel Foglio 237 non essendo stata eseguita alcuna indagine specifica, né di natura geotecnica né storica sui movimenti passati; a questo riguardo si segnala come le conoscenze storiche siano spesso scarse e frammentarie e che non esiste allo stato attuale un archivio delle conoscenze sui singoli dissesti che interessi l'intera area del foglio. Alcune frane sono state studiate nell'ambito del progetto SCAI (Studio sui Centri Abitati Instabili: C.N..R. - R.E.R.): in particolare sono state studiate le aree circostanti gli abitati di: Grizzana Morandi, Gardelletta (Comune di Marzabotto), Livergnano (Pianoro), Riola Nuova (Vergato) e S. Benedetto Val di Sambro, tutti inclusi nell'elenco degli abitati da consolidare ai sensi delle Leggi 445/1908 e 120/1987; altri centri abitati interessati da dissesti sono segnalati nell'atlante SCAI: Lagaro (Comune di Castiglione de' Pepoli), Puzzo e Savignano Ponte (Grizzana Morandi), Roncastallo (Loiano), Gabbiano Valle (Monzuno), Carbona (Vergato); inoltre numerosi edifici isolati e un grande numero di strade di varia grandezza sono continuamente coinvolti da movimenti franosi.

5.2.2. - Depositi di versante (**a₃**) e Detriti di falda (**a₆**)

Con il termine di versante sono stati indicati accumuli di detrito eterometrici ed eterogenei deposti alla base di scarpate più o meno ripide e originati presumibilmente da processi per gravità e a luoghi per ruscellamento superficiale diffuso; tali processi sono in qualche caso tuttora attivi, ma la maggior parte degli accumuli cartografati (di spessore variabilissimo) debbono essere considerati sostanzialmente fossili, anche se forte è la loro potenzialità ad essere sede di movimenti franosi minori. Sono stati inseriti in questa categoria anche corpi detritici che probabilmente sono resti di vere e proprie frane, ma che non possiedono più, come accennato in precedenza, quelle caratteristiche morfologiche che ne consentono una facile attribuzione e riconoscimento.

In genere questi depositi occupano zone morfologiche relativamente poco acclivi rispetto a quelle circostanti e sono presenti in aree occupate dalle formazioni litologicamente più competenti, soprattutto torbiditiche (MOV, MOH, SAG, LOI, ANT₄, PAT); anche in questo caso per esigenze di leggibilità della

carta sono stati cartografati solo gli accumuli di più grande estensione.

In piccole aree sul versante orientale di M. Vigese e della dorsale di M. Sole ai piedi di ripide scarpate sono stati cartografati depositi gravitativi tuttora attivi (detriti di falda: a_6) costituiti da blocchi anche di dimensioni metriche, accumulati per crolli e scivolamenti di materiali provenienti da PAT.

5.2.3. - *Depositi eluviali e colluviali (a₄)*

Si tratta per lo più di accumuli detritici eterogenei ed eterometrici, prevalentemente fini (limi e sabbie), originati per gravità, ruscellamento diffuso e subordinatamente per alterazione in posto; in qualche caso possono costituire il riempimento di piccole conche lacustri effimere o stagionali. Questi depositi sono presenti in modo limitato nell'area del foglio (soprattutto sulle "placche" costituite dalle formazioni mioceniche epiliguri) e per lo più affiorano in aree a morfologia blanda od occupano depressioni morfologiche doliniformi; presentano in genere un notevole grado di pedogenizzazione.

5.2.4. - *Antichi depositi di versante (a₅)*

Si tratta ancora di accumuli detritici eterogenei ed eterometrici costituiti da ciottoli e da blocchi prevalentemente da spigolosi a subarrotondati in matrice sabbiosa o argillosa nerastra o rossastra, a luoghi quasi assente. Sono stati inseriti in questa unità quei depositi che si differenziano da a_2 o da a_3 p.p non tanto per il processo deposizionale (si tratta infatti presumibilmente di frane), ma per il fatto che le condizioni morfologiche nelle quali questi depositi attualmente si trovano e certe loro caratteristiche litologiche (scarsa matrice, indizi di una forte pedogenizzazione) indicano chiaramente che si tratta di antichi depositi, residui di una paleomorfologia molto differente dall'attuale. Si trovano infatti spesso in aree sommitali o di crinale oppure senza traccia alle spalle delle aree di distacco. Piccoli accumuli di questo tipo sono stati cartografati presso Pian di Setta e in sinistra Aneva dove sono costituiti in prevalenza da blocchi di calcilutiti provenienti da APA. Potenti corpi costituiti soprattutto a spese di PAT affiorano poi lungo tutto il versante orientale della dorsale di M. Salvaro spingendosi fino a quote molto basse (dintorni di Puzzola), nei pressi di S. Martino (M. Sole) e nei dintorni di Vigo e Greglio (M. Vigese).

5.3. - DEPOSITI EOLICI, COLLUVIALI ED ELUVIALI SU SUPERFICI RELITTE (d₁)

Nell'area del foglio è stata cartografata un'ampia superficie relitta di lunghezza oltre gli otto chilometri, ma probabilmente suddivisibile in due parti separate da una modesta scarpata che le raccorda. Essa si sviluppa in direzione SW-NE tra Tolè

e Montepastore ed è in larga misura impostata su formazioni subliguri. Su questa superficie compaiono depositi di varia origine (gravità, colluviali), ma anche depositi di origine eolica (loess); essi sono caratterizzati dallo sviluppo di un "suolo fortemente pedogenizzato impostato su limi di colore giallo arancio, con abbondanti concrezioni ferro-manganesifere" (CLERICI, 1988). Le caratteristiche di questo paleosuolo indicherebbero una sua correlazione (CLERICI, 1988) con il "liscivato a pseudogley", attribuito (CREMASCHI, 1978) all'interglaciale Riss-Wurm (parte basale del Pleistocene superiore, circa 100.000 anni fa), segnalato presso Collecchio (FERRARI & MAGALDI, 1968) e in altre località pedemontane.

Si ritiene che questa superficie relitta (COLOMBETTI, 1975; CLERICI, 1988) potesse in passato collegarsi con l'area padana costituendo tra la fine del Pleistocene medio e la base del Pleistocene superiore un'unica superficie a bassa acclività che, a seguito del sollevamento recente dell'Appennino, è stata troncata dall'erosione delle valli del Lavino, del Samoggia e del Venola.

L'ipotesi che questa antica superficie di planazione si estendesse anche verso est e verso sud nelle aree adiacenti (attualmente più alte di quota e occupate dalla Formazione di Pantano) ha portato alla conclusione (CLERICI, 1988) che il sollevamento di queste zone orientali e meridionali (dalle quali i depositi e le morfologie della superficie di planazione sarebbero state completamente erose) sia stato possibile dall'esistenza di faglie a direzione appenninica ed antiappenninica. In base alle formazioni presenti sui blocchi opposti di queste faglie (effettivamente presenti e di grande importanza: vedi cap. V) tale ipotesi implicherebbe comunque una inversione recente del rigetto verticale apparente. La zona su cui la superficie relitta è impostata appare infatti (dal punto di vista strutturale) un'area fortemente sollevata rispetto a quelle adiacenti, essendo occupata in prevalenza dalle formazioni subliguri dell'Unità tettonica Coscogno (vedi capitolo successivo).

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA (a cura di F. Panini)

1. - INTRODUZIONE

L'Appennino settentrionale è, come noto, una catena a falde caratterizzata, come ogni catena orogenica, dalla sovrapposizione di porzioni degli elementi paleogeografici più interni su quelli più esterni, rispetto alla polarità della deformazione. L'area del Foglio 237 è interamente occupata da corpi rocciosi appartenenti alla falda sommitale dell'intero edificio orogenico, formatosi a seguito della sovrapposizione tettonica di coperture sedimentarie appartenenti a vari domini paleogeografici durante la fase di subduzione ensialica (subduzione di tipo A di BALLY *et alii*, 1985); questa falda corrisponde alle Liguridi ed alle unità litostratigrafiche su di queste sedimentatisi (depositi epiliguri e depositi neogenici del margine padano). Le unità di pertinenza toscana ed umbro-marchigiana, tettonicamente sottostanti alla coltre ligure, affiorano infatti (fig. 1) pochi chilometri a sud e ad est dell'area del foglio, mentre poco più a nord la coltre ligure è presente fino all'attuale margine padano, che rappresenta il limite esterno raggiunto dalle unità alloctone.

L'impianto strutturale del settore sud-orientale del medio Appennino emiliano (fig. 1) ed in particolare delle unità tettoniche liguri e subliguri che vi affiorano, appare essere un mosaico di notevole complessità. Esso è il risultato di deformazioni polifasiche iniziate già precocemente nelle prime fasi di chiusura oceanica e proseguite sino a tempi recentissimi. Anche se i movimenti tettonici che hanno portato alla formazione della catena nordappenninica sono da considerarsi un fenomeno pressoché continuo nel tempo, possono essere distinti alcuni momenti (fasi tettoniche) nei quali la loro intensità appare particolarmente elevata o il loro effetto in termini di registrazione strati-

grafica risulta essere piuttosto significativo.

Dopo i movimenti tardo cretacei (fase eoalpina campaniana: VAI & CASTELLARIN, 1993) e successivi fino all'Eocene inferiore che hanno in qualche caso condizionato la sedimentazione delle successioni del Dominio ligure, la individuazione e la strutturazione delle principali unità tettoniche liguri si deve alla fase mesoalpina o fase ligure, di età eocenica media. Alle fasi neoalpine precoci (fase subligure e fase intraburdigaliana: VAI & CASTELLARIN, 1993), collocabili tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore, si deve una parziale ristrutturazione del prisma di accrezione ligure e la definitiva chiusura di un bacino subligure, nonché una marcata discontinuità entro la Successione epiligure. La maggior parte dei contatti tra le unità liguri e quelli all'interno delle coperture epiligure e mesoautoctona e l'attuale assetto macrostrutturale dell'intero settore appenninico (dominato in larga misura da strutture di tipo fragile) sono invece quasi esclusivamente dovute alle fasi deformative più recenti (neoalpine tardive: "fase toscana" e fasi padano-adriatiche) di età tortoniana (?) messiniana e plio-quadernaria.

2. - GLI INDIZI DI FASI TETTONICHE PRECOCI

Rari e di incerta attribuzione sono, nell'ambito del Foglio 237, gli indizi di strutture o di particolari orizzonti stratigrafici che indicano la presenza di fasi tettoniche antecedenti l'Eocene medio.

Buona parte dei depositi liguri ed in particolar modo quelli cretacei delle successioni pre-flysch, sono caratterizzati da una fortissima deformazione pervasiva alla scala dell'affioramento, tale da obliterare in molti casi l'originario ordine stratigrafico. Recenti studi in aree limitrofe a quelle del foglio (BETTELLI *et alii*, 1994) hanno ipotizzato che tale deformazione possa essere imputata in buona parte a differenti episodi plicativi non coassiali e a fenomeni di taglio su litotipi pelitici poco o per nulla consolidati. Le caratteristiche dettagliate delle strutture deformative mesoscopiche delle unità litostratigrafiche liguri pre-flysch a dominante argillosa sono ampiamente descritte nelle note illustrative relative al Foglio 219 "Sassuolo" e 252 "Barberino del Mugello"; ad esse si rimanda tenendo conto che analoghe sono le caratteristiche mesostrutturali delle formazioni liguri affioranti nell'ambito del Foglio 237.

Non è possibile comunque allo stato attuale delle conoscenze definire se qualcuno, e quale, dei fenomeni plicativi precedentemente citati sia dovuto a fasi tettoniche precedenti a quella mesoalpina (o anche in parte a fenomeni di tettonica sinsedimentaria) o piuttosto che esse siano esclusivamente il frutto della fase ligure. Queste ipotesi non appaiono in via teorica inverosimili, considerando la differenza di stile strutturale con le successioni cretaceo-superiori e paleogeniche dei Flysch ad Elmintoidi e il lungo intervallo cronologico occupato dalle successioni liguri pre-flysch, punteggiato, in settori adiacenti al Dominio ligure,

dalle fasi tettoniche tardo cretacee eoalpine.

Possibili indizi indiretti di attività tettonica contemporanea alla sedimentazione delle successioni liguri pre-flysch possono comunque essere considerati:

- a) la presenza di breccie sedimentarie a prevalenti clasti ofiolitici, ma anche con elementi della copertura sedimentaria, associate a luoghi alle formazioni delle Argille a Palombini e delle Argille varicolori *s.l.* (AVT, AVV, AVS);
- b) la presenza di modesti orizzonti di breccie poligeniche a matrice argillosa associate alle Argille varicolori di Cassio e alle Argille varicolori della Val Samoggia e costituite da clasti di calcilutiti simili a quelle delle Argille a Palombini;
- c) la presenza, ancora entro le Argille varicolori di Cassio, di sporadici affioramenti di arenarie e microconglomerati correlabili per composizione a quelli della formazione dei Conglomerati dei Salti del Diavolo dell'Appennino parmense;
- d) la presenza di breccie argillose poligeniche (membro del Rio delle Praterie) associate stratigraficamente o poste alla base della Formazione di Poggio di età eocenica inferiore;
- e) le stesse "intercalazioni", a scala regionale, di torbiditi arenacee e arenaceo-pelitiche (SCB, APM) entro le formazioni a dominante argillosa (AVT, AVV).

Gli orizzonti stratigrafici dei punti a, b, c ed e potrebbero testimoniare di deformazioni importanti, forse a vergenza "alpina" come ipotizzato da numerosi Autori, ed erosioni a carico delle formazioni tardo giurassiche e cretache inferiori della copertura sedimentaria della crosta oceanica ligure e dello smantellamento in età tardo cretacea di un alto strutturale "austroalpino" o "insubrico".

Le breccie argillose poligeniche del membro del Rio delle Praterie, costituite da materiali cretacei provenienti dal substrato rappresentato dalle Argille varicolori della Val Samoggia, indicherebbero la presenza di una discontinuità stratigrafica alla base o all'interno della Formazione di Poggio (Paleocene?-Eocene inferiore) e potrebbero essere connesse a fasi mesoalpine precoci di poco antecedenti la fase ligure propriamente detta. In quest'ottica potrebbe forse essere possibile una correlazione tra questi depositi (breccie poligeniche a matrice argillosa) e quelli analoghi presenti a tetto della Successione della Val Rossenna nel Modenese (Breccie di Ca' del Tocco, Melange della Val Rossenna o breccie argillose del Complesso di Rio Cargnone: BETTELLI *et alii*, 1989a; BETTELLI & PANINI, 1992b).

3. - LA FASE MESOALPINA O FASE LIGURE

Alla fase mesoalpina o ligure si deve la formazione e la messa in posto delle principali unità strutturali che costituiscono oggi la stragrande maggioranza dei corpi rocciosi affioranti lungo il versante padano dell'Appennino. A seguito della tettonizzazione dell'intero Dominio ligure esterno si ha un diffu-

so scollamento delle successioni tardo-cretacee e paleogeniche dei Flysch ad Elmintoidi che, almeno in tutto il settore sud-orientale dell'Appennino emiliano, vanno a costituire delle unità strutturali indipendenti dai sottostanti "Complessi di base". Quest'ultimi poi costituiscono a loro volta più unità tettoniche, composte da simili, anche se in molti casi non identiche, formazioni. Si tratta di porzioni, probabilmente adiacenti, ma distinte, del Dominio ligure cretaceo caratterizzate da alcune differenze di tipo stratigrafico e che ora occupano differenti posizioni strutturali, per lo più reciprocamente giustapposte, nell'ambito della coltre ligure.

Nell'area del foglio sono state distinte (fig. 56) cinque unità tettoniche enucleatesi durante la fase ligure; esse costituivano una porzione della paleocate-na eocenica e su di loro è presente, con i termini stratigraficamente più bassi, la Successione epiligure. A partire dalle unità affioranti in posizione più interna (meridionale) esse sono: Unità Leo, Unità Monghidoro, Unità Morello, Unità Cassio e Unità Samoggia; la distribuzione in pianta di queste unità è riportata nello schema tettonico allegato al foglio.

3.1. - UNITÀ TETTONICA LEO

È rappresentata esclusivamente da alcune formazioni cretacee pre-flysch (Argille a Palombini, Argille varicolori di Grizzana Morandi, Arenarie di Scabiazza ed Arenarie di Poggio Mezzature) appartenenti a quell'insieme di depositi liguri noto in letteratura anche con il termine di "Complessi di base". Essa è diffusa ampiamente in tutto il settore meridionale del medio Appennino modenese e bolognese (figg. 1 e 56) e corrisponde al "Complesso di base I" in BETTELLI *et alii* (1989a; 1989d) e in BETTELLI & PANINI (1992a; 1992b). Tra le formazioni che costituiscono questa unità, grande sviluppo hanno le Argille a Palombini, mentre modesti sono gli affioramenti di Argille varicolori di Grizzana Morandi e quasi trascurabili quelli arenacei delle altre due formazioni. Tutte queste unità litostratigrafiche sono tra loro strettamente associate dal punto di vista strutturale e costituiscono attualmente, in larghissima misura, una serie di scaglie tettoniche, anche di piccole o piccolissime dimensioni, con rapporti geometrici complessi frutto per lo più della fase ligure.

Sulla base di osservazioni dirette in affioramento o di indizi indiretti si è ritenuto che esse potessero costituire una originaria successione stratigrafica collocabile, forse, in una posizione paleogeografica relativamente interna tra quelle delle unità liguri affioranti sul versante padano. Da sottolineare la presenza piuttosto diffusa di svariate masse o lembi di rocce ofiolitiche, nella quasi totalità dei casi intimamente associate alle Argille a Palombini.

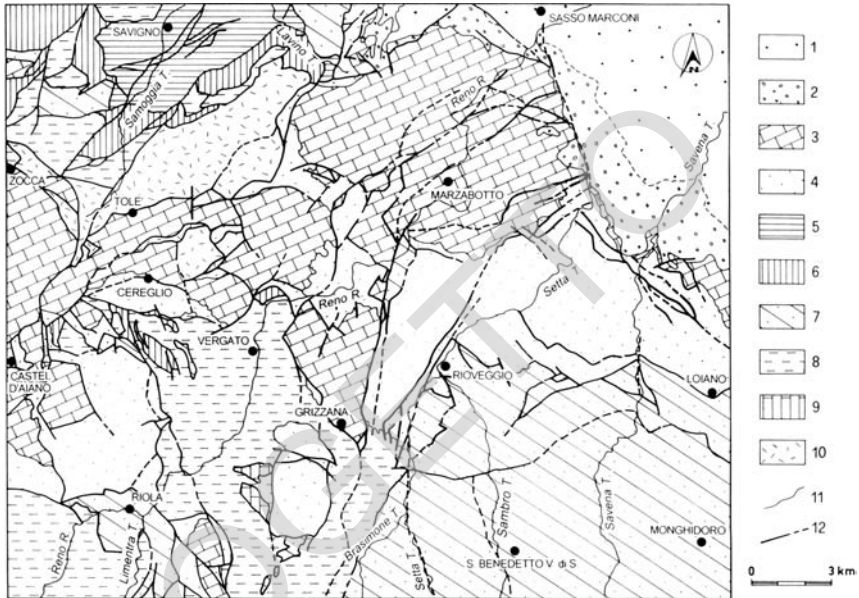


Fig. 56 - Distribuzione delle unità tettoniche e stratigrafico-strutturali del foglio. Legenda: 1) depositi del ciclo sedimentario pliocenico medio-sup.-pleistocenico; 2) depositi del ciclo sedimentario pliocenico inferiore; 3) depositi epiliguri post-fase burdigaliana; 4) depositi epiliguri pre-fase burdigaliana; 5) Unità tettonica Samoggia; 6) Unità tettonica Cassio: Sub-unità Panaro; 7) Unità tettonica Monghidoro; 8) Unità tettonica Leo; 9) Unità tettonica Morello; 10) Unità Coscogno; 11) limiti stratigrafici; 12) contatti tettonici s.l.

3.2. - UNITÀ TETTONICA MONGHIDORO

È costituita dalle unità litostratigrafiche della Successione della Val Rossenna che, nell'ambito del foglio, è rappresentata dalle sole formazioni di Monte Venere e Monghidoro (Gruppo del Sambro: ABBATE, 1969). L'unità affiora principalmente nel settore sudorientale del foglio (fig. 56) a costituire la vasta "placca" di Monghidoro sulla cui struttura e significato diverse sono state in passato le opinioni a riguardo (SIGNORINI, 1938; BRUEREN, 1941; MERLA, 1951; MAXWELL, 1959a; 1959b; HSÜ, 1967; ABBATE, 1969; HEMMER, 1971; BRUNI, 1973; TEN HAAF, 1985). Altri lembi di dimensioni più modeste affiorano anche nel settore occidentale del foglio in rapporti geometrici spesso complessi con altre unità stratigrafico-strutturali liguri.

3.3. - UNITÀ TETTONICA MORELLO

È rappresentata esclusivamente dai piccoli lembi di torbiditi calcarenitico-marnose attribuite alla Formazione di M. Morello ed affioranti in Val Reno, tra Riola e Vergato (fig. 56) in stretti rapporti con la Unità Leo. A NW di Montecatone Ragazza ai lembi di Formazione di M. Morello sono associate rocce ofiolitiche prevalentemente gabbriche in rapporti probabilmente tettonici con le torbiditi eoceniche.

3.4. - UNITÀ TETTONICA CASSIO

Nell'area del foglio questa unità stratigrafico strutturale è esclusivamente rappresentata dai depositi appartenenti al cosiddetto "Complesso di base" (Argille a Palombini, Argille varicolori di Cassio e Arenarie di Scabiazza) che in tutto il settore sud-orientale dell'Appennino emiliano costituiscono di fatto una unità tettonica indipendente (Sub-Unità del Panaro) da quella costituita dalle formazioni torbiditiche cretaceo-paleoceniche (Flysch di Monte Cassio e Argille di Viano).

Al contrario di ciò che accade per l'Unità Leo, grande sviluppo hanno le formazioni delle Argille varicolori (di Cassio) e delle Arenarie di Scabiazza, mentre più subordinati risultano essere gli affioramenti di Argille a Palombini. Anche se buona parte dei contatti tra queste formazioni, pervasivamente deformate alla scala dell'affioramento, possono essere considerati di tipo tettonico, la presenza di litofacies di transizione a scala regionale consente di ipotizzare originari legami stratigrafici tra di esse. Particolarmente stretti, fino ad una completa eteropia laterale, devono essere considerati i rapporti tra Argille varicolori di Cassio e Arenarie di Scabiazza, in quest'area rappresentate prevalentemente dalle litofacies pelitico-arenacee.

La sub-unità tettonica, corrispondente al Complesso di base II di BETTELLI *et alii* (1989a) e BETTELLI & PANINI (1992a; 1992b) affiora esclusivamente a NE del F. Reno (fig. 56) e principalmente tra Montepastore e Monteombraro che può essere considerato il limite sud-orientale dell'affioramento dell'intera Unità tettonica Cassio, diffusa peraltro, verso NW, fino all'Appennino pavese e al Monferrato.

3.5. - UNITÀ TETTONICA SAMOGGIA

È presente esclusivamente nel quadrante nordoccidentale del foglio implicata entro la zona di taglio neogenica antiappenninica del Lavino-Samoggia (fig. 56). Affiora invece con continuità più a nord dove costituisce il substrato ligure delle successioni epiliguri e mesoautoctone del Pedepennino bolognese (Complesso di base III: BETTELLI & PANINI, 1992a). Essa è rappresenta-

ta dalle formazioni delle Argille varicolori della Val Samoggia, di Poggio e di Savigno e corrisponde all'Unità strutturale Savigno di BETTELLI & PANINI, 1992b. La prima di queste unità litostratigrafiche, che come tutte le formazioni cretacee liguri a dominante argillosa presenta la quasi completa distruzione dell'originario ordine stratigrafico alla scala dell'affioramento, è di fatto strutturalmente indipendente dalle altre, le quali, al contrario, mostrano in qualche punto rapporti stratigrafici ancora conservati. L'assoluta mancanza in quest'area di depositi epiliguri impedisce di riconoscere se qualcuno dei contatti tettonici che mettono a contatto le Argille varicolori della Val Samoggia e il binomio Poggio-Savigno sia da imputare alla fase ligure piuttosto che, come peraltro sembra più probabile, alle fasi neogeniche più recenti.

3.6. - GLI ELEMENTI STRUTTURALI DELLA FASE LIGURE

Nell'area del Foglio 237, ma anche in tutto il settore sud-orientale dell'Appennino emiliano, le varie unità stratigrafico-strutturali che costituiscono la coltre ligure non si ritrovano tra loro sistematicamente sovrapposte e con rapporti geometrici univoci (fig. 57). Esse infatti sono in molti casi giustapposte le une alle altre o affiorano in aree differenti al di sotto della copertura epiligure. In molti casi appare chiaro come questa giustapposizione (spesso posta sul prolungamento di dislocazioni che interessano i depositi epiliguri) sia da imputare alle fasi neogeniche; in altri essa appare più dubbia, mancando un controllo su adiacenti affioramenti epiliguri. Quasi mai comunque i depositi epiliguri, anche quando presenti con continuità, "sigillano" direttamente, in modo non equivoco, elementi strutturali del substrato ligure. Della miriade di contatti tettonici che separano le varie unità litostratigrafiche (e stratigrafico-strutturali) affioranti nell'area del foglio, solo alcuni contatti a basso angolo che non si inquadravano con facilità nello schema relativo alle dislocazioni imputabili alle fasi neogeniche, sono stati attribuiti, nello schema tettonico allegato, alla fase mesoalpina o ligure.

