



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 252

BARBERINO DI MUGELLO

A cura di:

G. Bettelli¹, **M. Boccaletti**², **U. Cibin**³, **F. Panini**¹, **C. Poccianti**³,
S. Rosselli³, **F. Sani**²

Analisi biostratigrafiche: **R. Catanzariti**⁴, **C. Fioroni**¹, **E. Fornaciari**⁵,
P. Fregni¹

Analisi petrografiche: **A. Di Giulio**⁶

Con contributi di: **M. Benvenuti**², **P. Gasperini**⁷, **L. Martelli**³

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena e Reggio Emilia

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze

³ Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

⁴ IGG - Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR Pisa

⁵ Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova

⁶ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia

⁷ Dipartimento di Fisica, 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**

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

**A. Todisco (presidente), G. Arnone, S. Cocco, V. Coccolo, U. Crescenti,
G. Ferrandino, M. Grasso, P. Manetti, G. Mariotti, E. Martini,
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, M. Rossi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

R. Ventura, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

F. Pilato, D. Tacchia

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, A. Martini (direzione lavori),

C. Camporesi, A. Pighini, I. Pellegrino (collaudo)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati

a cura dell'ATI: **S.EL.CA. s.r.l., SystemCart 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
II	- CENNI STORICI	» 11
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE ..	» 15
1.	- DATI DI SOTTOSUOLO	» 17
2.	- LE PRINCIPALI UNITÀ TETTONICHE	» 18
IV	- STRATIGRAFIA	» 21
1.	- UNITÀ TETTONICHE TOSCANE	» 22
1.1.	- UNITÀ TETTONICA CERVAROLA	» 22
1.1.1.	- <i>marne varicolori di Villore</i>	» 24
1.1a.	- GRUPPO DEL CERVAROLA	» 24
1.1a.1.	- <i>formazione dell'Acquerino</i>	» 25
1.1a.2.	- <i>formazione del Torrente Carigiola</i>	» 27
1.1a.3.	- <i>formazione di Stagno</i>	» 29
1.1a.4.	- <i>formazione di Castiglione dei Pepoli</i>	» 30
1.1.2.	- <i>brecce argillose di Monte Bagucci</i>	» 32
1.2.	- UNITÀ TETTONICA SESTOLA-VIDICIATICO	» 32
1.2a.	- FORMAZIONI AD AFFINITÀ LIGURE E SUB-LIGURE	» 34
1.2a.1.	- <i>unità argilloso-calcareo</i>	» 35
1.2a.2.	- <i>arenarie di Casellina</i>	» 37
1.2a.3.	- <i>formazione di Serra Volpara</i>	» 38
1.2a.4.	- <i>formazione di Trasserra</i>	» 38
1.2a.5.	- <i>formazione dell'Abetina Reale</i>	» 39
1.2a.6.	- <i>Formazione di Monte Morello</i>	» 40
1.2b.	- SUCCESSIONE MODINO	» 40
1.2b.1.	- <i>brecce argillose poligeniche</i>	» 41
1.2b.2.	- <i>Argille di Fiumalbo</i>	» 42
1.2b.3.	- <i>marne di Marmoreto</i>	» 43
1.2b.4.	- <i>arenarie di Vallorsara</i>	» 44
1.2c.	- SUCCESSIONE PORRETTA	» 45
1.2c.1.	- <i>marne di Bagno</i>	» 45
1.2c.2.	- <i>brecce argillose del Lago San Damiano</i>	» 46
1.2c.3.	- <i>Arenarie di Suviana</i>	» 46
1.2c.4.	- <i>brecce argillose del Torrente Gambellato</i>	» 47