Quanto alle strutture plicative imputabili a tale fase, l'assetto mesostrutturale di molte delle formazioni liguri e subliguri pre-eoceniche medie, dominato da resti di pieghe isoclinali (BETTELLI *et alii*, 1994; 1996), suggerisce che anche alla scala cartografica possano esistere strutture plicative congruenti che coinvolgano tali formazioni. Sfortunatamente il loro riconoscimento sul terreno risulta particolarmente difficoltoso a causa della diffusa presenza di contatti meccanici *s.l.* o tettonici tra le stesse formazioni ed in particolare modo per quelle cretacee a dominante argillosa (Complessi di base *Auctt.*). Solo per le formazioni torbiditiche (Successione della Val Rossenna e della Val Lavino) sono state riconosciute strutture plicative a scala cartografica.

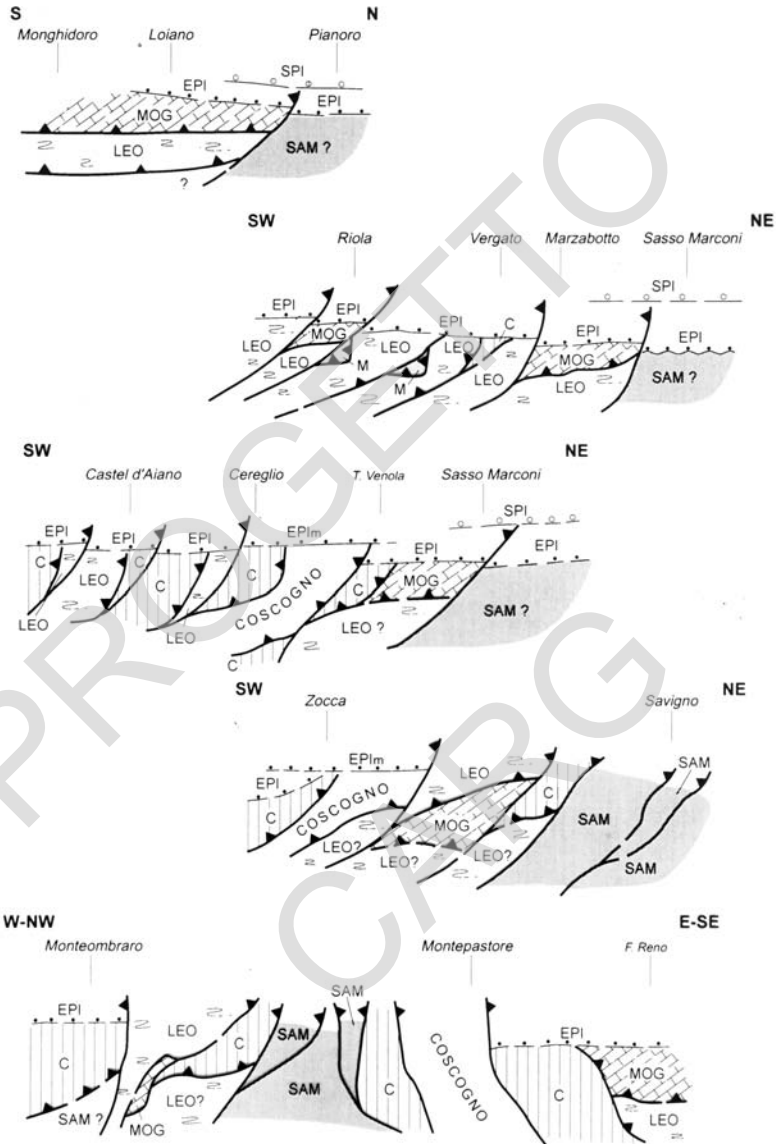


Fig. 57 - Rapporti schematici tra le unità tettoniche lungo alcune sezioni indicative del foglio.
 Legenda: LEO = Unità tettonica Leo; MOG = Unità tettonica Monghidoro; SAM = Unità tettonica Samoggia; C = Unità tettonica Cassio (Sub-unità del Panaro). M = Unità tettonica Morello; COSCOGNO = Unità tettonica Coscogno; EPI = Successione epiligure; EPI m = Successione epiligure miocenica; SPI = Successione neogenica del margine padano; depositi penealloctoni intrappenninici.

3.6.1 - *La struttura di Monghidoro*

Essa rappresenta, con qualche dubbio come vedremo, forse l'unica macrostruttura plicativa imputabile alla fase ligure presente nell'area del foglio; può però essere paragonata per estensione e tipologia ad altre vaste strutture che interessano in aree nordoccidentali i Flysch ad Elmintoidi liguri ed in qualche caso i loro complessi di base.

La prova che si tratta di una struttura imputabile alla fase ligure è, come già sottolineato da numerosi autori, l'appoggio stratigrafico di depositi basali della Successione epiligure sulle formazioni di Monghidoro e Monte Venere sia diritte che rovesciate.

Per quanto riguarda in dettaglio la struttura della "placca" di Monghidoro, lungo la Val di Savena e la Val di Sambro, nella parte più meridionale del foglio, è presente una successione rovesciata relativamente poco deformata con la Formazione di Monte Venere in posizione sommitale (fig. 58). Questa successione si sovrappone tettonicamente con un contatto a basso angolo o sub-orizzontale, lungo le valli del Setta e del Brasimone alla Formazione di Monghidoro caratterizzata da strati a polarità normale. Una tale sovrapposizione è visibile anche ad est di Monghidoro, al di fuori dell'area del foglio, lungo la valle dell'Idice. L'ipotetica zona di cerniera tra il fianco rovesciato esteso in affioramento per una dozzina di chilometri in direzione E-W e quello diritto, virtualmente presente nella parte inferiore dell'intera "placca" al di sotto di quello rovesciato, non è però mai osservabile. Rimane dunque una grande incertezza sulla effettiva natura e geometria della struttura ed in particolare se si possa trattare di una originaria sinclinale rovesciata isoclinale della quale sia stata laminata e poi erosa la zona di cerniera o di due porzioni caratterizzate da una originaria indipendenza strutturale e separate da un vero e proprio sovrascorrimento di entità regionale. Pur non potendo propendere in modo netto per una delle due ipotesi in base agli oggettivi dati di terreno, è però possibile sottolineare come nell'Appennino modenese le formazioni della Successione della Val Rossenna siano coinvolte in una struttura sinclinale sub-isoclinale ad asse grossomodo appenninico (N140°-150°) simile a quello ipotizzato da BRUNI (1973) sulla base delle impronte di corrente misurate sia sul fianco diritto che su quello rovesciato della ipotetica struttura di Monghidoro. In corrispondenza del contatto tra fianco a polarità normale e fianco inverso non sono comunque mai stati segnalati, nell'Appennino bolognese, lembi dei depositi sommitali della successione affioranti nel Modenese.

La chiara sovrapposizione di una successione rovesciata su di una diritta non è più osservabile nella porzione settentrionale della "placca" in prossimità degli affioramenti epiliguri. Qui infatti elementi strutturali successivi alla fase ligure sembrano aver notevolmente complicato e mascherato l'originario assetto strutturale delle unità litostratigrafiche della Successione della Val Rossenna. Nello schema tettonico allegato è stata attribuita con molte incertezze alla fase ligure anche una blanda sinforme, a piano assiale subverticale ed asse meridiano

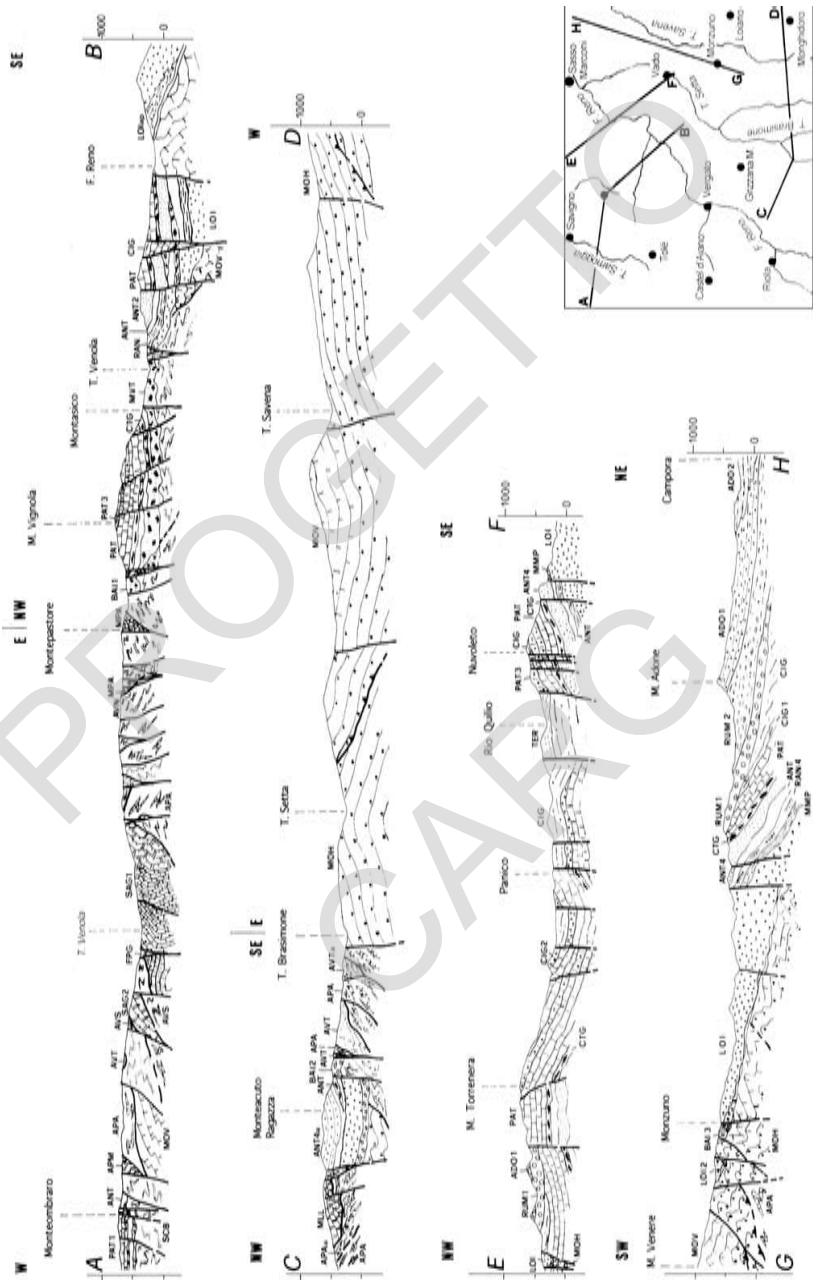


Fig. 58. - Sezioni geologiche relative all'area del foglio.

LEGENDA: ADO₂ = formazione di Monte Adone (membro delle Gantole); ADO₁ = formazione di Monte Adone (membro di Monte delle Formiche); RUM₂ = formazione di Monterumici (membro di Cà di Mazza); RUM₁ = formazione di Monterumici (membro di Scascoli); TER = Formazione del Termina; CIG = Formazione di Cigarello; CIG₂ = Formazione di Cigarello (Membro di Monte Luminasio); CIG₁ = Formazione di Cigarello (Membro di Montalto Nuovo); PAT = Formazione di Pantano; PAT₃ = Formazione di Pantano Pantano (Membro di Calvenzano); PAT₁ = Formazione di Pantano (Membro di Sassoguidano); CTG = Formazione di Contignaco; MVT = Breccie argillose della Val Tiepido-Carossa; ANT = Formazione di Antognola; ANT₄ = Formazione di Antognola (Membro di Anconella); ANT_{4a} = Membro di Anconella (litozona arenaceo-pelitica); RAN = Formazione di Ranzano (membro di Albergana); MMP = Marne di Monte Piano; LOI = Formazione di Loiano; LOI_{ap} = Formazione di Loiano (litozona arenaceo-pelitica); LOI₂ = Formazione di Loiano (Membro di Montzano); BAI₁ = Breccie argillose di Baiso (Membro della Val Fossa); BAI₂ = Breccie argillose di Baiso (Membro di Pitan di Setta); BAI₃ = Breccie argillose di Baiso (Membro di Poggio Cavaliera); MLL = Formazione di Monte Morello; SAG₂ = Formazione di Savigno (Membro di San Prospero); SAG₁ = Formazione di Savigno (Membro di Villa); FPG = Formazione di Poggio; MOH = Formazione di Monghidoro; MOV = Formazione di Monte Venere; SCB = Arenarie di Scabiazza; APM = Arenarie di Poggio Mezzature; AVT = Argille varicolori di Grizzana Morandi; AVT_a = Argille varicolori di Grizzana Morandi (litozona argillitica); AVS = Argille varicolori della Val Samoggia; APA = Argille a Palombini; APA_a = Argille a Palombini (litozona argillitica); MPA = formazione di Montepastore; AVN = argille e calcari del Torrente Lavinello.

sub-orizzontale, che interessa le due formazioni torbiditiche rovesciate affioranti nella parte sommitale della "placca". La mancanza di una qualsiasi copertura epiligure rende in ogni caso assolutamente incerta tale attribuzione cronologica; unico indizio a favore è una certa ipotetica coassialità con la struttura plicativa isoclinale della quale rappresenterebbe dunque un ripiegamento tardivo o un semplice riaggiustamento per "bending" passivo.

3.6.2. - *La struttura di Savigno*

Viene dubitativamente attribuita alla fase mesoalpina o ligure una complessa struttura plicativa che interessa la Formazione di Savigno affiorante in Val Samoggia a sud della località omonima. Le condizioni di affioramento di questa formazione terziaria (compresa entro una zona di taglio certamente attiva durante le fasi neogeniche: zona del Lavino-Samoggia) e la assoluta mancanza di copertura epiligure rendono comunque non certa l'attribuzione della struttura a questa fase tettonica; indizi a favore sono in ogni caso lo stile deformativo e la considerazione che la tettonica successiva (almeno quella neogenica) sia, per la coltre alloctona ligure, quasi esclusivamente di tipo fragile o caratterizzata da blandi piegamenti.

Il rilevamento di dettaglio ha messo in luce come su vaste aree di affioramento la Formazione di Savigno mostri strati a polarità inversa. Esse sono soprattutto presenti in sinistra del T. Samoggia; lungo il Rio Maledetto, in destra del torrente, la formazione presenta invece assetti a polarità normale ed è visibile il passaggio stratigrafico tra i due membri che costituiscono la formazione. Il membro stratigraficamente più alto (Membro di San Prospero) è presente nella zona centrale della "placca" di Savigno, mentre ai "bordi" della stessa affiora soprattutto il membro basale. Una tale situazione è stata interpretata (non senza incertezze dato che una vera e propria zona di cerniera non è osservabile) come una originaria sinclinale rovesciata verso E-NE (fig. 58) con il fianco diritto orientale piuttosto verticalizzato. Numerose dislocazioni (tra le quali alcune trasversali impostate parallelamente al Samoggia) e strutture plicative locali complicano parecchio la sinclinale; queste strutture plicative secondarie (localizzate sul fianco normale e non interpretabili come pieghe parassite della struttura maggiore) e la stessa verticalizzazione del fianco diritto possono essere forse attribuite alla tettonica successiva alla fase ligure.

3.7. - I RAPPORTI TRA LE UNITÀ TETTONICHE: L'EDIFICIO STRUTTURALE DELLA CATENA EOCENICA

Pur tenendo conto delle premesse svolte in precedenza sulle effettive "suturi" epiliguri presenti, è possibile tentare di delineare, seppure in modo molto

approssimativo, quale poteva essere, almeno in questo settore della paleocatena, la distribuzione delle unità tettoniche liguri alla fine della fase mesoalpina, prima della sedimentazione della Successione epiligure. La tettonica successiva pur determinando una forte impronta sull'assetto strutturale dell'area del foglio non sembra aver modificato in modo sostanziale (fig. 57), almeno a scala regionale, i rapporti spaziali tra alcune delle unità tettoniche liguri ed in particolar modo di quelle affioranti nella parte più meridionale del foglio; su questo argomento torneremo comunque in seguito.

Si può così sottolineare come la grande "placca" costituita dall'Unità tettonica Monghidoro, che dalla zona omonima potrebbe forse estendersi più a nord, al di sotto delle epiliguri fino alla media Val Reno e, più dubitativamente fino alla Val Lavino, in genere sovrasti tettonicamente, con una superficie sub-orizzontale, le formazioni dell'Unità tettonica Leo (fig. 57). Tale sovrapposizione è intuibile poco ad est e a sud dell'area del foglio, nelle alte valli dell'Idice e del Santerno e nella zona di Castel dell'Alpi (SIGNORINI, 1938; BRUNI, 1973; BETTELLI & PANINI, 1992). Un simile rapporto di sovrapposizione tra Unità Monghidoro e Unità Leo (presente peraltro in vaste aree dell'Appennino modenese; BETTELLI *et alii*, 1989a) è osservabile anche nella zona di Riola e per alcuni piccoli lembi presenti a sud di Monteacuto Ragazza. In altri casi invece, come ad ovest di Vergato, i rapporti tra Unità Leo e piccoli lembi di torbiditi attribuite alla Successione della Val Rossenna sono piuttosto complessi avendosi sia sovrapposizione che sottoposizione. Poco a sud-est di Monteombraro si ha infine, con un contatto sub-orizzontale ritenuto con qualche dubbio riferibile alla fase ligure (fig. 56), la sovrapposizione di Argille a Palombini attribuite all'Unità tettonica Leo su di una sorta di "finestra" costituita dalla Formazione di Monte Venere (figg. 57, 58).

Circa i rapporti tra l'Unità Morello e le altre unità tettoniche liguri si è già detto degli stretti rapporti con l'Unità Leo. Nell'area del foglio infatti piccoli lembi (dell'ordine di qualche metro in certi casi) di queste torbiditi calcareo-marnose eoceniche rappresentano di fatto delle scaglie tettoniche entro le Argille a Palombini. Tale condizione, che può peraltro ragionevolmente mettere in dubbio la necessità e l'opportunità di considerarle come appartenenti ad una unità tettonica indipendente, pare sia stata acquisita, come già ipotizzato in passato sulla base di indizi indiretti e non decisivi (PANINI, 1986), durante la fase ligure e non in virtù di fasi successive. A sostegno di questa ipotesi è stata recentemente segnalata nei pressi di Serra di Carviano, entro uno dei corpi di breccie argillose poligeniche posti alla base della Successione epiligure, la presenza, assieme a materiale proveniente dalle unità Leo e Monghidoro, di clasti litoidi riferibili per litologia ed età alla Formazione di Monte Morello. Ciò indicherebbe dunque che i rapporti tra le unità in questione dovevano già essere sostanzialmente acquisiti, anche se non necessariamente nei termini e con le configurazioni geometriche attualmente osservabili, alla fine della fase ligure. Se le considerazioni fatte in precedenza sono esatte, anche la deformazione interna della Formazione di Monte Morello e il suo scollamento dall'originario substrato (COLI & FAZZUOLI,

1983) devono quindi essere collocate antecedentemente alla parte sommitale dell'Eocene medio.

Per quanto riguarda i rapporti tra Unità tettonica Leo e Unità tettonica Cassio, tralasciando l'area nordoccidentale del foglio (zona del Lavino-Samoggia) dove i rapporti tra le unità sono stati in modo evidente modificati dalla tettonica neogenica, si può sottolineare come tra Castel d'Aiano e Vergato siano presenti scaglie delle due unità in rapporti complessi (fig. 57), tali da far supporre che essi possano essere stati acquisiti, almeno in larga misura, durante la fase ligure. A indiretta conferma di ciò testimonierebbe la presenza, più a NW, al di fuori dell'area del foglio (area di Maserno-Gaiato: Foglio 236), ad ovest degli affioramenti epiliguri di Zocca-Montese, di una analoga area caratterizzata dalla forte "commistione" tra le due unità tettoniche. In quanto alle formazioni epiliguri affioranti a cavallo della zona di Castel d'Aiano e Vergato, esse, pur presentando alcune significative differenze stratigrafiche relative alla parte inferiore, eo-oligocenica, della successione, danno l'impressione di "saldare" (anche se non in modo diretto) le strutture complesse del substrato ligure e poco probabile appare l'ipotesi di una locale ristrutturazione del substrato stesso in epoche pre-mioceniche.

Completa il riesame della "struttura" della catena eocenica, l'analisi dei rapporti tra le unità tettoniche Cassio e Samoggia. Essi non sono direttamente desumibili dalla situazione strutturale attuale, frutto di fasi più recenti (figg. 57, 58), ma la distribuzione attuale degli affioramenti delle due unità a scala regionale fa supporre che le Argille varicolori della Val Samoggia e le formazioni paleogeniche di Poggio e Savigno potessero rappresentare alla fine della fase ligure una porzione più esterna del prisma di accrezione ligure, giustapposto o parzialmente sottostante all'Unità tettonica Cassio. Verso est, data la chiusura dell'Unità Cassio, è del tutto probabile, al di sotto dei depositi pliocenici intrappenninici, una giustapposizione diretta tra il binomio Leo-Monghidoro e l'Unità tettonica Samoggia, come peraltro è possibile osservare più ad est, nella media valle dell'Idice a nord di Bisano e in Val Sillaro, poco al di fuori dell'area del foglio.

4. - LE FASI NEOALPINE PRECOCI (FASI SUBLIGURE ED INTRABURDIGALIANA)

L'elemento che caratterizza la fase tettonica subligure, nell'area del foglio e in tutto il settore sud-orientale dell'Appennino emiliano, è senza dubbio l'individuazione e la messa in posto di una nuova unità tettonica (Unità Coscogno) costituita sia da formazioni cretaceo-oligoceniche di pertinenza o affinità subligure, sia da formazioni liguri per lo più appartenenti all'Unità tettonica Cassio (fig. 56). Tale commistione (in qualche caso particolarmente spinta, con scaglie di ordine metrico) è presente in particolar modo nell'Appennino modenese e ha portato a definire questa unità tettonica come

un vero e proprio "melange" (Melange di Coscogno: BETTELLI & PANINI, 1985; 1992a; BETTELLI *et alii*, 1989a) correlabile forse con altre affioranti nell'Appennino reggiano e parmense (Unità della Val Staffola: DE NARDO *et alii*, 1992). Sui meccanismi che hanno portato a questa situazione è stata ipotizzata una riesumazione, per effetto di meccanismi compressivi fuori sequenza o in alternativa per effetto di tettonica estensionale (CAPITANI, 1993), di parte delle successioni subliguri già sottoscorse al di sotto dei settori frontali della catena eocenica ligure (BETTELLI *et alii*, 1989a). Stante l'assenza di metamorfismo, anche epizonale, nei lembi subliguri coinvolti in tale sottoscorrimento, come peraltro si osserva anche per i depositi omologhi affioranti in corrispondenza dell'alto Appennino (Unità di Canetolo), esso deve essere avvenuto ad un livello strutturale piuttosto superficiale.

Nell'area del foglio l'Unità tettonica Coscogno, costituita quasi esclusivamente dalle formazioni ad affinità subligure, affiora in corrispondenza di una zona di alto strutturale (rappresentata dalla zona di taglio neogenica del Lavino-Samoggia) dal quale la Successione epiligure è stata completamente erosa. La stessa unità tettonica è però presente anche in una piccola "finestra" tra Cereglio e Tolè, completamente circondata dalle formazioni epiliguri mioceniche (porzioni di Breccie della Val Tiepido-Canossa, delle Formazioni di Antognola e Contignaco e soprattutto della Formazione di Pantano) le quali sono comunque per lo più a contatto con le formazioni subliguri attraverso faglie subverticali. Sulla base di ciò, resta incerta la natura del substrato della Successione epiligure: esso potrebbe essere costituito da unità tettoniche liguri *s.l.* o piuttosto dall'Unità tettonica Coscogno.

Nel primo caso le faglie suddette avrebbero un rigetto piuttosto forte e determinerebbero l'esumazione (attraverso superfici estensionali a basso angolo?) di una unità profonda, sottostante alla coltre ligure *s.s.*. In questa ipotesi l'età di formazione dell'Unità tettonica Coscogno sarebbe incerta, pur dovendo comunque essere collocata posteriormente all'Oligocene superiore o alla base del Miocene, età della più recente delle formazioni subliguri coinvolte.

Nel secondo caso la Successione epiligure miocenica (fig. 57) sigillerebbe di fatto l'avvenuta intersezione nel Miocene inferiore, secondo le modalità ipotizzate in precedenza, di un'unità tettonica ad affinità subligure entro la catena "ligure" prodotta dalle precedenti fasi mesoalpine. Quest'ultima ipotesi, pur non avendo a favore prove decisive, trova una eventuale indiretta conferma nelle caratteristiche di forte frammentarietà e di variabilità da zona a zona della Successione epiligure eo-oligocenica in tutto l'Appennino emiliano sud-orientale, frammentarietà e variabilità che contrastano nettamente con la discreta continuità e gradualità nello sviluppo delle facies osservabile per la parte superiore della successione. Particolarmente significativa è la presenza di grandi corpi di breccie argillose poligeniche testimonianti una forte instabilità tettonica. A questo proposito il grande evento "Canossa" (depositi di colata di materiale ligure entro la Formazione di Antognola: FAZZINI & TACOLI, 1961; PAPANI, 1963; 1971) databile per l'appunto al Miocene basale (FREGNI & PANINI, 1988)

e diffuso su gran parte del versante padano dell'Appennino, potrebbe rappresentare la risposta sedimentaria alla ristrutturazione in atto dell'edificio strutturale eo-oligocenico.

4.1. - CONSIDERAZIONI SULLA TETTONICA PALEOGENICA E SULLA STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE EPILIGURE EO-OLIGOCENICA

Sull'entità e sulle caratteristiche della ristrutturazione a cui si accennava in chiusura del precedente paragrafo (ma anche dei probabili movimenti tettonici eocenici superiori e oligocenici ad essa antecedenti) sono, come accennato in precedenza, ancora molte le incertezze, anche in considerazione del fatto che le successive fasi tettoniche hanno spesso modificato i rapporti geometrici tra le coeve formazioni epiliguri eo-oligoceniche. Una questione importante riguarda la effettiva originaria contiguità o relativa vicinanza tra le varie successioni epiliguri presenti in aree differenti del foglio (figg. 25 e 38) o più in generale dell'intero Appennino emiliano, ovvero se i rapporti spaziali che ora tra di esse esistono fossero "grosso modo" quelli originari e in sostanza se, con l'ovvia esclusione delle aree dove si ebbe la commistione con elementi subliguri, esse in qualche modo "saturino" di fatto le unità liguri della catena eocenica.

Analizzando queste successioni epiliguri si può osservare che esse presentano (figg. 25 e 39) molte differenze in termini di spessore e di facies (BETTELLI *et alii*, 1989b), ma se si escludono i depositi di colata (breccie argillose poligeniche) la cui natura è strettamente associata al substrato presente, sono costituite per lo più dalle stesse unità litostratigrafiche (fig. 25). Se tale fatto può apparire di scarsa importanza nel caso di formazioni costituite da litofacies piuttosto "banali" (MMP, ANT) rappresentate da pelagiti e torbiditi distali e da emipelagiti di scarpata-bacino, più significativo appare per unità caratterizzate da specifici e peculiari apporti clastici (LOI, ANT₄ e per certi versi anche RAN). Quest'ultime (LOI e ANT₄), pur se soprattutto legate alle unità tettoniche Monghidoro e Leo, sono in realtà presenti (con spessori in genere nettamente inferiori) anche in aree dove il substrato ligure è rappresentato dalle Unità tettoniche Cassio (Val Panaro) e Samoggia (Pedeappennino bolognese) suggerendo una possibile contiguità tra queste unità liguri già al momento della sedimentazione delle formazioni epiliguri.

In conclusione l'effetto delle fasi tettoniche eoceniche superiori e oligoceniche sembra aver determinato un forte condizionamento nella coeva sedimentazione epiligure, ma non una sostanziale modifica dei rapporti spaziali tra le unità tettoniche liguri così come ereditate dalla fase mesoalpina (fig. 56).

Da sottolineare è ancora, in coda a questo paragrafo, l'importanza della fase intraburdigaliana che determina un netto cambiamento in termini paleoambientali entro la Successione epiligure ("passaggio" Contignaco-Pantano). Essa mostra però gli effetti più evidenti all'esterno del bacino epiligure con la chiusura e la deformazione di alcune delle avanfosse "toscano" ancora attive

(Falterona-Macigno "esterno", Cervarola *p.p.*?) alle quali si associano (VAI & CASTELLARIN, 1993) l'apertura, più all'esterno, di nuovi bacini ("Cervarola" esterno, Marnoso-Arenacea interna) e significativi cambiamenti di facies nelle successioni di avanfossa in corso di sedimentazione.

5. - LE FASI NEOALPINE TARDIVE

5.1 - INTRODUZIONE

Si deve alle fasi tettoniche più recenti (Messiniano inferiore-Pleistocene) la stragrande maggioranza degli elementi tettonici presenti nell'ambito del Foglio 237. Dal punto di vista macrostrutturale regionale (fig.1) l'area del foglio è compresa tra due grandi elementi a direzione appenninica ed è a ridosso di un elemento trasversale di pari importanza, tutti frutto in buona parte o in ogni caso riattivati durante le fasi tettoniche post-serravalliane o post-tortoniane. Essi sono, all'interno (SW), il fascio di dislocazioni corrispondenti al "fronte" delle unità torbiditiche terziarie di pertinenza toscana (Cervarola) e all'esterno (NE) il fronte pedecollinare e collinare (Lineamento Pedeappenninico) coincidente con l'attuale margine padano. A questi elementi longitudinali si aggiungono la "Linea del Sillaro" e la parallela "Linea dell'Idice" (ad andamento trasversale e ubicate pochi chilometri ad est dell'area del foglio), le quali rappresentano svincoli cinematici di grande significato connessi con la strutturazione compressiva recente della zona pedecollinare bolognese (Sistema arcuato del Sillaro: CASTELLARIN *et alii*, 1986; CASTELLARIN & PINI, 1989; BETTELLI & PANINI, 1992b).

5.1.1. - Il significato del "fronte pedeappenninico" e del "fronte interno"

Sul significato geodinamico e sull'assetto geometrico del fronte pedecollinare come elemento compressivo legato (CASTELLARIN *et alii*, 1986; 1994) ad una riattivazione fuori-sequenza rispetto ai fronti compressivi sepolti delle cosiddette "Pieghe romagnole" (PIERI & GROPPI, 1981), non vi sono validi elementi di incertezza. Sul significato e sulla geometria del "fronte" più interno, ritenuto dalla maggior parte degli Autori come una riattivazione di tipo compressivo che ha portato ad un accavallamento degli elementi toscano-umbri sulle Liguridi (o meglio sulle unità strutturalmente sottostanti a queste: Unità di Canetolo, Unità Ventasso, Unità Sestola-Vidiciatico, Melange di Firenzuola), esistono ancora, almeno per il settore modenese e bolognese, alcune perplessità. Se infatti in qualche punto sono effettivamente osservabili sovrapposizioni tettoniche delle formazioni torbiditiche terziarie sulle unità suddette a causa di riattivazioni tardive, nel complesso il cosiddetto "fronte" del Cervarola appare come una serie di faglie ad alto angolo o subverticali la cui immersione verso

SW è in più punti tutt'altro che un fatto scontato. In molte zone poi le arenarie terziarie sono coinvolte lungo il contatto in anticlinali rovesciate con geometrie compatibili con l'ipotesi di una loro enucleazione in epoca posteriore al sovrascorrimento delle unità telealloctone (Sestola-Vidiciatico); in tal caso il "fronte" avrebbe semplicemente il significato di una superficie di *thrust* ripiegata. A supporto dell'interpretazione di questa dislocazione come elemento distensivo vi è invece la considerazione che le Liguridi *s.s.*, che affiorano in genere qualche chilometro a NE del "fronte" dei "Flysch terziari", sono spesso anch'esse limitate a SW da faglie subverticali ad andamento parallelo, in qualche caso certamente immergenti verso NE e quindi interpretabili come elementi distensivi tardivi rispetto all'impilamento delle "falde" o delle grandi unità strutturali. Il presunto collegamento (CASTELLARIN *et alii*, 1994) tra strutturazione compressiva fuori-sequenza del "fronte" del Cervarola durante le fasi tardo-messiniane e plioceniche e ripresa della traslazione della coltre ligure verso l'area padana è dunque, anche sulla base delle considerazioni svolte in precedenza, una questione aperta. Al momento non vi è infatti alcun elemento per ritenere che la struttura interna complessiva delle unità toscane (dominata effettivamente da una serie di elementi tettonici tra loro accavallati o sistemi di scaglie embricate: GÜNTHER & REUTTER, 1985; MARTINI & PLESI, 1988; BETTELLI *et alii*, 1989e; CHICCHI & PLESI, 1992; 1995) sia dovuta a movimenti o riattivazioni di età post-messiniana.

Nonostante la possibilità che anche il "fronte" interno possa rappresentare un elemento di tipo distensivo, al momento non sembra supportata da alcuna prova certa l'ipotesi della semplice connessione (COLI, 1993; CARMIGNANI *et alii*, 1993; ARTONI *et alii*, 1994; CASTELLARIN *et alii*, 1994), attraverso piani concavi di tipo listrico, delle dislocazioni distensive presenti nella parte assiale o interna (versante toscano) della catena con le faglie inverse a basso angolo o i sovrascorrimenti del fronte pedeappenninico e delle strutture padane sepolte.

5.1.2. - *Gli elementi macrotettonici*

Tornando agli elementi strutturali propri del foglio, essi sono soprattutto rappresentati da sistemi di dislocazioni ed in un caso anche da un elemento plicativo di estensione cartografica. La raccolta di dati mesostrutturali è al momento oltremodo incompleta e ciò impedisce di avere a disposizione elementi certi o puntuali indicazioni sulla cinematica e sul significato di questi sistemi di faglie. Il quadro che si ricava da una pura analisi "cartografica" o macrostrutturale e dall'applicazione di semplici modelli di deformazione fragile ha dunque per il momento molti gradi di incertezza e deve ritenersi un primo approssimativo approccio alla comprensione della tettonica recente di questo settore appenninico.

Secondo il modello ed il contesto deformativo adottato, il sottoscorrimento degli elementi marchigiano-romagnoli e padani embricati al di sotto della

coltre ligure, ha determinato, a partire dal Miocene superiore, lo sviluppo o la riattivazione di numerose dislocazioni entro la coltre stessa; queste sono per lo più rappresentate (fig. 59) da faglie inverse a direzione prevalentemente appenninica e immersioni verso SW e da sistemi di faglie subverticali ad andamento prevalentemente antiappenninico ($N20^{\circ}-50^{\circ}$) ritenute in larga misura di tipo trascorrente o transpressivo. Le seconde di norma interrompono sistematicamente le prime, ma possono forse essere considerate legate agli stessi eventi deformativi e rappresentare delle linee di svincolo tra settori soggetti ad una evoluzione strutturale parzialmente indipendente. Esse sarebbero geneticamente connesse agli avanscorrimenti e rappresenterebbero in molti casi l'effetto della convergenza e sovrapposizione di sovrascorrimenti e faglie inverse affiancate.

A queste dislocazioni si aggiungono poi, determinando in buona parte lo stile strutturale dell'area del foglio, comune peraltro a tutto il medio Appennino emiliano, numerosi sistemi di faglie sub-verticali ad andamento prevalentemente appenninico, verosimilmente tardive e di tipo distensivo. A causa della loro geometria quasi sempre ad alto angolo o verticale, forte è la possibilità che esse rappresentino delle riattivazioni di preesistenti dislocazioni caratterizzate da cinematica di tipo trascorrente. Il quadro deformativo così sommariamente riassunto trova analogie con quello descritto recentemente per altri settori della catena nord-appenninica (PEROTTI & VERCESI, 1992).

5.2. - I SISTEMI DI FAGLIE INVERSE

Tra le faglie inverse, in genere caratterizzate da piani ad alto angolo, si possono segnalare (fig. 59) quelle presenti a nord di Riola che giustappongono le Argille a Palombini e la Formazione di Monghidoro a sud, alle formazioni epiliguri eo-oligoceniche affioranti al bordo meridionale della placca Zocca-Castel d'Aiano. Altre faglie inverse si ritrovano più a nord ancora in Val Reno, tra Vergato e Cereglio; anche in questo caso le formazioni dell'Unità tettonica Leo si accavallano parzialmente sui depositi epiliguri eo-oligocenici e poco più a nord un simile accavallamento giustappone la Formazione di Contignaco a quella di Pantano.

A NW di Monte Venere, tra Rioveggio e Monzuno, sono state interpretate come faglie di tipo compressivo alcune dislocazioni che portano le formazioni di Monghidoro e Monte Venere a giustapporsi alle formazioni epiliguri; in modo simile, sulla base di una forte analogia geometrica con le precedenti, sono state considerate come inverse e dovute alle fasi tettoniche più recenti, anche alcune faglie che giustappongono tra loro in maniera complessa, poco più a SE, le stesse formazioni liguri.

Più a nord, tra il Reno ed il Setta, faglie inverse portano le arenarie calcaree della Formazione di Pantano che costituiscono i rilievi di M. Giovine (a nord di Marzabotto) ad accavallarsi sulle peliti della Formazione di Cigarellino;

da sottolineare che in Val Setta sembra implicato in queste dislocazioni anche un piccolo lembo di arenarie e peliti plioceniche inferiori.

Nella parte settentrionale del foglio, infine, alcuni sistemi di faglie interpretate come compressive sono strettamente collegate alla zona di taglio sinistra del Lavino-Samoggia e portano a giustapposizioni tra varie unità tettoniche. Esse consentono infatti l'accavallamento delle Unità Monghidoro e Cassio sull'Unità Samoggia o dell'Unità Coscogno sull'Unità Cassio e di quest'ultima ancora sull'Unità Monghidoro sottostante alle formazioni epiligruri affioranti sul versante destro della Val Lavino. Sistemi di faglie inverse sono presenti in quest'area anche all'interno dell'Unità Samoggia e portano ad accavallamenti ripetuti tra Argille varicolori della Val Samoggia e Formazione di Savigno.

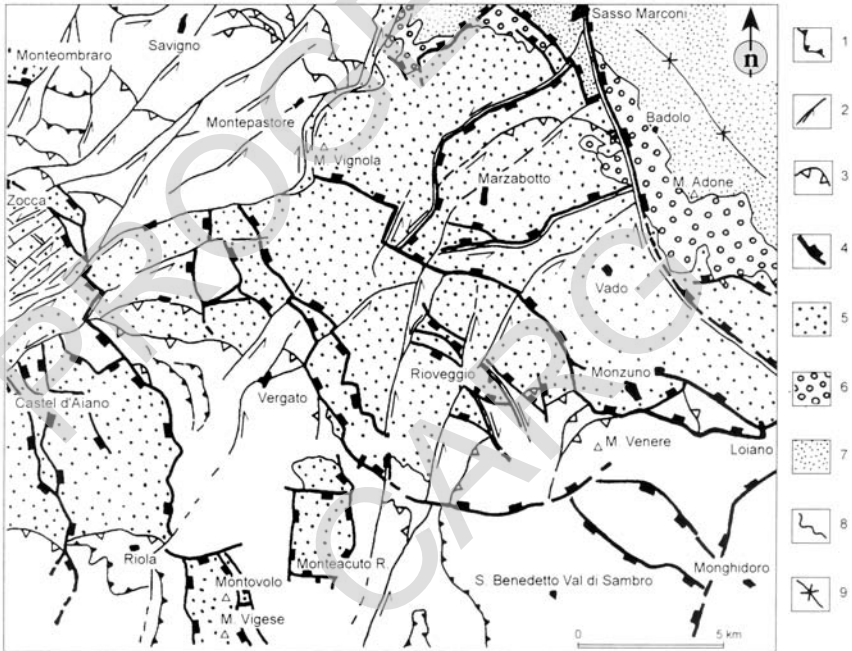


Fig. 59 - Tentativo di caratterizzazione cinematica dei principali elementi tettonici del foglio. *Legenda:* 1) Faglie inverse e sovrascorrimenti attribuiti alla fase tettonica ligure; 2) Linee trasversali a prevalente cinematica trascorrente attivate o riattivate durante le fasi recenti (post-Messiniano inf.); 3) Principali sistemi di faglie inverse post-messiniane; 4) Principali sistemi di faglie subverticali distensive tardive; 5) Depositi epiligruri; 6) Depositi del ciclo sedimentario pliocenico inferiore; 7) Depositi del ciclo sedimentario pliocenico medio-sup.-pleistocenico; 8) Contatti stratigrafici; 9) Traccia di piano assiale di sinclinale.

5.3. - I SISTEMI TRASVERSALI TRASCORRENTI

Sono localizzati soprattutto nel settore occidentale del foglio ed in particolar modo lungo la Val Reno e la Val Setta e a NW di Tolè dove costituiscono i numerosi svincoli trasversali della zona di taglio del Lavino-Samoggia. Nello schema allegato a queste note (fig. 59) essi vengono interpretati da un punto di vista cinematico e per facilitarne la descrizione viene ad essi attribuita (fig. 60) anche una denominazione sommaria al pari dei numerosi sistemi di faglie distensive di cui si tratterà più avanti. I principali tra questi elementi a carattere trascorrente verranno descritti qui di seguito a partire dai sistemi più orientali. La maggior parte di essi sono stati interpretati come caratterizzati da movimenti complessivi di tipo sinistro sulla base, oltre che di considerazioni macrostrutturali a scala regionale, anche delle poche osservazioni di tipo mesostrutturale fino ad ora compiute e per la zona del Lavino-Samoggia dai dati disponibili in letteratura (CAPITANI, 1993; 1997). Solo poche dislocazioni ad andamento appenninico o grossomodo meridiano (N140°-180°) sono state interpretate come faglie trascorrenti destre sulla base di una compatibilità cinematica teorica con i sistemi sinistri considerati come ad essi coniugati.

5.3.1. - *Linea di Rioveggio*

Si tratta di uno dei sistemi di dislocazioni trasversali che risultano più evidenti sulla base dei dati cartografici. Corre in prevalenza lungo l'alveo del T. Setta dal bordo meridionale del foglio fino all'altezza della località Quercia a nord. Nella parte meridionale la linea determina la giustapposizione tra la grande "struttura" di Monghidoro (vedi oltre) ed i terreni dell'Unità tettonica Leo; più a nord oltre Pian di Setta, essa determina un vistoso relativo innalzamento (o un effettivo spostamento verso NE) del blocco orientale dal quale, fino all'allineamento Rioveggio-Monzuno-Loiano, le formazioni epiliguri sono state completamente erose. Lungo questo tratto della linea, tra Pian di Setta e Rioveggio sul versante sinistro del Setta, affiorano scaglie allungate anche di piccole dimensioni di peliti delle Marne di Monte Piano, giustapposte per lo più alle arenarie della Formazione di Loiano. A nord di Quercia la linea attraversa longitudinalmente il versante sinistro della Val Setta, correndo a ridosso degli affioramenti della Formazione di Pantano di M. Sole-M. S. Barbara e laminando parte della successione oligocenica sottostante, ancora con un innalzamento relativo del blocco orientale. La linea viene poi intercettata in corrispondenza del corso del Setta, nei pressi di Lama, dalla "Linea del Setta", uno dei sistemi di dislocazioni a direzione appenninica. Considerazioni sulla presenza della base stratigrafica e sulle caratteristiche della Successione epiligure affiorante ad ovest ed ad est della Linea di Rioveggio, potrebbero suggerire che la giustapposizione lungo la porzione meridionale della linea stessa, tra Unità tettonica Monghidoro e

Unità tettonica Leo possa essere stata acquisita durante la fase ligure. La Linea di Rioveggio potrebbe quindi essersi impostata su di una originaria sutura eocenica, poi riattivata durante le fasi neogeniche. Non vi sono, naturalmente, dati certi che possano avallare questa ipotesi: la linea può anche, in alternativa, essere considerata un elemento tardivo del tutto indipendente dalla "sutura" eocenica.

È opportuno segnalare come la prosecuzione meridionale della linea, al di fuori dell'area del foglio, determini, tra Camugnano e Castiglione dei Pepoli, un netto "gradino" nell'allineamento del contatto tra la coltre ligure *s.l.* e l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico di pertinenza "toscana", quest'ultima si presenta vistosamente sollevata e avanzata in corrispondenza del blocco sud-orientale, con una sistematica immersione assiale delle strutture verso NW.

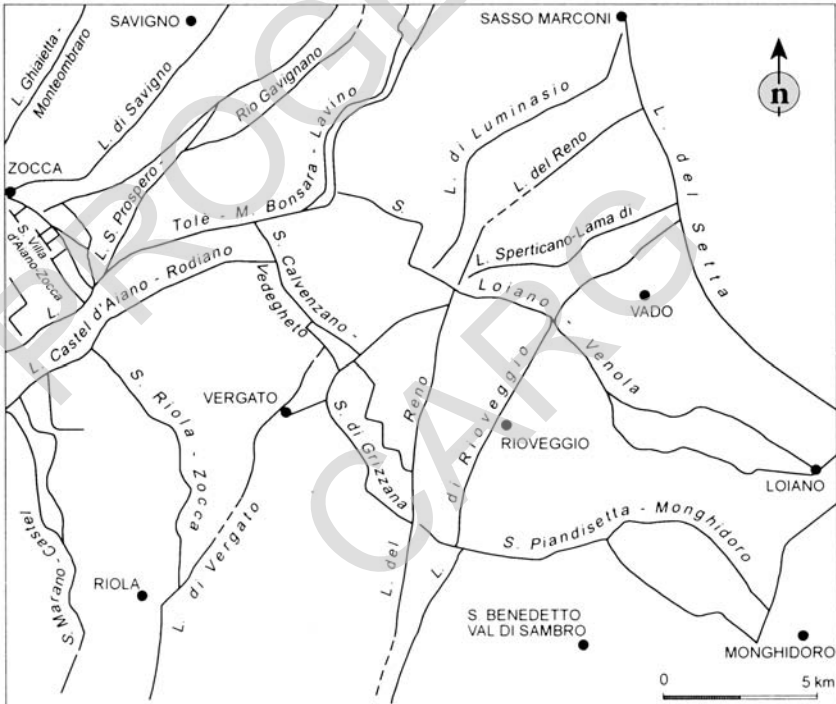


Fig. 60 - Nomenclatura dei principali sistemi di dislocazioni del foglio. Per le spiegazioni si veda il testo.

5.3.2. - *Linea del Reno*

Corre grossomodo parallela alla precedente Linea di Rioveggio passando a sud nei pressi di Grizzana per poi entrare, proseguendo lungo il versante orientale di M. Salvaro, in Val Reno in corrispondenza di Pioppe di Salvaro. Segue poi il corso del fiume fino a Marzabotto ed oltre, per poi ripassare in Val Setta in corrispondenza della sella di S. Silvestro. Dai pressi di Marzabotto verso NE, si affiancano ad essa altri due sistemi di dislocazioni antiappenniniche ubicate sul versante destro e sinistro della Val Reno (Linea Sperticano-Lama di Setta e Linea di Luminasio), delle quali la seconda può essere eventualmente ritenuta la continuazione della Linea di Vergato, linea di cui si tratterà in seguito. Queste due linee determinano un vistoso abbassamento relativo dell'area tra loro compresa nella quale affiorano i depositi miocenici medi e superiori delle formazioni di Cigarello e del Termina. Verso NE tutte queste dislocazioni terminano anch'esse contro la Linea del Setta, mentre la prosecuzione meridionale della Linea del Reno non è ben evidente andando a interessare i litotipi caotici dell'Unità Leo; è assai probabile un suo avvicinamento alla Linea di Rioveggio se non una vera e propria confluenza.

Gli effetti più importanti dell'attività lungo la Linea del Reno si hanno nel settore centrale della linea, tra Grizzana e Marzabotto. Il blocco orientale risulta nel complesso vistosamente "sollevato" e alle formazioni epiliguri mioceniche vengono giustapposte le formazioni del substrato ligure (dell'Unità Leo ad est di Grizzana e dell'Unità Monghidoro nei pressi di Sibano) e quelli epiliguri eo-oligocenici. Osservazioni di tipo mesostrutturale compiute nei pressi di Veggio hanno mostrato faglie a direzione antiappenninica con prevalenti elementi che indicano cinematiche di tipo trascorrente; piccoli rigetti apparenti (di tipo normale probabilmente) si hanno anche in antichi depositi di versante da geliflusso testimoniando l'attività recente di questo sistema di dislocazioni, il cui allineamento è peraltro evidentissimo dall'esame delle foto aeree sia a piccola che a grande scala.

5.3.3. - *Linea di Vergato*

Si tratta di una serie di dislocazioni associate alla precedente Linea del Reno con la quale confluiscono poco a nord di Pioppe di Salvaro. Su queste dislocazioni è, in alcuni tratti, impostato il corso del Reno fino a Riola e da questa località a sud, il corso del T. Limentra di Treppio.

Gli effetti più vistosi si hanno nei pressi della località omonima dove, alla Formazione di Pantano affiorante in sinistra del Reno, si giustappongono le Argille a Palombini dell'Unità tettonica Leo, apparentemente sollevate e probabilmente traslate verso NE. Tra Calvenzano e Pioppe di Salvaro la linea è meno evidente, ma determina un diverso assetto strutturale dei depositi epiliguri: nel blocco occidentale si ha una monoclinale poco deformata immergen-

te verso W-NW, mentre sul lato orientale le formazioni epiliguri pre-Bismantova sono decisamente più frammentate e l'assetto generale della successione immerge a E-NE. A sud di Vergato la linea è di difficile individuazione interessando le rocce "caotiche" dell'Unità Leo, mentre nei pressi di Riola la sua ipotetica prosecuzione tronca le faglie inverse presenti in sinistra del Reno e determina un netto sollevamento relativo del blocco orientale isolando inoltre una piccola scaglia di depositi epiliguri (le brecce e le arenarie del Membro di Monzuno affioranti in località Rocchetta Mattei) interamente circondata dalle formazioni dell'Unità tettonica Monghidoro. Verso sud, al di fuori del foglio, la sua possibile dubbia prosecuzione, potrebbe essere rappresentata dal bordo orientale della "placca" cretaceo-paleogenica di Castel di Casio (Unità Monghidoro).

Indicazioni sull'attività recentissima anche di questa linea (in termini di rigetto verticale con sollevamento relativo del blocco orientale) sembrano documentati dalla marcata asimmetria (versante sinistro più ampio e con spartiacque a quote più elevate) della Val Reno (ELMI, 1971).

5.3.4. - *Linea del Setta*

Presenta rispetto a tutti i sistemi di dislocazioni prima descritti una orientazione completamente differente: essa corre infatti (figg. 59, 60) in direzione N 160° lungo il corso del Setta da Sasso Marconi fino all'altezza di Lama-Villa d'Ignano, per poi proseguire in direzione circa N130° fino alla zona di Farnè-Anconella. Una sua possibile prosecuzione verso SE al di fuori dell'area del foglio è ipotizzabile in corrispondenza del bordo meridionale degli affioramenti epiliguri di Scanello-M. Bibeles, fino all'Idice.