2.	- UNITÀ TETTONICHE LIGURI	Pag. 47
2.1.	- UNITÀ TETTONICA MORELLO	» 48
2.1a.	- <i>SUCCESSIONE DELLA CALVANA</i>	» 48
2.1a.1.	- <i>Formazione di Sillano</i>	» 49
2.1a.2.	- <i>Pietraforte</i>	» 50
2.1a.3.	- <i>Formazione di Monte Morello</i>	» 50
2.2.	- UNITÀ TETTONICA LEO	» 51
2.2a.	- <i>SOTTOUNITÀ TETTONICA DI BASE</i>	» 52
2.2a.1.	- <i>Ofioliti e breccie ofiolitiche</i>	» 52
2.2a.2.	- <i>Diaspri di Monte Alpe</i>	» 54
2.2a.3.	- <i>Calcari a Calpionelle</i>	» 54
2.2a.4.	- <i>Argille a Palombini</i>	» 55
2.2a.5.	- <i>Argille Varicolori di Grizzana Morandi</i>	» 56
2.2b.	- <i>SOTTOUNITÀ TETTONICA CAMUGNANO</i>	» 57
2.2b.1.	- <i>Argilliti di Masinara</i>	» 57
2.2b.2.	- <i>Formazione di Camugnano</i>	» 58
2.3.	- UNITÀ TETTONICA MONGHIDORO	» 59
2.3a.	- <i>SUCCESSIONE DELLA VAL ROSSENA</i>	» 60
2.3a.1.	- <i>Formazione di Monte Venere</i>	» 60
2.3a.2.	- <i>Formazione di Monghidoro</i>	» 61
3.	- <i>SUCCESSIONE EPILIGURE</i>	» 62
3.1.	- <i>BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO</i>	» 63
3.2.	- <i>FORMAZIONE DI LOIANO</i>	» 64
3.3.	- <i>FORMAZIONE DI ANTOGNOLA</i>	» 66
3.4.	- <i>GRUPPO DI BISMANTOVA</i>	» 66
3.4.1.	- <i>Formazione di Pantano</i>	» 67
4.	- <i>SUCCESSIONE DEL MUGELLO</i>	» 68
4.1.	- <i>SINTEMA DEL MUGELLO</i>	» 69
4.2.	- <i>SINTEMA DEL FIUME SIEVE</i>	» 70
5.	- <i>SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO</i>	» 71
5.1.	- <i>SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE</i>	» 72
6.	- <i>DEPOSITI E COPERTURE QUATERNARIE</i>	» 72
6.1.	- <i>DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE</i>	» 72
6.2.	- <i>DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI</i>	» 73
6.3.	- <i>DEPOSITI LACUSTRI ATTUALI</i>	» 73
6.4.	- <i>FRANE IN EVOLUZIONE E FRANE SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE</i>	» 73
6.5.	- <i>DEPOSITI DI VERSANTE S.L.</i>	» 74
6.6.	- <i>DEPOSITI ELUVIALI E COLLUVIALI</i>	» 74
6.7.	- <i>DETRITI DI FALDA</i>	» 74

V. - TETTONICA	Pag. 75
1. - PRINCIPALI ELEMENTI MACROSTRUTTURALI	» 76
1.1. - STRUTTURE NELLE UNITÀ LIGURI	» 78
1.1.1. - <i>Le strutture plicative dell'Unità tettonica Monghidoro</i>	» 78
1.1.2. - <i>I sistemi di dislocazione ad alto angolo</i>	» 80
1.2. - STRUTTURE NELLE UNITÀ TOSCANE	» 87
1.2.1. - <i>Strutture dell'Unità tettonica Cervarola</i>	» 87
1.2.2. - <i>Strutture dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico</i>	» 90
1.3. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ TOSCANE	» 90
1.4. - RAPPORTI TRA UNITÀ LIGURI ED UNITÀ TOSCANE	» 91
2. - SISMICITÀ	» 92
VI. - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA	» 95
1. - UTILIZZO ANTROPICO DELLE RISORSE	» 95
1.1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE	» 95
1.2. - MINERALIZZAZIONI	» 97
1.2.1. - <i>Lignite</i>	» 97
1.2.2. - <i>Idrocarburi</i>	» 97
1.3. - LE RISORSE IDRICHE	» 97
1.3.1. - <i>Sorgenti di acque minerali</i>	» 99
1.3.2. - <i>Sorgenti di acque solfuree</i>	» 100
1.3.3. - <i>Bacini artificiali</i>	» 100
1.4. - PARCHI E RISERVE NATURALI	» 101
2. - MOVIMENTI FRANOSI	» 101
APPENDICE 1	
PETROGRAFIA	» 103
APPENDICE 2	
MESOSTRUTTURE DELLE UNITÀ TETTONICHE LIGURI	
E DELL'UNITÀ TETTONICA SESTOLA-VIDICIATICO.	» 111
BIBLIOGRAFIA	» 122

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

I rilievi geologici che hanno portato all'allestimento del Foglio 252 - Barberino di Mugello (scala 1:50.000), sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 nell'ambito del Progetto CARG (Legge 67/88) tramite convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Regione Emilia-Romagna.

Il coordinamento scientifico del Foglio è stato affidato a M. Boccaletti per il settore toscano ed a G. Bettelli per il settore emiliano. F. Sani e F. Panini, rispettivamente per il settore toscano ed emiliano, sono stati i direttori del rilevamento.