La linea del Setta viene qui inserita dubitativamente tra i sistemi a cinematica trascorrente o transpressiva in quanto non si dispone al momento di nessun dato mesostrutturale che lo confermi; per compatibilità genetica con le linee antiappenniniche viste sopra è stata interpretata, in accordo con CREMONINI & FARABEGOLI (1992), come trascorrente destra. L'effetto macrostrutturale più evidente è comunque quello di un vistoso apparente abbassamento relativo del settore nord-orientale prevalentemente occupato in affioramento dai depositi mesoautoctoni del Pliocene intrappenninico. Essi si giustappongono infatti, lungo il corso del Setta, ai depositi del Gruppo di Bismantova che costituiscono il substrato dei limitati lembi pliocenici presenti ancora in sinistra Setta. L'entità notevole del rigetto verticale apparente lungo questa dislocazione è ben evidente dai dati del pozzo Sasso Marconi 1 (si veda la sezione geologica in calce al foglio) che è ubicato sul blocco nord-orientale ad un centinaio di metri dalla dislocazione. In corrispondenza della perforazione, infatti, la base della Successione epiligure, rappresentata dalla Formazione di Monghidoro (BRUNI, 1973) o dalla Formazione di Monte Venere, è stata incontrata ad oltre 2300 m di profondità; una decina di chilo-

metri a SW, lungo il Reno, essa invece è affiorante. Il rigetto verticale lungo la Linea del Setta è comunque stimabile sui 500-600 m; il dislivello residuo, oltre che dall'immersione generale della successione verso NE, è dato in prevalenza da altri due sistemi di dislocazioni: la Linea Sperticano-Lama di Setta e il Sistema Loiano-Venola (vedi oltre).

Il tratto più meridionale della Linea del Setta (costituita in realtà da numerose dislocazioni subparallele) interessa invece soprattutto i depositi epiliguri pre-Bismantova determinando le numerose ripetizioni e giustapposizioni delle Formazioni di Loiano, Monte Piano, Ranzano e Antognola della zona di Farnè.

L'attività tettonica lungo questa linea appare documentabile fino ad oltre il Pliocene superiore dato che nei pressi di Sasso Marconi vengono interessati anche i depositi del secondo "ciclo" pliocenico. Ciò appare confermato dalle osservazioni di tipo stratigrafico sui depositi pliocenici intrappenninici caratterizzati, ai due lati della linea, da significative differenze di spessore (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981a) e da deviazioni del campo degli *stress* desunte da misure mesostrutturali su ciottoli degli stessi depositi (FESCE & PINI, 1987). Così come per altri sistemi di dislocazioni subverticali ad andamento appenninico di cui si tratterà in seguito, è altamente probabile come detto in precedenza, anche per questa linea, una cinematica di tipo distensivo, tardiva.

5.4. - LA ZONA DI TAGLIO DEL LAVINO-SAMOGGIA

Si tratta di una complessa struttura che presenta le caratteristiche di una zona di trascorrenza/transpressione sinistra (CAPITANI, 1993; 1997) estesa per circa 8 km in senso trasversale (NW-SE) e circa 25-30 km ed oltre in senso longitudinale. Nell'area del foglio (figg. 59, 60) è presente la parte più meridionale di questa struttura, che nel complesso ha le caratteristiche di un "alto strutturale" in corrispondenza del quale affiorano, tra le altre unità del substrato ligure, le formazioni ad affinità subligure dell'Unità Coscogno (fig. 57).

L'intervallo cronologico nel quale la zona di taglio ha prodotto i massimi effetti traslativi può essere compreso tra il Messiniano ed il Pliocene inferiore: poco più a nord dell'area del foglio molte delle dislocazioni antiappenniniche transpressive e degli avanscorrimenti vengono infatti suturate dai depositi del Pliocene medio-superiore intrappenninico di Castello di Serravalle - M. S. Pietro. In aree settentrionali, presso il margine appenninico sono comunque segnalati movimenti posteriori lungo alcune delle linee trasversali della zona di taglio (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; BARTOLINI *et alii*, 1983; CAPITANI, 1993; 1997).

Nell'area del foglio la zona di taglio del Lavino-Samoggia è caratterizzata da alcuni sistemi di dislocazioni trasversali (fig. 60) per lo più orientati in senso antiappenninico (N10°-50°) e tra loro spesso collegati da faglie minori. Di questi sistemi di faglie, particolarmente importanti sono i due che delimitano lateralmente la zona di taglio, i quali presentano una notevole estensione sia verso NE che verso SW.



Fig. 61 - Litotipi della Formazione di Pantano (membro di Sassoguidano) affioranti lungo la strada Cereglio-Castel d'Aiano presso il bivio per S. Lucia ed in corrispondenza della Linea Castel d'Aiano-Rodiano. Essi sono interessati da una fratturazione pervasiva che maschera quasi completamente l'originaria stratificazione. Nella foto è particolarmente evidente un sistema di mesofaglie ad alto angolo con spaziatura decimetrica, immergente verso destra.

5.4.1. - Linea Castel d'Aiano-Rodiano

Può essere considerata come marginale o esterna in relazione alla "struttura" del Lavino-Samoggia, correndo parallela, ma in posizione esterna, rispetto alla linea Tolè-M. Bonsara-Lavino che limita in senso stretto, verso SE, la zona di taglio (fig. 60).

Essa interessa soprattutto i depositi del Gruppo di Bismantova che in corrispondenza di questo sistema vengono a contatto, nei dintorni di Serra Sarzana a sud e di Rodiano a nord, con il substrato ligure e subligure. L'effetto complessivo alla scala della carta è quello di un apparente abbassamento del lato NW, in corrispondenza del quale, in alcune aree, affiorano le peliti della Formazione di Cigarello. Particolarmente interessante la zona ad ovest di Rodiano dove lungo la linea (in realtà costituita da più dislocazioni tra loro subparallele) vengono direttamente a contatto le Arenarie di Ponte Bratica e le argille e calcari del Torrente Lavinello, subliguri, e la Formazione di Cigarello, simulando rigetti verticali apparenti di notevole entità.

In tutta l'area a cavallo della linea la Formazione di Pantano (fig. 61) è inte-

ressata da una forte deformazione alla mesoscala, caratterizzata in genere da faglie subverticali a cinematica trascorrente o transpressiva; nell'area tra Tolè e Madonna di Rodiano la deformazione fragile a carico della Formazione di Pantano è particolarmente pervasiva, tanto da produrre per un'estensione etto-metrica una vera e propria roccia di faglia entro la quale non sono più osservabili le superfici primarie di stratificazione. Nella zona di Cereglio-Rocca di Roffeno (figg. 56, 59) contro la linea terminano lateralmente i fronti di accavallamento presenti sul versante sinistro del Vergatello dei quali potrebbe dunque rappresentare una sorta di rampa laterale.

5.4.2. - *Linea Tolè-M.Bonsara-Lavino*

Costituisce il vero e proprio limite sud-orientale della zona di taglio, giustapponendo, in quasi tutto il tratto presente nel foglio, le unità tettoniche Coscogno, Cassio e Monghidoro alle formazioni epiliguri di Tolè, M. Vignola e M. Bonsara, a loro volta interessate da altre numerose dislocazioni (fig. 62) parallele alla principale. Verso nord, oltre l'area del foglio, la linea continua verso M. S. Giovanni e la bassa Val Lavino (CAPITANI, 1993; 1997) fino al margine appenninico dove già da tempo ne sono stati riconosciuti gli effetti a carico delle successioni plioceniche (PIERI, 1961; BONGIORNI, 1962; RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; CASTELLARIN *et alii*, 1985). Poco a SW di Tolè la linea entra nella "placca" miocenica di Zocca-Castel d'Aiano, per poi proseguire ancora a SW, nell'adiacente Foglio 236 "Pavullo", lungo il bordo nordoccidentale degli affioramenti miocenici epiliguri di Montese.

Sul terreno la linea risulta costituita da un grande numero di dislocazioni tra loro anastomizzanti, fino a costituire un vero e proprio "fascio". Esse giustappongono tra loro, nell'alta Val di Venola, le formazioni ad affinità subligure dell'Unità tettonica Coscogno, che si accavalla poi verso NE sull'Unità tettonica Cassio, la quale a sua volta è, come già descritto, coinvolta con altre unità tettoniche liguri in ulteriori accavallamenti. In questo tratto la linea (Linea dell'Alto Lavino: CAPITANI, 1993; 1997) è stata considerata come rampa laterale ed obliqua di queste strutture compressive frontali e localmente sede di movimenti transpressivi destri.

5.4.3. - *Linea S. Prospero-Rio Gavignano*

Anche in questo caso si tratta di un fascio di dislocazioni scomponibili in almeno due elementi principali (CAPITANI, 1993; 1997). Esse corrono lungo il versante destro della Val Samoggia per poi passare a nord in Val Lavino lungo il Rio Gavignano e proseguire verso nord fuori dall'area del foglio, fino a connettersi presso Calderino con la Linea Tolè-M.Bonsara-Lavino o eventualmente con una analoga linea (M. Paderno-Calderino: CAPITANI, 1993; 1997) presente sul

versante sinistro del Lavino. Verso sud la linea pare sdoppiarsi: un ramo confluisce ancora nella Linea Tolè-M.Bonsara-Lavino poco a SW di Tolè, un altro passa più a nord interrompendosi contro il limite di affioramento dei depositi miocenici di Zocca-M. Acuto.

Entro il fascio di deformazione sono implicati in modo estremamente complesso varie unità liguri tra cui le unità tettoniche Leo e Cassio e lembi dell'Unità tettonica Monghidoro (fig. 58). Esse sono giustapposte verso SE all'Unità tettonica Coscogno, mentre a NW si addossano e in parte sovrascorrono l'Unità tettonica Samoggia.

Il carattere cinematico complessivo di questo fascio di dislocazioni subverticali è ancora di tipo trascorrente sinistro (CAPITANI, 1993; 1997); il forte coinvolgimento di varie unità tettoniche liguri, caratterizzate sembra da traslazioni orizzontali dell'ordine forse di alcuni chilometri, ha fatto ritenere che la linea possa essersi impostata su elementi strutturali più antichi, ereditati dalle fasi mesoalpine eoceniche o più recenti. Rigetti di tale entità non sono infatti ipotizzabili per la Formazione di Pantano che affiora immediatamente a sud di questo fascio di dislocazioni, tra Cereglio e Zocca.



Fig. 62- La Formazione di Contignaco affiorante sul versante destro del T. Lavino a sud di Borra, in corrispondenza di una dislocazione prossima e parallela alla Linea Tolè-M. Bonsara-Lavino. La formazione presenta una vistosa deformazione di tipo fragile; nella foto sono visibili alcune superfici di mesofaglie e l'originaria stratificazione non è quasi più apprezzabile. Sulla sinistra del torrente (non visibili nella foto), a pochi metri di distanza, affiorano le Marne di Monte Piano e le Breccie argillose di Baiso (Membro della Val Fossa).

5.4.4. - *Linea di Savigno*

Si tratta di un fascio di dislocazioni orientato tra N20° e N50° che, nel tratto più settentrionale affiorante nel foglio, interessano principalmente i terreni dell'Unità Samoggia determinando ripetute giustapposizioni laterali tra le formazioni che costituiscono questa unità strutturale.

A sud di S. Prospero interessa invece le unità tettoniche Cassio, Monghidoro e Leo determinando lo sviluppo di sistemi di avanscorrimenti indipendenti sui due lati e la troncatura verso SE della Formazione di Monte Venere affiorante lungo il Rio del Bignami. Anche in questo caso, così come per la linea precedente con la quale peraltro tende a confluire, si ha una terminazione della linea verso SW, contro gli affioramenti miocenici di Zocca-M. Acuto.

Nel complesso il sistema di dislocazioni di Savigno è caratterizzato (CAPITANI, 1993; 1997) da una serie di faglie subverticali immergenti a reggi-poggio rispetto ai due versanti della Val Samoggia e soggette ad una cinematica trascorrente o transpressiva di tipo sinistro.

5.4.5. - *Linea Monteombraro-Ghiaietta*

Costituisce il limite nordoccidentale della zona di taglio del Lavino-Samoggia. Nell'area del foglio essa è rappresentata da un breve tratto passante a SE di Monteombraro, ma essa prosegue più a nord (CAPITANI, 1993; 1997) fino agli affioramenti pliocenici di Tiola correndo lungo la valle del T. Ghiaietta. Alla prosecuzione della Linea Monteombraro-Ghiaietta possono essere eventualmente attribuite anche una serie di dislocazioni ad andamento meridiano che a nord dell'area del foglio, dalla zona di Monteombraro passando tra Ciano e M. Montanara, giungono fin'oltre Castello di Serravalle. Esse, così come nell'area del foglio, limitano verso SE l'Unità tettonica Cassio che affiora estesamente in Val Panaro giustapponendola e in parte sovrapponendola alle Unità tettonica Leo e soprattutto Samoggia, quest'ultima affiorante lungo tutto il Pedepennino bolognese (fig. 1). Sulla base di una perforazione ubicata pochi chilometri a nord del limite del foglio (Pozzo Ciano) e di alcuni affioramenti di scaglie metriche è stato ipotizzato (CAPITANI, 1993) che lungo queste dislocazioni a carattere compressivo o transpressivo sia stata coinvolta anche la parte superiore (Gruppo di Bismantova) della Successione epiligure.

Verso SW la prosecuzione della linea, nell'adiacente foglio 236 è ipotizzabile lungo il bordo nord-occidentale della "placca" miocenica di Zocca e forse ancora più a sud a bordare verso est gli affioramenti della Formazione di Monte Venere affiorante nei dintorni di S. Giacomo Maggiore.

5.4.6. - *Il Sistema Villa d'Aiano-Zocca*

A SW della zona di taglio del Lavino-Samoggia propriamente detta, tra le prosecuzioni sudoccidentali delle linee laterali che limitano la zona di taglio, sono presenti vasti affioramenti di depositi appartenenti al Gruppo di Bismantova (fig. 56); essi sono separati da quelli del substrato ligure e sub-ligure della zona di taglio, da uno dei sistemi di dislocazioni a direzione appenninica probabilmente distensive. Con buone probabilità queste unità litostratigrafiche (G. di Bismantova) risentono comunque in modo vistoso dei movimenti connessi alla transpressione sinistra della zona di taglio. Sono infatti presenti una serie di numerose dislocazioni cartografabili subverticali, di lunghezza in genere modesta, ma organizzate in due sistemi a orientazione circa N40°-60° e N130°-140°. In termini cinematici ad esse potrebbero essere teoricamente attribuiti il significato di trascorrenti rispettivamente sinistre e destre, per analogia con i movimenti ipotizzati lungo l'adiacente area nordorientale.

5.5. - I SISTEMI DISTENSIVI TARDIVI

Si tratta ancora di faglie ad alto angolo, largamente presenti in quasi tutta l'area del foglio; la loro esistenza è stata particolarmente evidenziata, in quelle zone dov'è presente, dal rilevamento di dettaglio della Successione epiligure o da giustapposizioni tra questa ed il substrato ligure.

Nell'ambito del foglio, tra le numerose faglie cartografabili ritenute, sulla base di una semplice analisi geometrica, di tipo distensivo (fig. 59), sono stati distinti (fig. 60) quattro sistemi di dislocazioni ad andamento all'incirca appenninico (N130° - N170°) e tra loro sub-paralleli, che si susseguono, a partire dal quadrante sud-occidentale con un intervallo di 5-6 km, fino alla già citata "Linea del Setta" a NE, linea che a sua volta può essere ancora considerata come si è detto, anche un elemento strutturale di tipo distensivo.

5.5.1. - *Sistema Marano-Castel d'Aiano*

Corre in direzione quasi meridiana tra la Val Reno e la sella di Castel d'Aiano, passando nei pressi di Volpara e Passatore in Val d'Aneva. Nel tratto intermedio il sistema si sdoppia; nella parte centrale, compresa tra le due dislocazioni e relativamente sollevata, affiorano i depositi appartenenti alla parte inferiore della Successione epiligure (Formazione di Antognola) che si interpongono agli affioramenti miocenici del Gruppo di Bismantova. Alcune delle dislocazioni permettono inoltre la giustapposizione tra la Formazione di Pantano e quella di Cigarellino come nelle immediate vicinanze di Castel d'Aiano.

Verso sud il Sistema Marano-Castel d'Aiano si interrompe contro il tratto

meridionale della Linea di Vergato, mentre verso NW una sua possibile prosecuzione nell'adiacente Foglio 236, coincide probabilmente con il limite sud-occidentale della "placca" miocenica di Zocca-Villa d'Aiano.

5.5.2. - Sistema Riola-Zocca

Costituisce il bordo orientale (fig. 63) degli affioramenti epiliguri delle valli Reno, Aneva e Vergatello, da Riola, dove si interrompe contro la Linea di Vergato, fino a Rocca di Roffeno; essa prosegue poi verso NW, con la medesima direzione, ma con uno spostamento a NE di circa un chilometro lungo un tratto della Linea Castel d'Aiano-Rodiano, fino a Zocca, costituendo il bordo nord-orientale degli affioramenti epiliguri.

Nel complesso questo sistema di dislocazioni, caratterizzato da un rigetto verticale relativamente forte, determina un generale abbassamento del blocco sud-occidentale. In coerenza con questo rigetto relativo, la prosecuzione del sistema verso NW potrebbe essere rappresentato dal bordo orientale degli affioramenti epiliguri di Zocca-Rocca Malatina (F. 236).



Fig. 63 - Un tratto del Sistema Riola-Zocca presso il F. Reno. Il piano di faglia visibile nella foto è costituito dai litotipi della Formazione di Loiano (Membro di Monzuno); essi si giustappongono alle formazioni liguri delle Argille varicolori di Grizzana Morandi (scure, in basso nella foto) e delle Argille a Palombini (più chiare).

5.5.3. - *Sistema Calvenzano-Vedegheto, Sistema di Grizzana e Sistema Piandisetta-Monghidoro*

Si tratta di tre sistemi complessi di dislocazioni, tra loro probabilmente connessi, che presentano uno sviluppo complessivo in senso longitudinale alla catena di oltre 20 km, dall'alta Val di Venola a NW, fino a poche centinaia di metri ad ovest di Monghidoro, verso SE. Esse sono limitate dalla Linea Tolè-M.Bonsara-Lavino nel settore nord-occidentale del foglio e da una dislocazione trasversale di minore importanza in quello sud-orientale.

Il Sistema Calvenzano-Vedegheto (figg. 59, 60) corre dalla zona di Rodiano-Vedegheto fino alla Linea del Reno, poco a nord di Grizzana. Esso interessa per lo più i depositi epiliguri e può essere scomposto in due tratti. Il primo, che si sviluppa ad ovest della Linea di Vergato, è piuttosto complesso e determina un generale abbassamento del blocco nord-orientale costituito dagli affioramenti, in blanda monoclinale e poco deformati, della Formazione di Pantano di Calvenzano-M. Radicchio. Poco a SW un sistema di faglie sub-parallelo, analogo al precedente, giustappone poi l'Unità tettonica Coscogno di Rodiano ai depositi epiliguri pre-Bismantova. Il secondo tratto si sviluppa ad est della Linea di Vergato e presenta nel complesso un sollevamento del settore a NE della linea, linea che mette a contatto in maggior misura la Formazioni di Pantano di M. Pezza e M. Salvaro e la Formazione di Cigarellino di Grizzana-Carviano.

Il Sistema di Grizzana quasi coincide con il limite meridionale degli affioramenti epiliguri dell'area compresa tra il Reno ed il Setta (fig. 64) e si sviluppa parallelamente al tratto più orientale del sistema di dislocazioni precedentemente trattato, con il quale confluisce all'altezza di Calvenzano. Esso determina un forte abbassamento del settore nordorientale costituito, oltre che dai depositi del Gruppo di Bismantova, anche da quelli epiliguri miocenici superiori della Formazione del Termina. Nel blocco sudoccidentale affiorano invece alcune formazioni epiliguri eo-oligoceniche e il substrato di queste, rappresentato dall'Unità tettonica Leo.

Il Sistema Piandisetta-Monghidoro si sviluppa ad est della Linea di Riveggio e costituisce con ogni probabilità la continuazione del Sistema di Grizzana. Esso interessa esclusivamente le formazioni della Successione della Val Rossenna e, rispetto a tutti gli altri sistemi, risulta nel complesso di più incerta individuazione. Il tratto più occidentale a direzione est-ovest, separa le Formazioni di Monghidoro e Monte Venere determinando un abbassamento relativo del settore a nord. Tra il Sambro e il Savena il sistema appare più complesso e si articola in più dislocazioni: le principali si dispongono in senso marcato appenninico e determinano piccoli rigetti evidenziati dallo spostamento del limite stratigrafico tra le due formazioni o dei principali *markers* stratigrafici (megatorbiditi entro la Formazione di Monte Venere). La più settentrionale di queste dislocazioni, che si sviluppa tra Ca' di Francia e Monghidoro e quella a direzione antiappenninica che corre a SE di M. Venere, chiudono di fatto la



Fig. 64 - Il tratto centrale della Linea di Grizzana tra il Reno ed il Setta, ad est di Serra di Carviano, mette in contatto le formazioni liguri (in primo piano affioramenti delle AVT) e piccoli affioramenti di quelle epiliguri pre-Bismantova (BAI, LOI, ANT) con la Formazione di Cigarello (in prevalenza le arenarie del Membro di Monte Luminasio) che costituiscono il crinale boscato sullo sfondo.

grande struttura a monoclinale rovesciata immergente ad ovest della Val Savena: a NW infatti, in tutto il settore a ridosso dell'allineamento Loiano-Monzuno-Rioveggio, l'assetto delle formazioni cretaceo-paleogeniche è notevolmente complicato e variabile da affioramento ad affioramento e dunque non facilmente riconducibile ad una semplice struttura.

5.5.4. - Sistema Loiano-Venola

Si tratta anche in questo caso di una serie di dislocazioni che si susseguono in direzione appenninica per quasi una ventina di chilometri (figg. 58, 59) tra Vedegheto in Val di Venola e Loiano, determinando un sistematico abbassamento relativo del blocco nord-orientale.

Il tratto più orientale del sistema, tra il Setta e Loiano, è caratterizzato da una immersione verso nord e giustappone parte delle formazioni epiliguri alle formazioni della Successione della Val Rossenna o costituisce il limite meridionale degli affioramenti della Formazione di Loiano. In un piccolo tratto sul versante sinistro del Setta, fino alla Linea di Rioveggio, il sistema interessa esclusivamente la Formazione di Loiano ed è messo in evidenza da un brusco cambia-

mento degli assetti della formazione.

Tra le Linee di Rioveggio e del Reno, il Sistema Loiano-Venola passa poco a sud della dorsale M. Castellino-M. Sole e per lo più all'interno delle formazioni epiliguri pre-Bismantova, determinando un notevole cambiamento nell'assetto strutturale della Successione epiliguri oltre che un generale considerevole abbassamento del settore settentrionale.

Tra Sibano e i dintorni di Vedegheto il sistema giustappone dapprima la Formazione di Pantano, a sud, alla Formazione di Cigarello affiorante a nord, poi, dislocato di circa un chilometro verso NE nei pressi di M. Milano, corre lungo la Val di Venola giustappone le formazioni epiliguri pre-Bismantova alla Formazione di Pantano e a quella di Cigarello di M. Vignola - M. Davigo.

Verso NW il Sistema Loiano-Venola sembra interrompersi, al pari di altri, contro la zona di taglio del Lavino-Samoggia, anche se in questo settore per la complicazione strutturale e per la mancanza della copertura epiliguri che fornisce sicuri orizzonti di riferimento stratigrafici, risulta assai arduo riconoscere, tra i tanti elementi strutturali presenti, quelli eventualmente legati a fasi tardive distensive.

5.5.5. - *Cenni su altre dislocazioni subverticali*

Tra le numerose altre faglie subverticali tardive presenti nell'area del foglio, particolarmente interessanti e degne di essere menzionate sono alcuni elementi che a ovest di Sasso Marconi (fig. 56) interessano i depositi pliocenici intrappenninici. Una di queste, che giustappone la formazione di Monte Adone a quella di Monterumici, può forse essere considerata come la prosecuzione della Linea del Setta.

Un altro elemento a direzione trasversale si sviluppa tra Medelana e Codivilla e giustappone i depositi pliocenici alla Formazione di Pantano determinano un abbassamento del blocco nordoccidentale; esso può essere connesso (anche se il rigetto verticale apparente è opposto) con la subparallela Linea Tolè-M.Bonsara-Lavino. Questi elementi, che interessano anche i depositi penealloc-toni di età pliocenica media e superiore, confermano il carattere tardivo della tettonica fragile ad alto angolo; è possibile forse estendere queste osservazioni anche a molti degli elementi che interessano aree del foglio prive della copertura tardoneogenica.

5.6. - LA SINCLINALE INTRAPPENNINICA

Rappresenta probabilmente l'unica macrostruttura di tipo plicativo (non completamente affiorante nel foglio) imputabile alle fasi tettoniche più recenti; si tratta di una blanda sinclinale (figg. 58, 59) leggermente asimmetrica (fianco meridionale più inclinato) con asse a direzione appenninica.

L'intersezione del piano assiale (subverticale) con la superficie topografica (per il tratto che rientra nell'area del foglio) è grossomodo ubicato tra Sasso Marconi e le località di Colombara e Selva Maggiore in Val di Savena; in sinistra Reno è affiorante il solo fianco meridionale. Al nucleo della struttura affiorano i depositi più recenti tra quelli presenti nel foglio (Formazione di Monte Adone: Pliocene medio-superiore) indicando chiaramente il carattere tardivo di questa struttura.

L'analisi della distribuzione e dell'assetto strutturale del substrato dei depositi pliocenici, affiorante nell'area del foglio e di quello presente a nord e ad est della sinclinale intrappenninica, suggerisce che la struttura possa non essere attribuita ad una vera e propria fase plicativa neogenica. Nessun'altra struttura comparabile per estensione e caratteristiche geometriche alla sinclinale intrappenninica è infatti presente più a sud: pur se la presenza di numerosissime dislocazioni e la complessità dell'assetto strutturale, molto frammentato, delle unità liguri ed epiliguri non ne facilita il riconoscimento, non sono state osservate zone strutturalmente depresse o sollevate, a direzione appenninica e di persistenza plurichilometrica. Solo a NE della sinclinale intrappenninica è com'è noto presente (fig. 1) una vasta area strutturalmente sollevata (struttura o "anticlinale" di Paderno: LIPPARINI, 1966) ad asse appenninico; anche in questo caso però lavori recenti in quest'area (CASTELLARIN & PINI, 1989; PINI, 1993) e nostri rilevamenti inediti indicano chiaramente come questa struttura positiva non possa essere attribuita *tout-court* a fenomeni plicativi, ma piuttosto allo sviluppo di una serie complessa di sovrascorrimenti o faglie inverse sia avanvergenti che retrovergenti.

Le considerazioni svolte portano dunque necessariamente a considerare la "sinclinale intrappenninica" come il risultato di un affossamento (*bending*) connesso con ogni probabilità alle più recenti traslazioni relative della coltre ligure verso le aree padane sviluppatasi attraverso una serie di faglie inverse e sovrascorrimenti a differenti livelli strutturali.

5.7. - CONSIDERAZIONI SULLA CRONOLOGIA DELLE STRUTTURE

In un contesto tettonico complesso come quello che si ricava dalla descrizione delle principali dislocazioni non è agevole "filtrare" tra le varie pulsazioni tettoniche che sono state da tempo segnalate per l'intervallo Messiniano inferiore-Pleistocene sulla base delle principali discontinuità stratigrafiche della successione tardomiocenica e plio-quadernaria, intrappenninica e "padana".

Nell'area del foglio solo pochissime e di scarsa importanza sono le dislocazioni che sono "fisicamente" suturate dai depositi intrappenninici che affiorano peraltro in una zona ristretta e marginale del foglio. Esempi di dislocazioni direttamente suturate dai depositi citati sono per esempio osservabili nei pressi di Monterumici poco ad est della strada Monzuno-Badolo. Nella scarpata dominata in alto dai conglomerati basali del membro di Scascoli è infatti possibile osser-

vare una faglia subverticale (di tipo estensivo) che, con un modesto rigetto verticale apparente, giustappone la Formazione di Contignaco a quella di Pantano. Altre dislocazioni minori di questo tipo (saturate dai depositi pliocenici) si osservano qua e là nelle esposizioni più favorevoli.

In termini generali è comunque opportuno sottolineare la grande differenza di assetto strutturale che esiste tra i depositi epiliguri più recenti (PAT, CIG e TER) e quelli pliocenici. I primi sono interessati da una "frammentazione" decisamente maggiore alla scala della carta geologica: solo in rare occasioni (zone tra Calvenzano e M. Radicchio e dintorni di M. Luminasio) essi presentano una continuità laterale con costanza di assetto superiore a qualche centinaio di metri. I depositi pliocenici invece (soprattutto ad est del Setta: fig. 65) mostrano un grande continuità di assetto (per più chilometri) interrotta solo da dislocazioni di piccola entità. Ciò suggerisce che molti dei sistemi di dislocazioni descritti siano stati attivi prevalentemente durante il Messiniano o la parte basale del Pliocene; naturalmente, a causa della mancanza della copertura tardoneogenica su buona parte dell'area del foglio, non è possibile valutare le eventuali (e probabili) riattivazioni più recenti.



Fig. 65 - Panoramica sul versante destro della bassa Val Setta. È intuibile la grande regolarità dei depositi pliocenici che immergono debolmente verso N-NE. In basso a sinistra (in corrispondenza del dosso boscato e a forte acclività) affiorano i depositi pliocenici inferiori, prevalentemente conglomeratici, della formazione di Monterumici (membro di Scascoli); nella parte intermedia del versante affiorano invece le alternanze di ghiaie, sabbie e peliti del membro di Ca' di Mazza della stessa formazione. La parte sommitale del versante, boscata in prevalenza e dominata dai contrafforti di M. Adone, è invece costituita dalla parte inferiore dell'omonima formazione del Pliocene medio-superiore (membro di Monte delle Formiche).

6. - CENNI SUGLI ELEMENTI MESOSTRUTTURALI RILEVATI (a cura di M. Capitani)

Alla scala mesoscopica, nelle formazioni competenti si riconoscono vari tipi di strutture tettoniche fragili: fratture, faglie, bande di deformazione, zone di taglio, vene di estensione, etc.

Non sempre, tuttavia, l'analisi mesostrutturale è apportatrice di utili indicazioni per la comprensione dell'evoluzione geologica di una determinata area. La conoscenza della tipologia e dell'andamento delle fratture all'interno di un corpo roccioso può essere, comunque, sfruttata anche a fini pratici, ad esempio nelle ricerche sulla stabilità dei versanti, sull'idrogeologia, ecc.

Molto spesso, la correlazione degli elementi strutturali mesoscopici con quelli cartografabili si rivela alquanto difficile, se non impossibile; ciò ad esempio, perché le mesostrutture rappresentano una condizione di deformazione locale, oppure un'insieme di elementi strutturali eterocroni, o ancora perché si sono formate durante fasi tettoniche antiche le cui macrostrutture sono state parzialmente o completamente obliterate dalle successive deformazioni.

Nell'area del Foglio 237 sono state eseguite campagne di rilevamento mesostrutturale in special modo nella Formazione di Pantano (Gruppo di Bismantova) e nella Formazione di Loiano.

Mentre nella Formazione di Pantano sono state misurate soprattutto delle faglie mesoscopiche con evidenti indicatori cinematici (scalini in calcite, fratture secondarie di Riedel, fratture a mezzaluna, ecc.: PETIT *et alii*, 1983, PETIT, 1987), nelle arenarie della Formazione di Loiano sono state condotte osservazioni relativamente alle bande di deformazione, in quanto rappresentano le mesostrutture più frequenti in tale formazione. Dal momento che le bande di deformazione sono strutture poco segnalate e studiate in Italia, sebbene ampiamente diffuse, ne verranno discusse in queste note le caratteristiche morfologiche ed il significato in termini genetici.

6.1. - IL SIGNIFICATO DELLE BANDE DI DEFORMAZIONE

Le bande di deformazione (fig. 66) sono strutture tettoniche fragili, assimilabili a faglie, spesse circa un millimetro, accomodanti spostamenti da millimetrici a centimetrici (AYDIN, 1978; AYDIN & JOHNSON, 1978; 1983). Esse sono riconoscibili come bande sottili, a tonalità cromatica differente da quella della roccia sana, che generalmente risaltano in rilievo, positivo o negativo (a seconda della microstruttura interna), sulla superficie di affioramento (AYDIN, 1978; AYDIN & JOHNSON, 1978; 1983; ANTONELLINI *et alii*, 1994).

Due o più bande di deformazione adiacenti, con il medesimo assetto, costituiscono (fig. 66) una zona di bande di deformazione (AYDIN, 1978; AYDIN & JOHNSON, 1978; 1983).

Le ricerche condotte soprattutto negli Stati Uniti hanno portato a riconosce-

re una sequenza di sviluppo di strutture. Si formerebbe dapprima una singola banda di deformazione, poi una zona di bande di deformazione, per neoformazione di nuovi elementi paralleli, che, in certi casi, evolve in una vera e propria faglia con rigetto apprezzabile (AYDIN, 1978; AYDIN & JOHNSON, 1978; 1983).

Il fenomeno sarebbe dovuto al maggiore addensamento del materiale deformato (lungo una singola banda) che determinerebbe un aumento della sua resistenza agli sforzi tettonici, rispetto alla roccia indeformata. Per cui, con il progredire delle sollecitazioni tettoniche la formazione di nuove bande, parallele a quella già esistente, sarebbe favorita rispetto alla rimobilizzazione di quella già formata (AYDIN, 1978; AYDIN & JOHNSON, 1978; 1983).

Tali strutture fragili si formerebbero di preferenza in arenarie porose a grana medio-grossolana. Sono state infatti osservate bande di una singola zona che, in corrispondenza di un giunto di stratificazione, tra un banco arenaceo ed uno strato pelitico, si riuniscono bruscamente a formare una singola stretta frattura, evidenziando il forte controllo che le caratteristiche lito-granulometriche eserciterebbero sulla deformazione alla scala meso-microscopica (fig. 66).

Le bande di deformazione e le zone a bande di deformazione sono state descritte come organizzate in due *sets* coniugati (UNDERHILL & WOODCOCK, 1987; UNDERHILL, 1988; ZHAO & JOHNSON, 1992) o anche in sistemi più complessi formati da tre o quattro *sets* testimonianti condizioni di deformazione triassiale (AYDIN, 1978; RECHES, 1978; AYDIN & RECHES, 1982; UNDERHILL & WOODCOCK, 1987).

Dal punto di vista microscopico ANTONELLINI *et alii* (1994) (utilizzando anche alcuni campioni di arenarie della Formazione di Loiano) suddividono le bande di deformazione in tre gruppi principali: quelle che non presentano cataclasi; quelle con cataclasi; e quelle contenenti sfilacciamenti argillosi legati a zone di taglio localizzate. Dal punto di vista pratico, occorre osservare che, molto spesso la misurazione dell'assetto delle bande di deformazione non risulta praticabile. In effetti è più facile osservare tali strutture solo in sezione, come tracce dovute all'intersezione con la superficie di affioramento (fig. 66).

Le bande di deformazione sono strutture molto comuni nelle arenarie della Formazione di Loiano, oltre che in altre formazioni arenacee o con porzioni arenacee quali quelle del Membro di Anconella della Formazione di Antognola, della Formazione di Monghidoro e della Formazione di Monte Venere. Come per la maggioranza delle strutture mesoscopiche, spesso la loro correlazione alla geometria, cinematica e dinamica delle strutture cartografabili risulta, tuttavia, come già accennato, alquanto difficoltosa.



Fig. 66 - Banda di deformazione (in alto) e zona di bande di deformazione nei litotipi arenitici della Formazione di Loiano affiorante nel Rio Bacchio (affluente di destra del Setta). La minor resistenza dell'arenaria indeformata fa risaltare come un rilievo positivo la zona di bande di deformazione.

6.2. - GLI ELEMENTI GEOMETRICI E CINEMATICI DELLE MESOSTRUTTURE RILEVATE

Nell'area della Val Setta, sebbene non si disponga di dati uniformemente distribuiti, le bande di deformazione osservate entro le arenarie della Formazione di Loiano, sembrano organizzarsi secondo tre famiglie di strutture isorientate.

Due gruppi, a direzione N220°-230° e N130°-150°, presentano rigetti apparenti (osservati in sezione orizzontale) prevalentemente trascorrenti sinistri (il primo) e destri (il secondo) ed alte inclinazioni (65°-90°). Mentre un terzo sistema a direzione appenninica (N110°-130°) evidenzia rigetti apparenti (osservati in sezione verticale) prevalentemente normali ed inclinazioni medie (45°-65°). L'osservazione di alcune faglie, probabilmente derivate da una ulteriore mobilitazione di preesistenti bande e zone a bande di deformazione, ne conferma l'assetto e l'interpretazione cinematica.

Per quanto riguarda le faglie mesoscopiche il maggior numero di misurazioni è stato condotto in corrispondenza della faglia N-S che caratterizza la dorsale M. Pezza-M. Salvaro (Linea del Reno) e nella zona compresa tra il T.Vergatello, a sud, il F. Reno, a est, ed il T. Venola, a nord, dove la Formazione di Pantano affiora estesamente.

Nel primo caso, i dati mesostrutturali suggerirebbero un eventuale movimento trascorrente sinistro di questa faglia cartografica che giustappone la

Formazione di Loiano, ad est, alla Formazione di Pantano, ad ovest.

Ben più complessa risulta la distribuzione geometrica e cinematica delle faglie mesoscopiche nella Formazione di Pantano che forma i rilievi attorno a Ville di Roffeno, Tolé, Cereglio, e Rodiano. Grossolanamente, si riconosce alla scala cartografica una certa "rotazione" delle orientazioni delle faglie mesoscopiche trascorrenti. In effetti, a NW di Ville di Roffeno, nei pressi della Linea Castel d'Aiano-Rodiano, sono state misurate soprattutto delle faglie trascorrenti sinistre a direzione antiappenninica ($N220^{\circ}$ - 230°) che ben si accordano con la cinematica presunta lungo la suddetta linea. Nella parte più occidentale di tale areale (ad esempio a N di Ville di Roffeno) la Formazione di Pantano risulta poi molto deformata alla scala dell'affioramento, tanto che la misura sistematica delle faglie e delle fratture mesoscopiche mostra una notevole dispersione dell'orientazione delle stesse e dati cinematici non inquadrabili in uno schema semplice e coerente. Più ad est invece, nella zona di M. Pero-M.Radicchio, in sinistra Reno, dove la formazione appare particolarmente poco deformata, le faglie trascorrenti sinistre presentano orientazioni comprese tra $N110^{\circ}$ e $N170^{\circ}$, mentre le trascorrenti destre (loro coniugate?) hanno direzioni comprese grossomodo tra $N180^{\circ}$ e $N250^{\circ}$. Non esiste un'unica interpretazione per tale andamento delle mesostrutture fragili. In via ipotetica, la rotazione da ovest verso est delle orientazioni delle faglie trascorrenti potrebbe essere correlata all'esistenza, a sud di Cereglio, del fronte di accavallamento delle formazioni liguri sulla Successione epiligure e di uno analogo all'interno di quelle epiliguri. La diversa orientazione delle strutture mesoscopiche sarebbe legata (in una semplice ipotesi di taglio puro) alla differente orientazione locale del campo di stress in relazione alla posizione rispetto al fronte di accavallamento.

Da segnalare infine una stazione di misura riportata in CAPITANI (1993) e ubicata nei pressi di Borra in Val Lavino, entro litotipi riferibili alla Formazione di Contignaco e nelle adiacenze della Linea Tolé-M. Bonsara-Lavino. Misure sulle mesofaglie indicherebbero una direzione di raccorciamento suborizzontale orientata circa $N40^{\circ}$, ma una certa rotazione degli altri assi; ciò potrebbe essere messo in relazione con una cinematica di tipo transpressivo destro compatibile con quello della Linea Tolé-M. Bonsara-Lavino nel tratto in questione. In questa stessa stazione sono stati osservati su di uno stesso piano ($N20^{\circ}$ - 50° NW) due generazioni di strie con la più antica di tipo compressivo e la più recente di tipo trascorrente destro.

7 - IL QUADRO SISMOTETTONICO

Il regime tettonico che attualmente interessa la catena nord-appenninica, desunto dalle osservazioni sui meccanismi focali e dai principali elementi neotettonici, è concordemente ritenuto dalla totalità degli studiosi (CATTANEO *et alii*, 1983; BOCCALETTI *et alii*, 1985; PATACCA & SCANDONE, 1985; GASPARINI *et alii*, 1985; EVA *et alii*, 1990) prevalentemente di tipo distensivo nel versante tirreni-

co della catena e nella zona di crinale, di tipo compressivo e transpressivo verso il margine padano e la catena sepolta e di tipo trascorrente lungo talune fasce ad andamento trasversale (EVA & SOLARINO, 1994).

L'area del Foglio 237 può ritenersi (fig. 67) nel complesso una zona moderatamente sismica. La rassegna degli eventi sismici non strumentali con epicentro nell'area del foglio o nelle sue adiacenze avvenuti negli ultimi 1000 anni (FERRARI *et alii*, 1980) riporta una quindicina di eventi con intensità epicentrale massima variabili tra il terzo e il settimo/ottavo grado della MCS (CARLONI *et alii*, 1978; ZECCHI, 1980). Altri eventi (nove) relativi al periodo 1971-91 sono riportati nella nota di EVA & SOLARINO (1994); di questi eventi, di magnitudo compresa tra 3,5 e 4,2 e di altri due eventi riportati da GASPARINI *et alii* (1985), è disponibile anche il meccanismo focale. Quando riportati in catalogo, gli ipocentri relativi a tutti questi eventi (terremoti singoli o crisi sismiche di durata più o meno lunga), a parte pochissime eccezioni, si situano a profondità stimate intorno ai 10-15 km ed oltre.

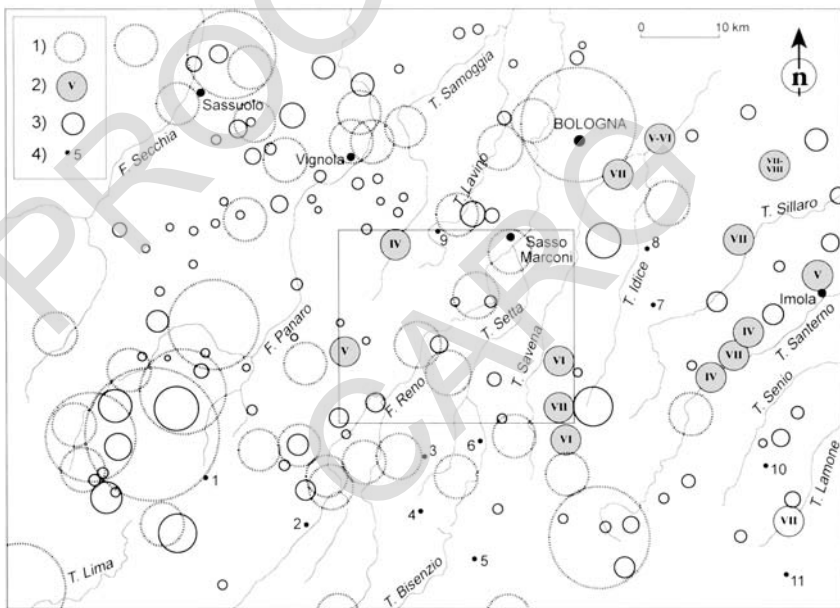


Fig. 67 - Distribuzione dei principali eventi sismici dell'Appennino emiliano sud-orientale. 1) Eventi (periodo 1900-1975) riportati in FERRARI *et alii* (1980); la dimensione del simbolo è legata al numero di eventi segnalati per ciascun sito; 2) eventi riportati in ZECCHI (1980); il numero in caratteri romani si riferisce all'intensità in scala M.C.S.; 3) eventi riportati in EVA & SOLARINO (1994) e riferiti al periodo 1982-1993; il simbolo è proporzionale all'intensità in scala M.C.S.; 4) Ubicazione degli eventi di cui si dispone del meccanismo focale: il numero si riferisce all'elenco di fig. 68.

Di questi undici eventi solo 3 presentano meccanismi focali di tipo compressivo (NN. 2, 8 e 10 in fig. 69), mentre gli altri presentano caratteristiche prevalentemente distensive. In un caso (N. 6) è presente anche una certa componente di trascorrenza destra su un piano di direzione circa N-S o eventualmente sinistra su di un piano di direzione E-W.

La profondità dei fuochi di questi eventi sismici, pur potendo essere considerata piuttosto bassa, rende abbastanza problematico il collegamento con le strutture tettoniche in superficie ed in particolare con quelle presenti nell'area del Foglio 237. Tutti gli ipocentri, pur con il notevole grado di incertezza denunciato dai cataloghi consultati, sembrano collocati al di sotto della base della coltre ligure (all'incirca posta tra i tre e i cinque chilometri) e dunque essi interesserebbero direttamente il "substrato" della coltre stessa rappresentato con ogni probabilità dalle formazioni marchigiano - romagnole o "toscano" e, a livelli crostali più profondi, dal loro "basamento". Da dati a carattere regionale (zone del Sillaro e della Val Marecchia: BETTELLI & PANINI, 1992a; DE FEYTER, 1991; CONTI, 1994) non è al momento facilmente ipotizzabile, anche se teoricamente

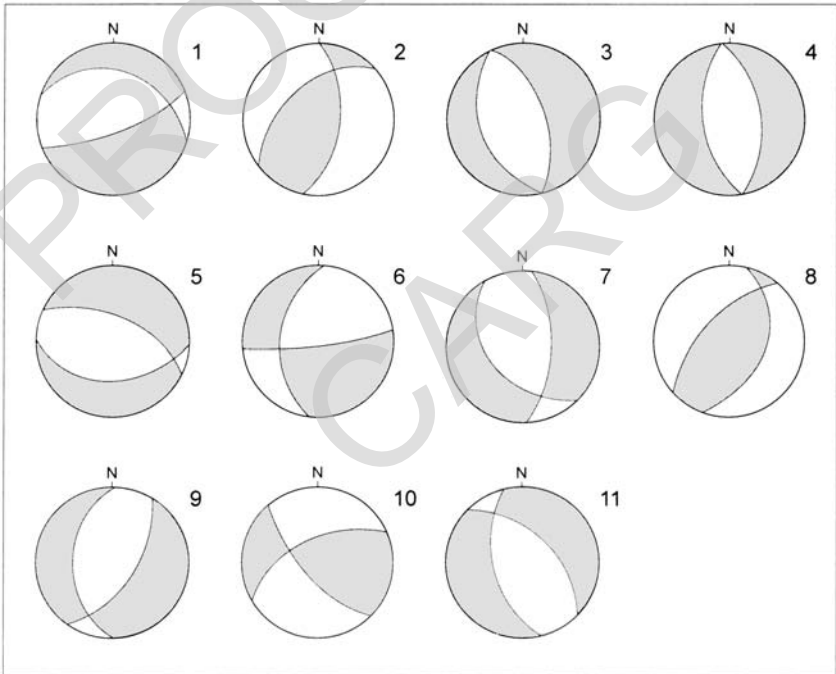


Fig. 68 - Soluzioni dei meccanismi focali degli eventi sismici riportati in fig. 67 Eventi N.1 e N. 11 da GASPARINI et alii (1985). Eventi N.2 - N.10 da EVA & SOLARINO (1994).

non impossibile, la estensione in profondità al di sotto della base della coltre delle principali strutture tettoniche presenti in superficie.

In termini molto generali e con un notevole grado di incertezza si potrebbe mettere in relazione la prevalenza di meccanismi focali di tipo distensivo con la presenza dei sistemi di dislocazioni appenniniche (e non) interpretati come associazioni di faglie dirette; ciò potrebbe indicare il persistere di un campo di *stress* di tipo estensivo in questo tratto del medio Appennino emiliano, forse una propagazione verso NE (anche se con effetti ancora poco vistosi in termini di rigetti verticali e di sviluppo di bacini sedimentari) del fronte distensivo toscano.

PROGETTO
CARG

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

1. - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE (a cura di U. Bonazzi)

Chi abbia visitato l'etrusca Misa sul bel terrazzo sovrastante il Reno nei pressi di Marzabotto, oltre ai resti lapidei dell'insediamento avrà potuto apprezzare le testimonianze di attività artigianali svolte da quella gente e una varietà di utilizzazioni di materiali naturali reperiti nei terreni affioranti nel territorio, o in aree più o meno prossime: sostanze più o meno rare o di particolare pregio, comprese le acque di cui sono state esemplificate le modalità di adduzione. Ma è altresì ben noto che l'uso della pietra risale a tempi ancora più antichi.

Nel tempo, nuove conoscenze ed esigenze hanno portato l'uomo a sperimentare e a sfruttare di quanto, convenientemente sfruttabile, suolo e sottosuolo potessero offrire.

Testimonianze, più recenti, evidenziano l'evoluzione che in diversi campi operativi ha avuto l'uso di tali risorse, dalle rocce alle varie forme e fonti di energia superficiali o contenute nel sottosuolo. E vedremo anche che talune risorse hanno perduto interesse per motivi diversi: scarsa disponibilità, qualità o competitività economica. Soprattutto per le mediocri qualità è venuta meno l'utilizzazione diretta di rocce lapidee nelle costruzioni, pur rimanendo localmente ancora vivo l'interesse per materiali litici da decorazione. Per la salvaguardia dell'ambiente, lo sfruttamento delle rocce è attualmente regolamentato o, in certi casi, del tutto proibito.

Negli ultimi decenni, lo sviluppo urbano e delle infrastrutture ha richiesto enormi quantitativi di materiali naturali per l'edilizia e la viabilità e, pertanto, in armonia con la natura e la struttura dei terreni affioranti del foglio, i maggiori interessi hanno coinvolto sia le ghiaie ed le sabbie d'alveo dei corsi d'acqua, usate come inerti naturali o per la produzione di granulati, sia le materie prime

adatte per usi ceramici, dalle argille alle rocce ricche di quarzo e feldspati (ELMI & VAI, 1975).

Nello stesso tempo, l'impellente fabbisogno civile, le necessità agricole e industriali hanno fatto rivolgere una particolare attenzione allo sfruttamento delle acque sorgive, seppure siano scarse le sorgenti di buona portata, o di quelle correnti: al proposito, si veda il potenziamento dell'utilizzo dell'acqua del T. Setta già sfruttata al tempo dei Romani. Un nuovo impulso ha avuto, altresì, la ricerca per lo sfruttamento di idrocarburi, di cui sono diffuse manifestazioni gassifere in zone dei quadranti meridionali e occidentali del foglio.

1.1. - ROCCE LAPIDEE

Calcari e arenarie delle Formazioni di Monte Venere (MOV) e di Monghidoro (MOH), sono stati usati come pietra da costruzione più o meno lavorata nell'edilizia e per la viabilità, oppure per decorazione o per pietrisco, insieme al ciottolame alluvionale raccolto nei greti dei corsi d'acqua. Di queste antiche coltivazioni ne sono tuttora aperte alcune, a lavorazione saltuaria, nelle arenarie dei dintorni di Monghidoro.

Per le locali necessità di cemento o di calce idraulica, ci si rivolgeva al calcare marnoso dei Flysch eocenici (Formazione di Monte Morello, formazione di Montepastore) o delle Argille a Palombini, in cui venivano aperte cave improvvisate all'occorrenza.

Nei secoli scorsi, a Bologna, diversi fabbricati di pregio furono decorati con largo impiego di arenarie plioceniche (ADO) provenienti anche dagli affioramenti nei pressi di Sasso Marconi e di Battidizzo sul Setta: purtroppo, le parti di tali manufatti più esposte agli agenti atmosferici mostrano diffuse devastazioni, tanto che i motivi ornamentali in esse scolpiti sono stati completamente disgregati oppure ne rimangono dei fantasmi illeggibili.