Per la parte emiliana erano già stati effettuati rilevamenti alla scala 1:10.000 nella seconda metà degli anni '80 dall'Università di Modena, nell'ambito del Progetto "Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo" realizzato dalla Regione Emilia-Romagna. Per l'allestimento del Foglio alla scala 1:50.000 tali rilevamenti sono stati interamente revisionati da U. Cibin negli anni 1992-1996. Il settore toscano è stato rilevato a scala 1:10.000 da C. Poccianti e S. Rosselli negli anni 1992-1996. Le note illustrative sono state di conseguenza redatte per la parte emiliana (stratigrafia e tettonica) da G. Bettelli e F. Panini mentre per la parte toscana da M. Boccaletti, C. Poccianti, S. Rosselli e F. Sani. In particolare la stratigrafia dei depositi torbiditici miocenici è stata curata da U. Cibin. Inoltre M. Benvenuti ha contribuito alla definizione della Successione del Mugello, mentre il paragrafo relativo alla Sismicità è stato redatto da P. Gasperini e L. Martelli.

Il criterio di rilevamento adottato è quello litostratigrafico. Le formazioni affioranti sono state talora suddivise in membri e litofacies e, quando è stato possibile, sono stati individuati alcuni livelli guida. All'approccio litostrati-

grafico fa eccezione la Successione del Mugello e la Successione neogenico-quadernaria del margine padano-adriatico per la quale si è adottata una suddivisione basata sull'uso delle Unità a limiti inconformi (UBSU).

Durante il rilevamento sono state effettuate numerose campionature sia sistematiche, lungo sezioni stratigrafiche misurate, che areali in affioramenti puntuali. Le campionature sono state finalizzate all'acquisizione di nuovi dati cronostratigrafici e di nuovi dati petrografici, questi ultimi relativamente alle arenite delle formazioni torbiditiche mioceniche. Per la datazione dei campioni sono state utilizzate la biostratigrafia a foraminiferi e quella a nannofossili calcarei. Le analisi biostratigrafiche sono state eseguite da R. Catanzariti, E. Fornaciari, C. Fioroni e P. Fregni mentre gli studi petrografici sono stati condotti da A. Di Giulio che ha curato la stesura dell' Appendice 1.

Gli studi stratigrafici, assieme alla ridefinizione cronostratigrafica delle varie unità, hanno portato ad una nuova organizzazione delle successioni torbiditiche toscane affioranti nel Foglio che risultano articolate in diversi sistemi deposizionali. La nomenclatura delle diverse unità litostratigrafiche distinte in carta tiene conto dei nomi utilizzati storicamente in letteratura, ma anche degli sviluppi più recenti delle ricerche geologiche nel settore studiato nonché dei risultati raggiunti durante il rilevamento della carta in oggetto. Ove possibile, per non alimentare il proliferare di nomi formazionali, sono stati conservati i nomi preesistenti, ma spesso si è resa necessaria l'istituzione di nuove unità. Inoltre, in qualche altro caso, è stato cambiato il rango suddividendo o accorpando unità litostratigrafiche. Talvolta, infine, si sono estrapolate all'area in esame alcune distinzioni operate in Fogli limitrofi al fine di ottenere un prodotto il più possibile omogeneo in aree più vaste. Per convenzione (AA.VV., 1976; PASQUARÈ *et alii*, 1992; I.S.S.C., 1994) le nuove unità litostratigrafiche distinte in questo Foglio e non ancora formalizzate, hanno la lettera iniziale minuscola, mentre quelle formalizzate iniziano con la lettera maiuscola.

La legenda del Foglio è impostata per unità tettoniche, che comprendono in genere una o più successioni stratigrafiche. Tali unità tettoniche sono elencate in legenda in ordine di sovrapposizione strutturale. Fanno eccezione la Successione epiligure e la Successione del Mugello la cui posizione stratigrafica discordante sulle unità sottostanti riveste un'importanza a scala regionale. Le diverse successioni stratigrafiche riconosciute all'interno delle varie unità tettoniche vengono riportate a fianco di queste ultime nella legenda della carta. Questa scelta consente di non perdere l'informazione stratigrafica relativa alle unità tettoniche individuate. Per quei terreni che sono presenti in più unità o sottounità tettoniche (ad es. le marne varicolori alla base della successione arenacea del M. Cervarola, oppure la successione ofiolitica), ma che possono essere ricondotti alla stessa formazione, è stata adottata un'unica simbologia e specificato nelle Note illustrative la loro

posizione reciproca.

Nei segni convenzionali riportati in calce alla Carta geologica è stato introdotto il simbolo di “contatto tettonico indifferenziato” per indicare buona parte dei limiti di natura presumibilmente meccanica e non primari che giustappongono molte unità litostratigrafiche pre-Flysch ad Elmintoidi liguri. Questi contatti, che presentano generalmente geometrie complesse e non facilmente prevedibili in base alle caratteristiche strutturali delle unità coinvolte, non sono assimilabili alle faglie neogeniche diffuse in tutta l’area del Foglio 252. Pur non avendo a disposizione elementi certi, è probabile che questi contatti tettonici siano dovuti alle deformazioni pervasive che hanno obliterato in modo sistematico l’originario ordine stratigrafico della maggior parte delle unità litostratigrafiche liguri pre-flysch (si veda Appendice 2) e che siano stati generati precedentemente o durante la Fase tettonica ligure o mesoalpina eocenica.