Di migliore qualità, pur rientrando nella norma, si rivelò la *pietra di Vergato*, estratta dai livelli arenacei più cementati del Membro di Anconella (ANT₄) della Formazione di Antognola, affiorante nella zolla epiligure in sinistra del Reno (M. Finocchia, Spezzola, ecc.).

Nella stessa zolla, nella vallecchia a ovest di S. Maria di Labante fu sfruttato nel tempo un deposito di travertino (fig. 69): su quanto resta a lato della S.P. Vergato-Castel d'Aiano, è eretto l'Oratorio di S. Cristoforo.

Un'arenaria assai nota per la compattezza e la non facile logorabilità (BELLUZZI, 1927) è ancora estratta alle falde settentrionali della placchetta epiligure di Montovolo, in destra Reno: impropriamente detta "molassa ofiolitica" (PANTANELLI, 1909), è dello stesso tipo della pietra di Vergato: delle cave un tempo esistenti, ne rimane attiva una sola, che offre un prodotto da decorazione ricavato da basi di strato ricche di calchi di impronte di corrente (*flute casts*).



Fig. 69 - Porzione del potente accumulo di travertino di S. Cristoforo, presso S. Maria di Labante. Fronte dell'antica cava.

Sfruttati per la produzione di inerti, frantumati e sabbia per malte, sono i conglomerati sabbiosi (RUM_1) della base del Pliocene intrappenninico che affiorano in destra della Val Setta nei pressi di Lama. Sabbie si estraggono anche nei dintorni di Vado e nella valle del T. Savena, in alcune cave aperte nelle arenarie tenere della Formazione di Loiano (LOI): ma in questo caso si tratta di un prodotto quarzoso-feldspatico, di qualità più pregiata e pertanto ricercato nell'industria ceramica e del vetro.

Una curiosa rarità, dato che non si trova più traccia degli affioramenti, forse ricoperti da detriti di versante o di frana, è un "più o meno autentico marmo" (SIMONELLI, 1923) segnalato a ovest di Lagàro, in sinistra del T. Brasimone, che

però è stato descritto in vario modo. Per BOMBICCI (1873), come riferisce SCICLI (1972), doveva trattarsi "di una cospicua lente di calcare cristallino intonacata da spalmature serpentinosi, e compenetrata da silicati verdi ferro-magnesiaci, da pirite e da limonite, dovuti con ogni probabilità ad azioni metamorfiche esercitate sopra calcari eocenici da rocce ofiolitiche venute con essi a contatto". A CAPPELLINI (1875-76) il "marmo" di Lagàro si rivelò un *calcare a nullipore*, mentre VINASSA DE REGNY (1900) riscontrò che il calcare era un impasto di fossili come quello di Bismantova e di S. Marino e pertanto di età miocenica: probabilmente di pertinenza epiligure. La roccia fu usata solo per un tentativo di fabbricare calce grassa, ma "può ritenersi venisse utilizzato dai Romani per la costruzione di fabbriche nell'antica Bologna e particolarmente per l'acquedotto cosiddetto di Mario" (BOMBICCI, 1873).

1.2. – TERRENI COERENTI

Nell'area del Foglio 237 l'interesse estrattivo per i materiali pelitici si è sviluppato a scala industriale negli ultimi decenni e si è rivolto soprattutto alle "argille rosse" (Marne di M. Piano e Argille varicolori *s.l.*) ivi affioranti, tradizionalmente adatte per produrre piastrelle di gres o altri prodotti antigelivi in monocottura rapida: colorate da idrossidi di ferro e pressoché prive di carbonati, sono composte di quarzo, illite con variabile presenza e tenore di altri minerali argillosi quali clorite, caolinite e montmorillonite.

L'estrazione di tali terre è attualmente concentrata in due aree: un grosso impianto di coltivazione di Argille Varicolori di Cassio (AVV) si trova nei pressi di Pilastrino, nella valle del T. Lavino; l'altra attività è rivolta all'estrazione delle peliti delle Marne di Monte Piano (MMP) e della Formazione di Ranzano (RAN₄) che affiorano nei pressi di Ca Stèccola e Albergana, alle falde settentrionali di M. Termine nella dorsale epiligure compresa tra Reno e Setta.

Nel territorio sono state attive diverse piccole cave in affioramenti di terreni analoghi, col risultato, spesso, di innescare dissesti e frane; se ne ricorda una in Argille Varicolori di Grizzana Morandi (AVT) nella località Terrerosse, ad est di Santa Croce (Savigno).

1.3. – TERRENI INCOERENTI

L'estrazione artigianale di ghiaie e sabbie alluvionali, tradizionalmente usate per massicciate, sottofondi stradali, erezione di muri e fabbricati, come inerti per leganti o per la produzione di calce nel caso di ciottolame calcareo selezionato, subì un forte incremento nel dopoguerra: negli anni della ricostruzione e della creazione delle grandi infrastrutture, interi tratti di alveo e di golena vennero denudati determinandone l'infossamento ed il restringimento delle sezioni, oltre ad una serie di altri danni come l'impoverimento delle falde di terrazzo, la per-

dita di quelle di subalveo, nonché il diffondersi dell'erosione regressiva con gravi conseguenze per l'equilibrio dei versanti e la stabilità delle strutture poste sugli alvei stessi.

Lungo il F. Reno i maggiori prelievi sono avvenuti tra Sasso Marconi e Marzabotto, dove l'escavazione è stata estesa alle golene e ai terrazzi, e tra Vergato e Riola. Il materasso alluvionale è stato asportato anche in diversi tratti del T. Setta, anche qui senza risparmiare le zone golenali o terrazzate, come d'altra parte è avvenuto nel corso inferiore del T. Savena compreso nel Foglio. La copertura terrosa più fine dei depositi alluvionali ha trovato impiego nella confezione di laterizi.

1.4. - ACQUE SOTTERRANEE - SORGENTI

Normalmente al contatto tra rocce permeabili e impermeabili, in adatte condizioni di assetto e topografiche, scaturiscono localmente normali acque vadose, d'origine meteorica, percolate lungo le fessure e attraverso i pori delle rocce dei Flysch ad Elmintoidi o di quelle arenacee o ibride della Successione epiligure in cui a luoghi sono diffusi fenomeni di carsismo impostato lungo fratture beanti, oppure tra le sabbie del Pliocene intrappenninico, nonché tra i detriti delle coperture di versante o nel pietrame alluvionale. Sono questi gli ammassi di rocce che costituiscono i potenziali acquiferi da cui emergono le acque, a differenza dei litotipi pelitici praticamente impermeabili particolarmente diffusi nell'area del foglio.

Nel complesso, tuttavia, sono poche le sorgenti dotate di buona portata. Le principali sono captate per uso privato o addotte in reti d'acquedotto che servono le comunità.

L'acquifero più importante è contenuto nella rete libera diffusa nella Formazione di Pantano della "zattera" epiligure che affiora fra Tolè e Cereglio. L'acqua ivi circolante emerge naturalmente nei pressi di Pradaneva, all'estremità occidentale di una depressione a forma di *polje* verosimilmente controllata da dislocazioni, dove viene commercializzata col marchio Cerelia: portata 183 l/m, T=11,5°C e residuo fisso 410 mg/l; chimicamente (MAROTTA & SICA, 1933) è classificata acqua medio-minerale bicarbonato-alcalino-terrosa, dotata di proprietà terapeutiche (MESSINI & DI LOLLO, 1957). Nei pressi della strada di Rocca di Roffeno, acqua di un analogo acquifero sgorga liberamente ed abbondante da alcune bocche di una captazione al contatto con la sottostante Formazione di Contignaco (CTG) e in corrispondenza di una zona di faglia piuttosto importante.

Dal sottosuolo emergono però anche acque dal particolare contenuto salino: sono acque minerali propriamente dette e considerate dotate di relative proprietà terapeutiche, pertanto rientranti nell'ambito dell'idrologia medica come ricordano diversi Autori del secolo scorso. Per la scarsa portata non hanno la risonanza di quelle che sgorgano abbondanti poco a sud, a Bagni della Porretta, l'attuale Porretta Terme, tuttavia si citano come memoria storica (SIMONELLI, 1923).

Si tratta di acque fredde prevalentemente *solfuree*, ma se ne trovano anche di

ferruginose: Le prime sono distinguibili direttamente all'olfatto: emanano odore di uova marce, tipico dell'idrogeno solforato contenuto, e da cui la qualificazione popolare di "acqua puzzola"; le altre si riconoscono per la formazione di una superficiale pellicola iridescente che si frammenta all'urto, diversamente da quella prodotta da idrocarburi liquidi.

Tra le acque del primo tipo sono ricordate (LORENZINI, 1904) quelle dell'"Aquila, forse Acquola, sorgente solforosa che sgorga nel territorio di Rocca Pitigliana presso la riva sinistra del T. Marano sotto una pendice del Monte de' Bagni": fu sede di frequentati bagni, ancor prima di Porretta, perdutisi da quando rovinò l'alta cima del soprastante monte," detto anche oggi M. de' Bagni". Purtroppo non se ne trova traccia: è probabile che quest'acqua avesse origine dalle arenarie del Membro di Anconella della Formazione di Antognola, formazione in cui è diffuso tale tipo di emergenze per dilavamento di solfuri. E dello stesso tipo è l'acqua di sorgentelle scaturenti dall'analoga Formazione di Loiano del versante occidentale del Setta: poco più di 2 km a NE di Grizzana, una ha dato il nome alla vicina località Puzzola; l'altra si trova circa a q.535 a lato del ramo superiore del fosso che scende a S della stessa località. Nei pressi di Vergato sgorga invece un'acqua ferruginosa che prende nome dalla località Cavacchio: alla base dei depositi epiligruri a monte di questo sito, è captata acqua che alimenta l'acquedotto di Vergato.

Presso Torre, a sud di Sant'Andrea in Val di Sambro, ancora il LORENZINI (1904) ricorda un'altra fonte, ma di acqua "leggerissima e fredda", tipica di litotipi arenacei quali sono quelli della Formazione di Monghidoro.

1.5. - ACQUE SUPERFICIALI

L'area del foglio comprende il medio bacino montano del F. Reno. Poco a monte di Sasso Marconi, in destra, riceve il T. Setta suo maggiore affluente, e più a S di fronte a Riola il Limentra di Treppio. Entrambi, come il Reno, nascono dai Flysch terziari della dorsale appenninica, incidono quindi le formazioni liguri e di seguito le epiligruri. In sinistra affluiscono i torrenti Vergatello e Venola, i cui bacini drenano l'area ligure ed epiligrure centro-occidentale. Al margine orientale del foglio, nella placca di Monghidoro, scorre l'alto corso del T. Savena che prosegue poi attraverso la Successione epiligrure e il Pliocene intrappenninico: nell'alta pianura entrerà nell'Idice, confluyente a sua volta in Reno. L'angolo NW è attraversato dai rami superiori dei torrenti Samoggia e Lavino: hanno origine dalle placche epiligruri di Guiglia, Zocca e Cereglio ed anch'essi si uniranno in pianura prima di entrare in sinistra Reno.

Faglie e zone fratturate controllano l'andamento dei corsi d'acqua. Nelle arenite ibride burdigaliano-langhiane, in particolare, soggette tra l'altro a fenomeni carsici, il drenaggio è controllato dalla fitta rete di fratture che scompone le zolle epiligruri, con sviluppo di una circolazione idrica sotterranea che a luoghi alimenta sorgenti di buona portata.

Gli assi principali dei corsi d'acqua percorrono il versante padano, trasversalmente alla catena, attraverso la coltre alloctona ligure. La maggior parte del reticolato idrografico scorre e dilava litotipi impermeabili liguri, facilmente erodibili, caricandosi di una notevole torbidità. Per il Reno, il trasporto torbido medio annuo durante il periodo 1939-60 è stato di 448 m³/km a Casalecchio, al piede dell'Appennino, contro 123 m³/km² rilevati a Pracchia, relativi alla porzione di bacino posta nell'ambito delle torbidità arenacee toscane: a questi dati corrisponde un'erosione annuale rispettivamente di 0,45 e 0,12 mm. Sui versanti, pertanto, sono diffusi i dissesti: in alcuni casi provocano sbarramenti vallivi come la già citata recentissima frana (1994) che ha interessato il T. Sambro nei pressi di S. Benedetto.

I corsi d'acqua ricordati hanno prevalente carattere torrentizio e regime pluviale, tipici dei bacini appenninici impermeabili. Infatti i deflussi mensili seguono gli andamenti degli afflussi meteorici: hanno normalmente un massimo autunnale predominante su quello primaverile e un minimo estivo molto più marcato di quello invernale. Tuttavia, quando lo scioglimento delle nevi avviene in concomitanza di notevoli afflussi meteorici possono verificarsi pericolose piene, con rischio di esondazioni.

Si riportano alcuni elementi idrologici caratteristici del Reno riferiti alla stazione idrometrica di Casalecchio (a valle dell'area del foglio), che sottende un bacino di 1051 km² (valori medi annui riassuntivi per il periodo 1921-43 e 1946-60; Ministero Lavori Pubblici, 1963):

portata massima	703,00 m ³ /s
portata media	26,10 m ³ /s
portata minima	0,48 m ³ /s
deflusso	748,00 mm
afflusso meteorico	1330,00 mm
coefficiente di deflusso medio annuo pari a	circa 0,60

Le acque superficiali, seguendo l'evoluzione del grado di civiltà, hanno da sempre costituito oltre che un alimento, una risorsa per uso domestico, agricolo, per l'artigianato e l'industria o come forza motrice.

Già 2000 anni fa l'acqua di subalveo del Setta veniva derivata in prossimità della confluenza col Reno e condotta fino a Bologna, com'era costume romano per le necessità igieniche urbane, lungo un cunicolo, detto "acquedotto di Mario" dal nome del governatore che ne promosse la costruzione, attribuzione tuttavia discussa (Gozzadini, s.d.). Con le invasioni barbariche cadde in disuso, se ne persero le tracce e in parte la memoria; fu riscoperto nel secolo scorso e ripristinato (1881) nei diversi tratti di trincea erosi dai torrenti sovrastanti o devastati per riutilizzarne i materiali di rivestimento (COCCOLINI, 1983). Attualmente la derivazione delle acque di subalveo del Setta, che tra l'altro hanno un grado di durezza inferiore rispetto a quelle di falda dell'alta pianura, è stata resa più efficiente, fino ad

una portata massima di 1.200 l/s, con l'applicazione di più recenti e adatte tecnologie di captazione, potabilizzazione e trasporto (MAGAGNOLI *et alii*, 1983).

All'inizio del secolo fu proposta una seconda derivazione delle acque del Setta con la creazione di un bacino a monte di Rioveggio, al limite meridionale d'affioramento delle Arenarie di Loiano. La finalità consisteva nell'immagazzinare e quindi poter fornire acqua in modo continuativo sia per produrre energia sia per necessità sociali: se ne discusse molto senza alcuna conclusione (DUCATI, 1901; BALDACCI, 1902).

Come forza motrice, è ben noto l'uso di questo elemento fatto fino a pochi decenni fa nell'attività molitoria esercitata dai mulini disseminati lungo corsi d'acqua; nei fondovalle sorsero pure i primi opifici. Alle loro attività, grazie a nuove scoperte, queste strutture aggiunsero la produzione di energia elettrica, per il proprio fabbisogno o per essere distribuita nel territorio.

Parte delle acque superficiali è inoltre addotta per irrigazione agricola; per gli stessi scopi, nell'area collinare, modeste riserve di acque piovane vengono contenute in laghetti scavati artificialmente in litotipi impermeabili.

Per essere diventati i principali collettori di acque reflue, già negli anni '50 i corsi d'acqua avevano raggiunto un preoccupante grado di inquinamento (MACCOLINI *et alii*, 1960).

1.6. - COMBUSTIBILI FOSSILI

1.6.1. - Lignite

Nel territorio vennero fatte alcune segnalazioni di lignite, che localmente fu coltivata. Indizi del combustibile furono segnalati (SGARZI, 1850) nei pressi di Carviano (GRIZZANA), mentre di modeste coltivazioni (SIMONELLI, 1923) fu oggetto la lignite picea interposta nei depositi pliocenici (RUM₂) alle pendici di M. Adone tra il Setta e il Savena (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981, fig. 15, sezione di Rio Carbonara).

1.6.2. - Idrocarburi - Manifestazioni e ricerche di petrolio e di gas naturali

Vari AA. hanno riportato segnalazioni e notizie di manifestazioni superficiali di idrocarburi gassosi e/o liquidi, nonché di cera fossile, nell'area del Foglio e nei dintorni, e dei vari tentativi di indagine condotti da naturalisti nel secolo scorso, tra i quali si ricordano BIANCONI (1840) e BOMBICCI (1876; 1881; 1882). All'inizio di questo secolo, un quadro dei fenomeni e delle ricerche fu fatto da BIASUTTI (1907), CAMERANA & GALDI (1911), CAMERANA (1923) e dal SACCO (1926). Seguirono i risultati delle ricerche condotte dall'AGIP (Accademia Nazionale dei Lincei, 1959). Dati più recenti sull'origine e sull'evoluzione dell'esplorazione degli idrocarburi nell'Appennino settentrionale e nel Bolognese in

particolare sono riportati in BORGIA & RICCHIUTO (1985), BORGIA *et alii*, (1985a; 1985b; 1987; 1988) e in DAINELLI & PIERI (1988).

Manifestazioni di gas erano note nella valle del Reno di fronte a Vergato, in Argille a Palombini; altre furono incontrate nello scavo della galleria ferroviaria Pian di Casale, così come in quella di Piandisetta in sinistra del Setta; circa 4 km a sud di Sasso Marconi, si vedeva il gas gorgogliare nell'alveo del Reno (SCICLI, 1972) tra depositi miocenici. Di altre manifestazioni di gas nella valle del Samoggia (Argille a Palombini) si parlò nel secolo scorso: alle falde del M. Falò venne rinvenuta anche della cera fossile (BOMBICCI, 1876, 1881; CASALI, 1877; MATTEI, 1892, 1897) con tracce di petrolio. CAMERANA & GALDI (1911) e CAMERANA (1923) segnalavano delle impregnazioni di petrolio in argille rosse presso Vedegheto nella valle del T. Venola: qui, tuttavia, ricerche condotte dalla S.P.I. (Società Petrolifera Italiana) non diedero risultati promettenti. Altrettanto scarsi esiti ebbero le perforazioni eseguite nei pressi delle manifestazioni superficiali ricordate ed i lavori condotti al M. Falò, che rivelarono solo tracce di *Hatchettite* (massa cerosa biancastra, più chiara dell' ozocherite risultante da un miscuglio mal definito di idrocarburi paraffinici) e scarse impregnazioni di petrolio.

Una piccola quantità di gas, durante il periodo bellico, fu ottenuta solo da alcuni pozzi poco profondi nei pressi di S. Croce-I Pavoloni nell'alta Val Samoggia. Una perforazione più recente (1961) eseguita dall'A.G.I.P. nei pressi di Sasso Marconi si rivelò sterile: attraversò il Pliocene intrappenninico, la Successione epiligure e, per alcune centinaia di metri, le sottostanti Liguridi, terminando dopo 3026 m.

Secondo le nuove vedute degli anni '50 sull'allocatione delle "Argille Scagliose", l'obiettivo della ricerca si spostò dagli ipotetici accumuli posti alla loro base, dai quali si riteneva che derivassero le manifestazioni ed i piccoli addensamenti superficiali (CAMERANA, 1907), al tetto delle successioni "autoc-tone" terziarie sottostante alle Liguridi stesse. I pozzi che finora hanno raggiunto il substrato non hanno però dato risultati; concorre negativamente la scarsa risoluzione sismica delle strutture profonde, complicate da deformazioni e sovrascorrimenti per alcune migliaia di metri di profondità.

È tuttavia da porre in evidenza una recente fase espansiva della produzione di gas (BORGIA *et alii*, 1985a) nell'intorno delle manifestazioni superficiali dell'area meridionale, dove la ricerca è stata intensificata in corrispondenza di discontinuità tettoniche, attraverso le quali il gas sarebbe migrato con una componente verticale, fatto che spiegherebbe, in base al fenomeno della condensazione retrograda, le tracce e i piccoli accumuli di olio leggero ritrovati. Ciò è supportato dai risultati delle analisi geochimiche dei gas, che ne indicano un'origine termogenica profonda (BORGIA & RICCHIUTO, 1984; BORGIA *et alii*, 1988), non confrontabile con le condizioni fisiche dei modesti livelli dei rinvenimenti, contenuti in ammassi fratturati associati alle formazioni liguri pre-flysch.

Le manifestazioni naturali sopra ricordate sembrano connesse infatti a discontinuità che secondo lo schema strutturale del foglio (figg. 54, 57, 58) fanno parte della Linea trasversale di Vergato (manifestazioni in destra del Reno di

fronte alla stessa località) e, probabilmente, della sua prosecuzione meridionale (dintorni di Pian di Casale, poco oltre il limite del foglio), del sistema trasversale della Linea di Riveggio (area di Pian di Setta), del sistema di faglie inverse a nord di M. Giovine che attraversano il Reno (gorgoglii presso il ponte ferroviario a sud di Sasso Marconi), del fascio trasversale della Linea di Savigno (zone di M. Falò e S. Croce-I Pavoloni) e del Sistema a direzione appenninica Loiano-Venola (manifestazioni di Vedegheto).

Infine, un altro composto organico, che però non ha nulla a che fare con gli idrocarburi trattandosi di una resina fossile di conifera, è l'*ambra* rinvenuta in grumi nelle arenarie della Formazione di Loiano: fu usata per piccoli manufatti o come gemma fin da tempi preistorici.

1.7.- MINERALI METALLIFERI

Le uniche rocce che potrebbero contenere minerali metalliferi d'origine primaria sono le masse ofiolitiche incluse nelle Argille a Palombini: in esse si sono ritrovate piccole quantità, di nessuna importanza industriale, di minerali di ferro e di rame: pirite e calcopirite, e di silicati magnesiaci: amianto, asbesto, talco e steatite (BOMBICCI, 1873). "Una patina, liscia e lucente" (SIMONELLI, 1923) di siderite (carbonato di Fe) alterata in limonite manganesifera ricopre frammenti calcarei o siltitici nelle Argille varicolori *s.l.*. Altri minerali costituiscono solo delle interessanti rarità, come la *millerite* (solfuro di nichel) rinvenuta in cristallini aghiformi in "dolomite spatca" (BOERIS, 1916) nei pressi di Montecatone Ragazza. Si ricordano, infine, i noduli di cristalli fibroso-raggiati di baritina (solfato di bario), di colore grigio-madreperlaceo, che pur raramente si ritrovano nelle Argille a Palombini dei Complessi di base liguri; nel XVII secolo il minerale dei noduli raccolti nei calanchi di M. Paderno (a N del foglio) divenne famoso come "pietra fosforica" di Bologna, per la proprietà di generare fosforescenza in seguito a calcinazione (SCICLI, 1972; con bibl.).

2. - CAUSE E TIPOLOGIA DEI PIÙ COMUNI MOVIMENTI FRANOSI (a cura di M. Pizziolo)

L'innesco di una frana su di un versante avviene quando la componente tangenziale della forza di gravità supera le forze resistenti nel terreno con la conseguenza della genesi di una superficie di rottura più o meno ben delineata. Oltre a fattori locali o arealmente e temporalmente variabili (morfologia, regime pluviometrico, condizioni strutturali, fratturazione, capacità di infiltrazione delle acque meteoriche, eventuali *shock* sismici, ecc...) un fattore predisponente al dissesto di carattere generale, che interagisce peraltro fortemente con i precedenti, è dato dalla litologia. È immediatamente evidente dalla Carta Geologica come, indipendentemente dalle condizioni locali, la franosità di una certa zona (in ter-

mini di frequenza di eventi e di tipologia) sia strettamente correlata alle caratteristiche litologiche e strutturali delle varie formazioni che affiorano: sono pertanto individuabili alcuni insiemi di unità litostratigrafiche con caratteri di propensione al dissesto simili.

2.1. – INSIEME A

Ne fanno parte le unità litostratigrafiche a dominante argillosa caratterizzate da tessitura prevalentemente del tipo "clasti in matrice" (almeno alla scala dell'affioramento) sia di origine sedimentaria (BAI, MVT, FPG₁) che tettonica (formazioni liguri pre-flysch, AVN). Questi litotipi sono caratterizzati dalla presenza pervasiva di superfici di discontinuità (scagliosità, fissilità) che, connesse ad un aumento di volume della roccia nelle porzioni più superficiali (per fenomeni di decompressione legate al forte sovraconsolidamento originario), provocano una permeabilità secondaria della roccia. La presenza di minerali argillosi (specialmente montmorillonite) che tendono a trattenere grandi quantità di acqua, contribuiscono ulteriormente a determinare caratteristiche geotecniche piuttosto scadenti. Ciò favorisce nelle zone di affioramento di queste formazioni una diffusa franosità prevalentemente superficiale. L'Indice di franosità (I.F.: rapporto tra la superficie coperta da frana e la superficie coperta dalla formazione o dall'insieme di formazioni) è infatti molto elevato (fino oltre il 40%) e la tipologia dei dissesti è dominata da frane di tipo "colata di fango e detrito" e da frane di tipo complesso date da scivolamenti lungo superfici rotazionali che evolvono in frane per colata (*slump+earth flow*).

Caratteristica per molte delle formazioni riunite in questo insieme è la presenza di aree calanchive. Quelle con la presenza di forme ben sviluppate ed evolute sono per lo più legate alle formazioni costituite da breccie argillose poligeniche (FPG₁, BAI e MVT). Forme discretamente sviluppate si hanno in genere anche nelle formazioni argillose policrome (AVV, AVT, AVS), mentre in genere le altre formazioni (APA e AVN) non presentano aree calanchive molto vaste e le forme sono spesso ad uno stadio piuttosto immaturo. Tali differenze sembrano per lo più imputabili al rapporto tra la massa argillosa e i litotipi più competenti (relativamente alto per le breccie argillose) e alla omogeneità tessiturale ossia alla presenza più o meno abbondante di "clasti o boudins" litoidi di grandi dimensioni (tipici quelli entro APA) entro la massa argillosa.

Vaste aree del foglio sono occupate da corpi rocciosi appartenenti a questo insieme, in prevalenza nei quadranti occidentali; tali aree sono caratterizzate da frane di dimensioni variabili spesso limitate in estensione e non cartografabili alla scala 1: 50.000. Fra le frane più importanti sono da ricordare la frana di Ciano - Monteombraro (sez. 237010) e le innumerevoli frane dei dintorni di Vergato (237 SW).

2.2. - INSIEME B

È rappresentato dalle unità litostratigrafiche costituite da alternanze argillose arenacee o argillose calcaree appartenenti alla famiglia delle formazioni torbiditiche liguri e subliguri (MOH, MOV, MLL, SAG, MPA, ARB). In questo insieme la diffusa presenza di sottili ma continui intervalli argillosi, accompagnata da una permeabilità sia primaria che secondaria, data dal sovente elevato grado di fratturazione della roccia, provoca diffusi dissesti con colate superficiali e frane da scorrimento traslazionale con piani di scivolamento lungo strato; discretamente presenti anche scorrimenti rotazionali e frane complesse tipo *slump+earth flow* che interessano soprattutto vaste aree ricoperte da coltri detritiche; L'indice di franosità (I.F.) è abbastanza elevato (I.F. medio del 30%), ma spesso variabile a seconda dell'area; la dimensione media dei dissesti è la più elevata tra i vari insiemi: in qualche caso interi tratti di versante sono interessati da deformazioni profonde con traslazioni lentissime di blocchi ettometrici disarticolati ove però è per lo più mantenuta una certa coerenza interna delle formazioni torbiditiche (frane in massa, movimenti gravitativi profondi). Tra le tante è da ricordare la frana di Ca' di Sotto (fig. 70), a nord di S. Benedetto Val di Sambro, riattivatasi nel giugno 1994 con formazione di un lago di sbarramento lungo il T. Sambro, svuotato nelle settimane successive con interventi artificiali. Essa è soltanto una delle tante frane dell'area di dimensioni medie: di fronte a essa, a titolo di esempio, è cartografata un'altra frana di dimensioni ben maggiori il cui ultimo movimento parossistico è data al 1672.

2.3. - INSIEME C

Si tratta di unità litostratigrafiche costituiti da marne prevalenti o da alternanze pelitico-arenacee delle successioni subligure, epiligure e pliocenica intrappenninica (ARB, ANT, CIG *p.p.*, TER, MMP, RAN, RUM₂). Sono in genere caratterizzati da un I.F. medio e da una tipologia riconducibile frequentemente a frane tipo *slump+earth flow* e a scorrimenti *s.l.* di dimensioni variabili, in genere modeste; sono abbastanza frequenti anche le aree calanchive, almeno nelle formazioni più argillose.



Fig. 70 - La frana presso Ca' di Sotto (S. Benedetto val di Sambro) riattivatasi nell'estate del 1994 anche a seguito di un evento sismico e che è impostata sui litotipi della Formazione di Monte Venere affioranti sul versante destro del T. Sambro. Il movimento franoso per dimensioni e tipologia rappresenta un evento tipico per questa formazione caratterizzata da coltri detritiche a stabilità precaria e di notevole spessore.

2.4. - INSIEME D

Ne fanno parte le unità litostratigrafiche costituite in prevalenza da areniti (LOI, ANT₄, PAT, CIG *p.p.*, ADO) e da conglomerati (RUM₁) delle successioni epiliguri e pliocenica, caratterizzate da I.F. basso o molto basso, e da frane generalmente di tipo scorrimento *s.l.* o frane complesse, a luoghi di dimensioni notevoli; sono presenti anche crolli (PAT) e movimenti gravitativi profondi (traslazioni in massa).

Particolarmente pericolosi (oltre una quindicina di anni fa una frana di questo tipo invase la sede ferroviaria nei pressi di Gardelletta in Val Setta provocando numerose vittime) anche se non frequentissimi, sono i movimenti franosi che interessano accumuli detritici sabbiosi o porzioni particolarmente alterate e degradate della Formazione di Loiano. In occasioni di forti precipitazioni e in condizioni sfavorevoli di assetto delle superfici di scorrimento potenziali, questi materiali saturi possono infatti scendere rapidamente a valle come valanghe di sabbia o come *debris flows* lungo i pendii ripidi che caratterizzano le aree di affioramento di questa formazione.

2.5. - DISSESTI CHE INTERESSANO PIÙ INSIEMI DI UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

È piuttosto comune che i dissesti coinvolgano formazioni appartenenti ad insiemi diversi e anzi spesso proprio dalle condizioni particolari lungo i contatti (stratigrafici o tettonici) tra litologie diverse (per grande disponibilità di acque sorgive, per la presenza di materiali a luoghi particolarmente fratturati e degradati) hanno origine le frane più estese. Nell'area del F.237 tali condizioni si hanno con maggior frequenza in corrispondenza dei contatti tra PAT e le formazioni epiliguri e liguri sottostanti. Esempi di questo tipo si hanno per le frane di Oreglia (quiescente e di lunghezza complessiva superiore a 4 km), di Amatella (quiescente) di Greglio in evoluzione e di Scola in evoluzione tutte circostanti l'area di Montovolo - M. Vigese. Il coronamento e la parte alta di questi dissesti, con crolli e scorrimenti, interessano la Formazione di Pantano; la parte mediana, più o meno sviluppata, interessa le unità epiliguri sottostanti con meccanismi tipo scorrimento *s.l.*, mentre la parte bassa coinvolge le unità liguri con meccanismi tipo colata; analogo caso è in parte quello della frana di Rocca di Roffeno caratterizzata da espansioni laterali, scorrimenti rotazionali, crolli, scivolamenti e colate di terra (TOSATTI, 1987) e delle estese e complesse frane che si trovano sul versante destro (Malfolle e Meladello, 237060 - 070) e sinistro della Val di Venola (Montasico, 237060), quest'ultime con parte del fenomeno franoso ascrivibile a processi di *lateral spread*.

Altri esempi di frane complesse originate da forti disomogeneità litologiche si hanno tra la Formazione di Loiano e le formazioni prevalentemente argillose sottostanti (area di Castelnuovo: sez. 237090). Nelle zone di Rocchetta Mattei (237130) e del fondovalle Savena, tra Loiano e Monzuno (237120), particolarmente problematica è la presenza di blocchi appartenenti al Membro di Monzuno (LOI₂) completamente isolati e a quote piuttosto basse. Pure se la presenza di questi affioramenti può essere giustificata con qualche dubbio da cause tettoniche, non si può eventualmente scartare la possibilità che essi rappresentino i resti di frane di scivolamento in massa, anche se la morfologia tipica di un accumulo di frana (area di distacco, corpo e zona di accumulo) non è conservata; si tratterebbe dunque eventualmente di accumuli antichi e dei residui di una paleomorfologia.

Un terzo esempio di frane complesse che coinvolgono litotipi con caratteristiche geotecniche molto differenti si ha in corrispondenza del contatto tra RUM₁ e le formazioni epiliguri sottostanti (PAT, ANT, RAN) affiorante nei dintorni di Scascoli (zona di Ronco: sez. 237080); anche in questo caso la morfologia originaria è ormai quasi completamente cancellata: rimane un potente deposito di frana (frane in blocco e scivolamento di detrito), con morfologia notevolmente complessa caratterizzata da zone a debole inclinazione e in contropendenza.

In questo tipo di movimento franoso ricade anche la frana che coinvolge parte dell'abitato di Vado (237080), mentre situazioni di sovrapposizione geometrica tra formazioni torbiditiche e formazioni argillose cretacee liguri pre-flysch hanno originato le frane quiescenti di Savigno e di Gavignano (237010) di tipo complesso (*slump+earth flow*).

Altro movimento franoso emblematico per tipologia è quello presente poco ad ovest di Vergato tra Ca' del Lupo e Quaderna sul versante sinistro del Vergatello: blocchi di dimensioni metriche e decametriche di PAT provenienti dalle pendici meridionali di M. Pero sono stati traslati fino al fondovalle da movimenti per colata di fango che hanno interessato le formazioni liguri cretacee a dominante argillosa (APA, AVT) presenti nella parte inferiore del versante.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1969) - *Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro «Auctt.») ed i terreni sovrastanti (Appennino modenese e bolognese) - Dati preliminari*. Boll. Soc. Geol. It., **88(4)**, 637-644.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. Sestini (Ed.): *Development of the Northern Apennines*. Sedim. Geol., **4**, 251-340 .
- ABBATE E. & BRUNI P. (1989) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine nord-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 19-34.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. In: Sestini G; "Development of the Northern Apennines geosyncline". *Sedimentary Geology*, **4**, 207-249.
- ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINGUISTI (1959) - *Atti del Convegno sui giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale*. Vol. II.
- 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.
- AMORE O. F., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO E. (1988) - *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centro - meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 621-625.
- AMOROSI A. (1991) - *Analisi di facies e stratigrafia sequenziale della formazione di Bismantova ad est del fiume Panaro ("placca" di Zocca-Montese, Appennino bolognese)*. *Giorn. Geol.*, ser. 3, **52/1-2** (1990), 159-177.
- AMOROSI A. (1992a) - *Stratigrafia e sedimentologia del Miocene epiligure tra le Valli del Panaro e del Marecchia (Appennino Settentrionale)*. Tesi di Dottorato inedita. Università di Bologna. 205 pp.
- AMOROSI A. (1992b) - *Correlazioni stratigrafiche e sequenze deposizionali nel Miocene epiligure delle Formazioni di Bismantova, S. Marino e M. Fumaiolo (Appennino settentrionale)*. *Giorn. di Geol.*, ser. 3, **54(1)**, 95-105.
- AMOROSI A. (1993) - *Use of glauconies for stratigraphic correlation: review and case histories*. *Giorn. di Geol.*, ser. 3, **55/1**, 117-137.
- AMOROSI A. & SPADAFORA E. (1995) - *The Upper Serravallian unconformity in the Epi-Ligurian units of the Bologna Apennines*. *Scritti e Documenti Acc. Naz. delle Scienze*, **14**, 69-86.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1993) - *Le unità epiliguri nel settore emiliano dell'Appennino settentrionale. Biostratigrafia, stratigrafia sequenziale e implicazioni litostratigrafiche*. *Paleopelagos*, **3**, 209-240.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996a) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**, 355-367.

- AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPORALE L. & DI DIO G. (1996b) - *Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy*. *Sedimentary Geology*, 102, 275-295.
- ANNOVI A. (1980) - *La geologia del territorio di Montese (Appennino modenese)*. *Mem. Sc. Geol.*, **36**, 67-84.
- ANTONELLINI M. A., AYDIN A. & POLLARD D.D. (1994) - *Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah*. *Journ. of Struct. Geol.*, **16**, 941-959.
- ARTONI A., BERNINI M., PAPANI G., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1994) - *Sezione geologica schematica Bonassola (SP) - Felino (PR)*. *Studi Geologici Camerti, Volume speciale (1992/2) appendice CROP 1-1A*, 61-63.
- AUTORI VARI (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale a scala 1:250.000*. S.EL.CA., Firenze.
- AUTORI VARI (1987) - *Note illustrative alla Carta strutturale dell'Appennino settentrionale a scala 1:250.000*. Tipografia senese.
- AUTORI VARI (1992) - *Appennino Tosco-Emiliano*. *Guide Geol. Reg.*, 4, BE-MA editrice.
- AYDIN A. (1978) - *Small faults formed as deformation bands in sandstone*. *Pure appl. Geophys.*, **116**, 913-930.
- AYDIN A. & JOHNSON A. (1978) - *Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone*. *Pure appl. Geophys.*, **116**, 931-942.
- AYDIN A. & JOHNSON A. (1983) - *Analysis of faulting in porous sandstones*. *J. Struct. Geol.*, **5**, 19-31.
- AYDIN A. & RECHES Z. (1982) - *The number and orientation of fault sets in the field and in experiments*. *Geology*, **10**, 107-112.
- AZZAROLI A. (1953) - *Appunti sulla serie di Loiano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **72**, 27-32.
- BALDACCINI L. (1902) - *Osservazioni sulla memoria dell'ingegnere A. C. Ducati per lo sbarramento di Val di Setta e su quelle ivi allegate dei professori Vinassa e Pantanelli*. *Stab. Tip. Zamorani e Albertazzi, Bologna*.
- BALLY A.W. & SNELSON S. (1980) - *Realms of subsidence*. In: Miall A.D.(Ed.), *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*. *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, **6**, 9-94.
- BALLY A.W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice Bologna.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1982) - *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale*. *Note illustrative*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**, 523-549.
- BELLUZZI O. (1927) - *Le pietre da costruzione della provincia di Bologna. I)° Le arenarie calcarifere di Montovolo*. *Le Industrie del Cemento*, 6.
- BENINI A. & DE NARDO M.T. (1994) - *The "chaotic units" between the Idice and Sillaro Valleys (Bologna Apennines)*. In: *Post Congress Field Trip No 3 - Excursion Guidebook - "The chaotic rocks in the southeastern sector of the Emilia Apennines"*. 1st European Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems. Bologna (Italia) 13-16 June 1994. *Ufficio Geologico Regione Emilia Romagna - Dipartimento di Scienze della Terra Università di Modena*.
- BERGGREN W.A. & MILLER K.G. (1988) - *Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology*. *Micropal.*, **34(4)**, 362-380.
- BERSANI A., DONDI M., MEZZETTI R. & MORANDI N. (1986) - *Caratteri composizionali delle porzioni pelitiche nella «Serie di Loiano» a sud di Marzabotto (Bologna)*. *Rendiconti S.I.M.P.*, **41 (1)**, 113-129.
- BERTACCHINI M. (1994) - *Le ofioliti dell'Appennino modenese ed aree limitrofe*. *Tesi di laurea inedita*. Dipartimento di Scienze della Terra Università di Modena.
- BERTACCHINI M. & BONACINI P. (1993) - *Le ofioliti dell'Emilia Romagna: aspetti geologici e storici*. *Atti Soc. Nat. Mat. di Modena*, 123, 57-94.

- BERTOTTI G., ELTER P., MARRONI M., MECCHERI M. & SANTI R. (1986) - *Le argilliti a blocchi di M. Veri: considerazioni sull'evoluzione tettonica del bacino ligure nel Cretaceo superiore. Ofioliti*, **11**, 193-221.
- BETTELLI G. & BONAZZI U. (1979) - *La geologia del territorio di Guiglia e Zocca (Appennino modenese)*. Mem. Sc. Geol., **32**, 1-24.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1985) - *Il Melange sedimentario della Val Tiepido (Appennino Modenese): composizione litologica, distribuzione areale e posizione stratigrafica*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **115** (1984), 77-90.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1989) - *I melanges dell'Appennino settentrionale*, dal T. Tresinaro al T. Sillaro. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 187-214.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1992a) - *Liguridi, melanges 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. (1992b) - *Introduzione alla Geologia del settore sud-orientale dell'Appennino emiliano*. In: Guida alla traversata dell'Appennino settentrionale. 76ma Riun. Est. S.G.I., Firenze, 16/20-9-92, Centro Dupl. Offset, Firenze.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1989a) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 91-126.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1989b) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 215-246.
- BETTELLI G., FREGNI P. & PANINI F. (1989c) - *Età delle Marne di Monte Piano a tetto delle Arenarie di Loiano nella zona di Marzabotto (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 277-284.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P., GASPERI G., GELMINI R. & PANINI F. (1989d) - *Nota illustrativa alla Carta geologica dell'Appennino modenese e zone limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 487-498.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1989e) - *Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenaria di M. Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 1-18.
- BETTELLI G., FIORONI C., FREGNI P. & PANINI F. (1992) - *Nuovi dati stratigrafici sulla Successione epiligure eo-oligocenica della Val di Setta (Appennino bolognese)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 221-227.
- BETTELLI G., CAPITANI M. & PANINI F. (1994) - *The mesoscopic structures of a strongly deformed multilayered sequence: a hypothesis of the origin of the "block-in-matrix" fabric and the layer-parallel extension shown by Ligurian dismembered formations of the Baganza Supergroup outcropping in the Reggio Emilia and Modena Apennines*. In: Post Congress Field Trip No 3 - Excursion Guidebook- "The chaotic rocks in the southeastern sector of the Emilia Apennines". 1st European Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems. Bologna (Italia) 13-16 June 1994. Ufficio Geologico Regione Emilia Romagna - Dipartimento di Scienze della Terra Università di Modena.
- BETTELLI G., CONTI S. & PANINI F. (1995) - *Brecce poligeniche a matrice argillosa alla base della Successione epiligure della coltre della Val Marecchia (Appennino tosco-marchigiano)*. Atti Tic. Sc. Terra, **37** (1994), 111-131.
- BETTELLI G., CAPITANI M. & PANINI F. (1996) - *Origine della struttura a "blocchi in pelite" e dell'estensione parallela alla stratificazione nelle formazioni smembrate liguri del Supergruppo del Baganza affioranti nel settore sudorientale dell'Appennino emiliano*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi, **15**, 261-298.
- BIANCONI G.G. (1840) - *Storia naturale dei terreni ardenti, dei vulcani fangosi, delle sorgenti infiammabili, dei pozzi idropirici e di altri fenomeni geologici operati dal gas idrogeno, e della origine di detto gas*. Nuov. Ann. Sc. Nat., Mem., 2, 3, 4, 5. Bologna.
- BIASUTTI R. (1907) - *Le salse dell'Appennino settentrionale*. Mem. Geogr. d. G. Dainelli, 2. Firenze.

- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural Model of Italy. Scale 1:500,000*. S. EL. CA., Florence, Italy.
- BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. "Proc. First Intern. Conf. Plankt. Microfossils", Geneva 1967, v.1, pp. 199-422, 54 tav., 43 Fig., Leiden.
- BLOW W.H. (1979) - *The Cainozoic Globigerinida*. E.J. Brill, Leiden, 1413 pp.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retroarco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 201-216.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Polarità strutturali delle Alpi e dell'Appennino in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica*. Mem. Soc. Geol. It., **10** (4), 371-378.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 21, 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics on the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**, 7-38.
- BOCCHI G., CALANCI N., DAL RIO G. & VIANELLO G. (1976) - *Studio chimico-petrografico delle ofioliti comprese tra le valli del T. Sillaro e del F. Panaro (Appennino bolognese - modenese)*. Rend. Cl. Sc. Fis., Atti Ist. Acc. Sc., ser. 13, **3**, 165-200.
- BOERIS G. (1916) - *Appunti di Mineralogia Bolognese*. Mem. Acc. Sc. Istit. di Bologna, n. ser., 20 (1915-1916).
- BOMBICCI L. (1873) - *Relazione sulle pietre edilizie e decorative della Provincia di Bologna*. Bologna.
- BOMBICCI L. (1876) - *La cosiddetta "cera minerale" di Savigno*. Gazz. dell'Emilia, n. 193 e 194, Bologna.
- BOMBICCI L. (1881) - *L'Appennino bolognese - Descrizione e itinerari*. Bologna.
- BOMBICCI L. (1882) - *Montagne e vallate del territorio di Bologna*. Bologna.
- BONAZZI U. (1971) - *Le Arenarie di Ranzano: caratteristiche sedimentarie e analogie con altre arenarie paleogeniche emiliane*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **102**, 1-32.
- BONAZZI U. & FAZZINI P. (1973) - *Le variazioni di facies nell'oligomiocene semiautoctono del versante padano dell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **104**, 285-308.
- BONAZZI U. & PANINI F. (1982) - *Lineamenti geologici della zona a nord di Grizzana tra il F. Reno ed il T. Setta (Appennino bolognese)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **112** (1981), 1-19.
- BONGIORNI D. (1962) - *Geologia del settore bolognese*. In: Lucchetti et alii: Contributo alle conoscenze del Pedepennino padano. Boll. Soc. Geol. It., **81** (4), 80-112.
- BORGIA G.C., BRIGHENTI G. & CIANCABILLA F. (1985a) - *Recenti progressi dell'indagine sul gas naturale dell'alta valle del Reno*. INARCOS, 40, **460** (6), 223-229.
- BORGIA G.C., ELMI C. & MALTARELLO G. (1985b) - *Le manifestazioni di gas nell'alta valle del Reno: inquadramento geologico e caratteri della mineralizzazione*. INARCOS, 40, **460** (6), 229-234.
- BORGIA G.C. & RICCHIUTO T. (1985) - *Genesi e correlazione degli accumuli gassiferi superficiali dell'Appennino Emiliano*. Acque sotterranee, **2** (3), 15-27.
- BORGIA G.C., ELMI C. & RICCHIUTO T. (1988) - *Correlation by genetic properties of the shallow gas seepages in the Emilian Apennine (Northern Italy)*. Org. Geochem., **13** (1-3), 319-324.
- BORGIA G. C., ELMI C. & MARTELLI G. (1988) - *Hydrocarbons in the Tuscan-Emilian Apennines: origin and characters of mineralisation*. Boll. Soc. Geol. It., **31** (1986), 255-266.
- BORTOLOTTI V. (1962) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2), 225-314.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Nota illustrativa alla carta della distribuzione geografica della Formazione di Monte Morello (Alberese)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4), 155-190.
- BRUEREN J.W.R. (1941) - *De Geologie van een deel der etruskische Apennijnen tusschen Firenze en Bologna*. Van Gorcum & Co., Assen, Nederlands

- 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.
- CAMERANA E. (1907) - *L'industrie des Hydrocarbures en Italie*. Atti 3° Congresso Internazionale del Petrolio, 229-280, Bucarest.
- CAMERANA E. (1923) - *Le manifestazioni di idrocarburi nell'Emilia*. Boll. Soc. Geol. It., **42**.
- CAMERANA E. & GALDI E. (1911) - *I giacimenti petroliferi dell'Emilia*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., Bologna.
- CAPPELLINI G. (1875-76) - *Sull'analisi meccanica delle rocce crittòmere per mezzo delle lamine sottili e del microscopio*. Rend. Acc. Sc. di Bologna.
- CAPITANI M. (1993) - *Analisi macrostrutturale della Fascia di deformazioni trasversali dei Torrenti Lavino e Samoggia (Province di Bologna e Modena)*. Tesi di Dottorato, Università di Bologna e Modena, Bibl. Naz. Roma e Firenze, pp. 104.
- CAPITANI M. (1997) - *Analisi macrostrutturale del sistema di deformazioni trasversali della Val Lavino (Appennino settentrionale, Italia)*. Atti Tic. Sc. Terra, **39**, 65-77.
- CARLONI G.C., FRANCAVILLA F. & ZECCHI R. (1978) - *Neotettonica del Margine padano dell'Appennino bolognese in relazione agli indizi geomorfologici e alle strutture sismogenetiche*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 627-634, Roma.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy*. Journ. Geol., **86**, 487-504.
- 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.
- CASALI A. (1877) - *La cera fossile e l'olio minerale di M. Falò*. Bologna.
- CASNEDI R. (1982) - *Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguridi nell'Appennino Nord-occidentale*. Atti Ist. Geol. Univ. di Pavia, **30**, 42-66.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1986) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn. Geol., **47** (1-2) (1985), 47-75.
- CASTELLARIN A., EVA C. & CAPOZZI R. (1994) - *Tomografie sismiche e interpretazione geologica profonda dell'Appennino settentrionale - nord occidentale*. Studi Geologici Camerti, CROP 1-1A volume speciale (1992/2) appendice, 85-98.
- CASTELLARIN A. & PINI A. col contributo di BORSETTI A.M. & RABBI E. (1989) - *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 127-141.
- CATANZARITI R., CIBIN U., TATEO F., MARTELLI R., & RIO D. (1993) - *Segnalazione di livelli vulcanoderivati nella formazione di Ranzano: età oligocenica inferiore del vulcanesimo andesitico dell'Appennino settentrionale*. Gruppo Inform. di Sedimentol. del C.N.R., Terzo Conv. ann., Salice Terme 4-6/10/93, Riassunti, p.15.
- CATTANEO M., EVA C., GIGLIA G. & MERLANTI F. (1983) - *Seismic hazard in the Northwestern Apennines*. Pageoph., **121/2**, 221-245.
- CAVAZZUTI M. & PIZZIOLO M. (1994) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000. Sez. N. 237140 "Montecatino Ragazza"*. S.EL.CA., 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.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *Il Complesso di M. Modino - Cervarola nell'alto Appennino Emiliano (fra 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. (1989) - *Petrografia e provenienza delle Arenarie di Loiano (Eocene sup. - Oligocene inf., Appennino bolognese e modenese)*. Giornale di Geologia, **51**, 81-92.
- CIBIN U. (1993) - *Evoluzione composizionale delle areniti nella successione epiligure eo-oligocenica (Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, ser. 3, **55/1**, 69-92.
- CLERICI A. (1988) - *Considerazioni morfoneotettoniche sul versante padano dell'Appennino fra il Fiume Secchia e il Fiume Santerno in base all'analisi delle «superfici pianeggianti»*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**, 89-106.
- COCCOLINI G. (1983) - *L'acquedotto romano di Bologna*. Li Causi Ed.
- COLALONGO M.L., PADOVANI A. & RAFFI S. (1982) - *Osservazioni paleoambientali e biostratigrafiche sulla Sezione di Rio Caurinzano (Val di Zena, Bacino intrappenninico, Bologna)*. In: Cremonini G. & Ricci Lucchi F.: Guida alla geologia del margine Appenninico-Padano. Guide Geologiche regionali SGI, 155-158, Bologna.
- COLALONGO M.L. & SARTONI S. (1979) - *Schema stratigrafico per il Pliocene e il basso Pleistocene in Italia*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Pubb. 251 Prog. Final. Geodin., 645-654.
- COLI (1993) - *Tettonica estensiva nell'Appennino settentrionale: spunti e problemi*. Studi Geologici Camerti, CROP 1/1a, volume speciale (1992/2), 203-210.
- COLI M. & FAZZUOLI M. (1983) - *Aspetto strutturale della Formazione di Monte Morello nei dintorni di Firenze*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 543-551.
- COLOMBETTI A. (1975) - *Cenni Geomorfologici del territorio di Zocca - Castel d'Aiano (Appennino modenese e bolognese)*. L'Ateneo Parmense - Acta Naturalia, **11/4**, 617-637.
- CONTI S. (1995) - *La geologia dell'alta Val Marecchia (Appennino tosco-marchigiano) - Note illustrative alla carta geologica 1:50.000*. Atti Tic. Sc. Terra, **37** (1994), 51-98.
- CREMASCHI M. (1978) - *Unità litostratigrafiche e pedostratigrafiche nei terreni quaternari pedeappenninici; loess e paleosuoli tra il F. Taro ed il T. Sillaro*. Geogr. Fis. Din. Quat., **1**, 4-22.
- CREMONINI G. & ELMI C. (1971) - *Note illustrative alla carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 98 "Vergato"*. Serv. Geol. d'Italia. Nuova tecnica grafica Roma.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1990) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000 - Sez. N.238110 "Fontanelice"*. S. EL. CA., Firenze
- CUOGHI A. & PIZZIOLO M. (1994) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000. Sez. N. 237150 "S. Benedetto Val di Sambro"*. S. EL. CA., Firenze
- DAINELLI L. & PIERI M. (1988) - *The evolution of petroleum exploration in Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **31** (1986), 243-254.
- 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**, 147-158.
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro (Italy)*. Geol. Ultraiectina, **35**, 1-168.
- DE NARDO M.T. (1992) - *Dati preliminari sul rilevamento del "complesso caotico indifferenziato" Auct. tra il T. Enza ed il T. Crostolo (Appennino reggiano)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 463-470.
- DE NARDO M. T. (1994) - «Chaotic Units» outcropping between the Termina di Castione and Tassobio Valleys (Parma and Reggio Emilia Apennines). Mem. Soc. Geol. It., **48**, 295-299.
- DE NARDO M.T., IACCARINO S., MARTELLI L., PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L. & VERNIA L. (1992) - *Osservazioni sull'evoluzione del bacino satellite epiligure Vetto-Carpinetti-Canossa (Appennino Settentrionale)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 209-220.
- DE STEFANI C. (1922) - *L'origine del Petrolio nell'Emilia*. R. Accad. Naz. Lincei, ser. 5, 31, Roma.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1972) - *La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levante e la Val Graveglia (Appennino Ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 417-433.
- DIECI G. (1965) - *Età luteziana delle «Argille di Rio Giordano» (Appennino settentrionale modenese)*. Documentazione micropaleontologica. Boll. Soc. Paleont. It., **4**, 9-27.

- DONDI M., MEZZETTI M., MORANDI N. & TATEO F. (1991) - *Confronti composizionali di peliti oligo-mioceniche dell'Appennino Settentrionale*. Miner. Petrogr. Acta, **34**, 159-171.
- DONDI M., FAILLA A., MEZZETTI R., MINGUZZI V. & MORANDI N. (1987) - *Intercalazioni zeolitiche oligo-mioceniche nell'Appennino settentrionale*. Giornale di Geologia, ser. 3, **49/2**, 45-57.
- DUCATI C. A. (1901) - *Sullo sbarramento di Val di Setta*. Stab. Tip. Zamorani e Albertazzi, Bologna.
- ELMI C. (1991) - *Anomalie del reticolo idrografico nell'Appennino centro-settentrionale: evoluzione geomorfologica e neotettonica*. Giornale di Geologia, **53/2**, 81-92.
- ELMI C. & VAI G.B. (1975) - *Le attività estrattive nell'Appennino bolognese e romagnolo*. In: "Cave e assetto del territorio. Studi e documentazioni, 7". Regione Emilia-Romagna.
- ELMI C. & ZECCHI R. (1974) - *Caratteri sismotettonici dell'Emilia-Romagna*. Quaderni della Mercanzia, Bologna.
- ELMI C., SELLI R. & ZECCHI R. (1981) - *Sismotettonica dell'Emilia-Romagna*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 617-622.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a NW delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **60**, 273-312.
- ELTER P. & MARRONI (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., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M. Penna/Casanova (Alta Val di Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, Note Brevi, 97-106.
- EVA C., CATTANEO M., AUGLIERA P., PASTORE S. & TOMASELLI A. (1990) - *Sismotettonica dell'Italia Nord-Occidentale*. Atti del convegno Gruppo naz. Difesa dai terremoti, Ed. Ambiente, Pisa.
- EVA E. & SOLARINO S. (1994) - *Alcune considerazioni sulla sismotettonica dell'Appennino nord-occidentale ricavate dall'analisi dei meccanismi focali*. Studi Geol. Camerti, CROP 1-1/A, volume speciale (1992/2) appendice, 75-83.
- FAZZINI P. & TACOLI M.L. (1963) - *La serie Oligo-Miocenica del versante padano dell'Appennino Settentrionale e la sua posizione nella tettonica regionale*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **94**, 33-52.
- FERRARI G. & MALGALDI D. (1968) - *I paleosuoli di Collecchio ed il loro significato*. L'ateneo parmense - Acta Nat., **4**, 57-92.
- FERRARI G., GASPERINI P. & POSTPISCHL D. (1980) - *Catalogo dei terremoti della Regione Emilia-Romagna*. Collana di orientamenti geomorfologici e agronomico-forestali, Pitagora Editrice, Bologna.
- FESCE A.M. & PINI G.A. (1988) - *Analisi mesoscopiche sui terreni caotici (Argille Scagliose) e sul Pliocene intrappenninico del Bolognese*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **23 (4)** (1987), 211-218.
- FIORONI C. & PANINI F. (1989) - *Documentazione biostratigrafica sul Miocene delle sinclinali del Pigneto e di Montebaranzone (Appennino modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 297-318.
- FIORONI C., FONTANA D., PANINI F. & PARMEGGIANI F. (1996) - *La Successione Monte Venere - Monghidoro nell'Appennino modenese e bolognese*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi 15 - Miscellanea Geologica, 223-257.
- FONTANA D., SPADAFORA E., STEFANI C., TATEO F. & ZUFFA G.G. (1991) - *Il Flysch di Solignano nel quadro dei Flysch ad Elmintoidi (Maastrichtiano inferiore, Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, **52** (1990), 99-120.
- FREGNI P. & MANTOVANI UGUZZONI M.P. (1976) - *L'Oligo-Miocene dei depositi tardo-orogeni tra il F.Panaro e il F.Reno (Appennino emiliano)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **82 (4)**, 749-782.
- FREGNI P. & PANINI F. (1988) - *Lacuna stratigrafica tra le Formazioni di Ranzano e Antognola nelle zone di Roteglia e Montebaranzone (Appennino reggiano e modenese)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **93 (4)** (1987), 533-558.
- FREGNI P. & PANINI F. (1995) - *Dati biostratigrafici sulla Formazione di Cigarellino (Gruppo di Bismantova) di Pavullo nel Frignano (Appennino modenese)*. Scritti e documenti Acc. Naz. Scienze, **14**, 87-111.

- FREGNI P. & PANINI F. (1996) - *I depositi messiniani superiori di Settefonti e Mercatale (Sinclinale intrappenninica bolognese, Appennino settentrionale)*. Acc. Naz. Sci. Lett. ed Arti di Modena, Collana di Studi 15 - Miscellanea Geologica, 143-157. MUCCHI, Modena
- Fregni P., Panini F. & Pizzio M. (1996) - *Dati stratigrafici sulla Successione epiligure nell'area tipo della "Serie di Loiano"*. (Valli del Setta e del Savena, Appennino bolognese). Acc. Naz. Sci. Lett. ed Arti di Modena, Collana di Studi 15 - Miscellanea Geologica, 159-185. MUCCHI, Modena.
- GASPARINI C., IANACCONE G. & SCARPA R. (1985) - *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonoph., **117**, 59-78.
- GAZZI P. (1963) - *Ordine di apparizione dei minerali pesanti nella Formazione di Monghidoro e nella Serie di Loiano (Appennino bolognese)*. Miner. Petrogr. Acta, **9**, 79-95.
- GAZZI P. (1966) - *Le arenarie del Flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazione con il Flysch di Monghidoro*. Miner. Petrogr. Acta, **12**, 69-97.
- GAZZI P. & ZUFFA G. C. (1970) - *Le arenarie paleogeniche dell'Appennino emiliano*. Miner. Petrogr. Acta, **16**, 97-137 .
- GHISELLI F., OTTRIA G. E PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati biostratigrafici sulle Arenarie di Scabiazza in base ai Nannofossili Calcarei (Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, Note brevi, 75-84.
- GOZZADINI G. (s.d.) - *Intorno all'acquedotto e alle terme di Bologna*. Bologna, pp. 79.
- GUENTHER K. & REUTTER K.J. (1985) - *Il significato delle strutture dell'unità di M. Modino - M. Cervarola tra il Passo delle Radici e il M. Falterona in relazione alla tettonica dell'Appennino settentrionale*. Giorn. di Geol., ser. 3, **47 (1-2)**, 15-34.
- HEMMER C. (1971) - *Zur Geologie des Gebietes zwischen Lago di Suviana und Passo della Futa, (Prov. Bologna und Firenze, Italien)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 234 pp .
- Hsu K.J. (1967) - *Origin of large overturned slabs of Apennines, Italy*. A.A.P.G. Bull., **51 (1)**, 65-72.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic Foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders J.B., & Perch Nielsen K. (Ed.) - *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 283-314.
- LABAUME P. (1992) - *Evolution tectonique et sedimentaire des fronts de chaine sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Francaises et de Sicile*. Université Montpellier II. Thèse de docteur d'Etat, 476 pp.
- LIPPARINI T. (1945) - *Studi stratigrafici e tettonici nell'Appennino settentrionale*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **64 (1)** (1946), 33-107.
- LIPPARINI T. (1963) - *Carta Geologica d'Italia. Foglio 87, "Bologna"*. Litografia artistica cartografica, Firenze.
- LIPPARINI T. (1966) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia. Foglio 87, "Bologna"*. La Litograf, Roma.
- LOSACCO U. (1966) - *Terreni, struttura e morfologia del Subappennino modenese-reggiano*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **97**, 1-60.
- LORENZINI D. (1904) - *I gas e le acque minerali dell'Alto Appennino bolognese*. Modena.
- LUCCHETTI L., ALBERTELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI D. & DONDI L. (1962) - *Contributo alle conoscenze del Pedappennino padano*. Boll. Soc. Geol. It., **81 (4)**, 5-245.
- MACCOLINI R., BASSI B., BISBINI P., CUTRUFELLI F., MENGOLI M. & ZANETTI M. (1960) - *Le acque superficiali della provincia di Bologna, la rete idraulica ed il suo grado attuale di inquinamento*. Riv. "La Regione Emilia-Romagna", 6. Bologna.
- MAGAGNOLI M., GATTA A. & LENZI G. (1983) - *Acquedotto del Reno*. C.A.R., Bologna.
- MARCHESI R. (1961) - *Serie stratigrafica di Contignaco*. Boll. Soc. Geol. It., **80 (1)**, 99-104.
- MARINI M. (1982) - *Fasi deformative in Liguria e loro possibili riflessi nell'interpretazione geodinamica del passaggio Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 277-287.
- MAROTTA D. & SICA C. (1933) - *Annali di Chimica Applicata*. 22.

- MARRONI M. (1991) - *Deformation history of the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 727-736.
- MARTELLI L., CIBIN U., DI GIULIO A., CATANZARITI R. & RIO D. (1993) - *Revisione litostratigrafica della formazione di Ranzano. Proposta di legenda per la Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000*. Gruppo Inform. di Sedimentol. del C.N.R., Terzo Conv. ann., Salice Terme 4-6/10/93, Riassunti, 13-14.
- MARTELLI L., CIBIN U., CATANZARITI R., DI GIULIO A. & RIO D. (1998) - *Litostratigrafia della Formazione di Ranzano (Successione Epiligure, Appennino Settentrionale e Bacino Terziario Piemontese)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 151-185.
- 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. (1987) - *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) (1988), 171-191.
- MATTEI A. (1892) - *Ozokerite di Montefalò nel Bolognese*. Bollett. Natural., **12**, Siena.
- MAXWELL J.C. (1959) - *Orogeny, gravity tectonics, and turbidites in the Monghidoro area, Northern Apennine Mountains, Italy*. New York Acad. Sci. Trans., **21**, 269-280.
- MAXWELL J.C. (1959) - *Turbidite, tectonic and gravity transport, Northern Apennine Mountains, Italy*. A.A.P.G. Bull. **43** (11), 2701-2719.
- MECCHERI M., CLERICI A. & COSTA E. (1982) - *Analisi mesostrutturale delle deformazioni plicative in alcuni affioramenti delle Arenarie di Ostia (Appennino parmense)*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 3-16.
- MECCHERI M., MARRONI M., CASELLA A., DELLA CROCE G. & SERGIANPIETRI L. (1986) - *L'Unità di Colli-Tavarone nel quadro dell'evoluzione stratigrafico-strutturale del Dominio ligure (alta Val di Vara, Appennino settentrionale)*. Ofioliti, **11**, 275-292.
- 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).
- MESSINI M. & DI LOLLO G.C. (1957) - *Acque minerali nel mondo*. SEU, Roma.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI - SERVIZIO IDROGRAFICO (1963) - *Dati caratteristici dei corsi d'acqua italiani*. Pubbl. N. 17. Ist. Poligr. dello Stato, Roma.
- MORANDI N., TATEO F. & CUCCI P. (1995) - *Stratigraphic, diagenetic and provenance implications from mineralogic and geochemical study of the Montefortino section (Lower - Middle Miocene, Central Italy)*. Giornale di Geologia, **56/2** (1994), 133-148.
- N.A.C.S.N. (1983) - *North American Stratigraphic Code*. AAPG Bull., **67**, 841-875.
- OGLIANI F. (1981) - *Transgressive-regressive phases in the proximal part of a fan-delta system, Early Pliocene, Intrapenninic Basin, Bologna*. I.A.S. 2nd EUR. MTG., Bologna, 1981, Abstr., 126-129.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-Latitude Cocolith Biostratigraphy Zonation*. Mar. Micropaleont., **5**, 321-325.
- ORI G.G. & RICCI LUCCHI F. (1981) - *Giant epsilon bedding in coarse grained point bars of Late Pliocene Fan Delta Systems, Bologna*. I.A.S. 2nd EUR. MTG., Bologna, 1981, Abstr., 137-140.
- PANINI F. (1981) - *Analisi dei frammenti di roccia presenti in alcune arenarie oligoceniche e mioceniche dell'Appennino Bolognese*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **112**, Modena, 153-174.
- PANINI F. (1986) - *Le Argille di Rio Giordano nella zona di M. Stanco (Appennino bolognese). Dati preliminari*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **116** (1985), 35-50.
- PANINI F. (1994a) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione N.237100 - Riveggio*. Regione Emilia-Romagna - Ufficio Cartografico. S. EL. CA., Firenze.
- PANINI F. (1994b) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione N.237100 "Vergato"*. S. EL. CA., Firenze.
- PANTANELLI D. (1909) - *Relazione di una visita fatta alla cava della molassa ofiolitica di Grizzana della Soc. An. Neri*. Modena.

- PAPANI G. (1963) - *Su un olistostrota di "argille scagliose" intercalato nella serie oligomiocenica del Subappennino reggiano (nota preliminare)*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (3), 195-202.
- PAPANI G. (1971) - *Geologia della struttura di Viano (Reggio Emilia)*. Mem. Soc. Geol. It., **10** (2), 121-165.
- PAREA G.C. (1965) - *Caratteri sedimentologici delle torbiditi pre-Oligoceniche dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (1), 223-266.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1985) - *Struttura geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo: ipotesi sismotettoniche*. Progetto cartografia Geologica: Atti Semin. Regione Emilia-Romagna 22-23 settembre 1985, Bologna. Tip. Moderna, Bologna.
- PEDRAZZI S. (1994) - *Stratigrafia del membro selcioso della Formazione di Antognola dell'Epiligure bolognese: cineriti e Radiolari*. Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Modena.
- PERCH NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic Calcareous Nannofossils*. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch Nielsen (Eds). *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Press.
- PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1992) - *Assetto tettonico ed evoluzione strutturale recente della porzione nord-occidentale dell'Appennino emiliano*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 313-326.
- PETIT J.P. (1987) - *Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks*. J. Struct. Geol., **9**, 597-608.
- PETIT J.P., PROUST F. & TAPPONIER P. (1983) - *Criteres du sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires*. Boll. Soc. Geol. France 1983 (7), t. XXV, 4, 589-608.
- PIERI M. (1961) - *Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955-59 dai geologi dell'AGIP MINERARIA*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1), 3-34.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy)*. C.N.R. Prog. Fin. Geod. Pubbl. n°414, 1-13.
- PINI G.A. (1993) - *Geological map of the Bologna area foothills*. Step Parma.
- PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1993) - *Le unità liguri ed emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**, 183-230.
- PONZANA L. (1988) - *La Formazione di M. Morello e i suoi complessi di base (Appennino settentrionale, Cretaccio superiore - Eocene medio)*. Università di Modena e Bologna - Tesi di Dottorato, Bibl. Naz. Roma e Firenze, 81 pp.
- PONZANA L. (1993) - *Caratteristiche sedimentologiche e petrografiche della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 201-218.
- RAYMOND L.A. (1984) - *Classification of melange*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **198**, 7-20.
- RECHES Z. (1978) - *Analysis of faulting in three dimensional strain field*. Tectonoph., **47**, 109-129.
- REUTTER K.J. (1969) - *La geologia dell'alto Appennino modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sulla Unità di M.Modino-M.Cervarola*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **5** (2), 1-86.
- REUTTER K.J. & GROSCURTH J. (1978) - *The pile of nappes in the Northern Apennines, its unravelling and emplacement*. In: H. Cloos, D. Roeder & K. Schmidt (Eds.) "Alps, Apennines, Hellenides". 239-243. Schweizerbart, Stuttgart.
- RICCI LUCCHI F., COLELLA A., ORI G.G., OGLIANI F. & COLALONGO M.L. (1981a) - *Pliocene fan deltas of the Intra-apenninic Basin, Bologna*. In: F. Ricci Lucchi: Exc. Guidebook, 2nd IAS Eur. Reg. Meeting, Bologna, 79-162.
- RICCI LUCCHI F., OGLIANI F., ORI G.G. & COLELLA A. (1981b) - *Braided versus meandering channel deposits in Pliocene Fan Delta Systems, Bologna Intra-Apenninic Basin*. I.A.S. 2nd EUR. MTG., Bologna, 1981, Abstr., 161-163.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: Cremonini G. & Ricci Lucchi F.: *Guida alla geologia del margine Appenninico-Padano*. Guide Geologiche Regionali SGI, 17-46, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland*. In: P.H. Allen, P. Homewood & G. Williams (Eds.) "Excursion Guidebook". Foreland Basins Symposium, Fribourg, 137-176.

- 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. (1987) - *On the age of the "Salti del Diavolo" conglomerates and of the Monte Cassio Flysch "Basal Complex" (Northern Apennines, Parma Province)*. Giorn. Geol., ser. 3, **49** (1), 63-79.
- RONCAGLIA L. (1995) - *Dinoflagellati del Campaniano-Maastrichtiano con particolare riferimento alla biostratigrafia in Italia*. Tesi di Dottorato - VII Ciclo, Modena, Bologna, Firenze, Roma.
- RONCAGLIA L. & CORRADINI D. (1997) - *Correlation of key dinoflagellate events with calcareous nannoplankton and planktonic foraminiferal zones in the Solignano Formation (Maastrichtian, Late Cretaceous), northern Apennines, Italy*. Review of Paleobotany and Palynology, **97**, 177-196.
- ROTH P. H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean*. In: Benson W. E., Sheridan R. E. et alii: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 44, 731-759, Washington.
- RUFFINI R., COSCA M.A., D'ATRI A., HUNZIKER J.C. & POLINO R. (1995) - *The Volcanic supply of the Taveyanne turbidites (Savoie, France): a riddle for Tertiary volcanism*. Scritti e documenti Acc. Naz. Scienze, **14**, 359-376.
- SACCO F. (1926) - *Ricerche di regioni petrolifere dell'Appennino dell'Emilia. II: Appennino Bolognese*. Mem. Descritt. Carta Geol. d'It., **20**.
- SACCO F. (1935) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli di Bologna e Vergato*. R. Uff. Geol. d'Italia. Istit. Poligr. Stato, Roma.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic Units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**, 232-237.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide, second edition - International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphy. IUGS and GSA*, pp. 214.
- SAMES C.W. (1967) - *Sui conglomerati medio-cretacei della geosinclinale emiliana e la loro importanza per la paleogeografia*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 49-58.
- SCICLI A. (1972) - *L'attività estrattiva e le risorse minerarie della regione Emilia-Romagna*. Tipogr. Artioli, Modena.
- SELLI R. (1970) - *Carta Geologica d'Italia - Scala 1:100.000. F. 98 "Vergato"*. Serv. Geol. d'Italia, 1970 (2a Edizione), Litografia e cartevalori - Ercolano.
- SERPAGLI E. (1962) - *Età paleogenica e non miocenica della formazione di Rio Giordano tra Pavullo e Lama Mocogno Appennino settentrionale modenese*. Rend. Acc. Naz. dei Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., 8a serie, **33** (3-4), 153-157.
- SERPAGLI E. (1964) - *Ritrovamento di Flysch tipo M. Sporno nell'Appennino modenese; osservazioni geopaleontologiche*. Boll. Soc. Paleont. It., **3** (1), 20-37.
- SESTINI G. (1970) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*. In: G. Sestini (Ed.), Development of the Northern Apennines Geosyncline. Sediment. Geol., **4**, 445-480.
- SGARZI G. (1850) - *Intorno ad alcune ligniti trovate nella provincia di Bologna e nelle sue vicinanze*. Mem. R. Acc. Sc. Istit. di Bologna, 1. Bologna.
- SIGNORINI R. (1938) - *Una vasta zona di strati rovesciati tra l'Idice e il Setta nell'Appennino bolognese*. Boll. Soc. Geol. It., **57**, 139-154.
- SIGNORINI R. (1941) - *La serie stratigrafica cenozoica tra Pianoro, Loiano e Vado nel Bolognese*. Rend. R. Acc. It. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., ser. 7, **3** (1) 132-141.
- SIMONELLI V. (1923) - *Il patrimonio minerario del Bologneso e della Romagna*. Montalcino.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. Geol. Mijnbouw, 56/1, 37-65.
- TEN HAAFF E. (1985) - *A structural review of the bolognese Apennines (with two field trip itineraries)*. Giorn. Geol., 3a ser., 47(1-2), 35-45.
- TOMASELLI A., PASTORE S., AUGLIERA P. & EVA C. (1992) - *Sismicità dell'Appennino nord-occidentale*. St. Geol. Camerti, vol. spec. CROP 1/1A, 43-50.

- TOSATTI G. (1987) - *Ricerche sulle deformazioni gravitative profonde di versante nell'Appennino modenese e bolognese*. Atti della Riunione dei Ricercatori di Geologia, Milano, 1987.
- TOUMARKINE M. & LUTERBACHER H. (1985) - *Paleocene and Eocene Planktic Foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (eds.) - *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University press, 87-154.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prism: the example of the Northern Apennines*. *Ofioliti*, **9** (3), 577-618.
- UNDERHILL J.R. (1988) - *Triassic evaporites and Plio-Quaternary diapirism in Western Greece*. *J. Geol. Soc.* **145**, 269-282.
- UNDERHILL J.R. & WOODCOCK N.H. (1987) - *Faulting mechanisms in high-porosity sandstones; New Read Sandstone, Arran, Scotland*. In: Jones M.E. & Preston R.M.F. (Eds), (1987) - *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **29**, 91-105.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1993) - *Correlazione sinottica delle Unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, CROP 1/1A, volume speciale (1992/2), 171-185.
- VENZO ET ALII (1965) - *Carta geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*. L.A.C. Firenze
- VESCOVI P. (1991) - *L'assetto strutturale delle Arenarie di M. Gottero tra Borgo Val di Taro e Pontremoli (Prov. di Parma e Massa)*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia*, **46**, 341-354.
- VESCOVI P. (1993) - *Schema evolutivo per le Liguridi dell'Appennino settentrionale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **36**, 89-112.
- VINASSA DE REGNY P. (1900) - *Rocce e fossili dei dintorni di Grizzana e di Lagàro nel Bolognese*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **19** (2),.
- VON STRUENSEE G. (1967) - *Zur Stratigraphie und Tektonik des oberen Reno-Tales (Prov. Bologna und Pistoia)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 156 pp.
- WIEDENMAYER C. (1950) - *Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno und Idice-Tal*. *Ecl. Geol. Helvet.*, **43**, 115-144 .
- 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. dedicato a S. Venzo . Univ. di Parma, 201-233, Grafiche STEP editrice, Parma.
- ZECCHI (1980) - *Guida alla realizzazione di una carta sismotettonica e del rischio sismico*. Collana di orientamenti geomorfologici e agronomico-forestali, Pitagora Editrice, Bologna.
- ZHAO G. & JOHNSON A.M. (1992) - *Sequence of deformations recorded in joints and faults, Arches National Park, Utah*. *J. Struct. Geol.*, **14**, 225-236.