PROGETTO
CARG

II - CENNI STORICI

L'area del Foglio 252 ricade interamente nel Foglio 98 "Vergato", 2^a edizione, della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 edita nel 1970. Al fine di evitare una lunga disamina della letteratura geologica che riguarda il settore investigato, per i lavori fino agli anni settanta si rimanda alla precedente edizione della Carta Geologica d'Italia ed alle relative Note illustrative (CREMONINI & ELMI, 1971).

Nel Foglio 252 "Barberino di Mugello", si possono riconoscere due grandi settori, rispettivamente settentrionale e meridionale, caratterizzati dall'affioramento di unità tettoniche diverse per origine e storia evolutiva. Il settore settentrionale è caratterizzato dalla presenza delle Unità Liguri, mentre in quello meridionale affiorano prevalentemente le Unità Toscane. Tra queste ultime prevalgono nettamente le formazioni torbiditiche che venivano genericamente riferite, nel Foglio 98 "Vergato", alla "Formazione del Macigno". Nell'ambito di tale formazione venivano riconosciute tre litofacies che ricalcavano i complessi contrassegnati dalle lettere A, B, C definiti da SIGNORINI (1936). In particolare venivano distinti il tipo A o Macigno del Chianti, di età oligocenica, il tipo B o Macigno del Mugello (o Formazione di Londa), ed una facies marnosa. In lavori successivi le unità arenacee dell'area in esame venivano ascritte alle Arenarie del M. Cervarola (BORTOLOTTI *et alii*, 1970, DALLAN NARDI & NARDI, 1972). Parallelamente gli autori tedeschi in questo settore dell'Appennino distinguevano varie formazioni come le Arenarie di Castiglione (HEMMER, 1971), le Arenarie di M. Castel Guerrino (GROSCURTH, 1971). Successivamente GUENTHER & REUTTER (1985) raggruppano i terreni torbiditici miocenici nelle Arenarie del M. Cervarola suddivise, dall'interno verso l'esterno della catena, in cinque complessi strutturali contrassegnati

dalle lettere A-E. In seguito gli autori che si sono occupati di questa zona hanno assegnato le formazioni torbiditiche alle Arenarie del M. Cervarola (ABBATE & BRUNI, 1987; BOCCALETTI *et alii*, 1987; ANDREOZZI, 1989).

Dal punto di vista strutturale tutti gli autori sono concordi nel ritenere questo settore interessato da tettonica plicativa con sviluppo di faglie inverse e *thrust* a vergenza settentrionale e nord-orientale.

Per quanto riguarda il settore settentrionale, dove affiorano prevalentemente unità di pertinenza ligure, il Foglio 98 "Vergato" riuniva sotto la denominazione di "Complesso ligure" una serie di formazioni affioranti in rapporti non molto chiari con i "Terreni caotici eterogenei" coincidenti in gran parte con le Argille Scagliose *Auctt.* Nelle sezioni geologiche, nello schema dei rapporti stratigrafici e nelle Note illustrative del Foglio 98 (CREMONINI & ELMI, 1971), i lembi delle varie formazioni vengono interpretati come inglobati o "galleggianti" sui terreni caotici, secondo l'accezione gravitativa della messa in posto del "Complesso ligure" per effetto di "frane orogeniche" (MERLA, 1951). L'interpretazione di questa sovrapposizione come un fenomeno sostanzialmente di natura sedimentaria porta inoltre, nella maggior parte dei casi, a ritenere di natura stratigrafica il contatto tra le successioni torbiditiche mioceniche di pertinenza toscana ed il complesso dei "terreni caotici eterogenei".

Successivamente, oltre ad alcuni lavori locali sulle diverse "placche" affioranti (ABBATE, 1969; BRUNI, 1973; FERRINI & PANDELI, 1984; CALANCHI *et alii*, 1987; FIORONI *et alii*, 1996), l'intero settore di affioramento delle Unità Liguri è stato sottoposto a indagini di dettaglio che hanno portato alla distinzione all'interno del "Complesso Caotico" *Auctt.* di numerose unità e successioni. Il problema della distinzione e della comprensione della genesi di questi terreni "caotici" ha da sempre rappresentato una delle questioni più dibattute della geologia appenninica. Senza entrare nel merito delle innumerevoli questioni di tipo nomenclaturale e genetico, a carattere generale e non, per le quali si rimanda alle più moderne sintesi su questi particolari terreni appenninici pubblicate a partire dagli anni '70 (ABBATE *et alii*, 1970a; 1970b; 1981; BETTELLI & PANINI, 1989; 1992b; BETTELLI *et alii*, 1996a; 1996b; BOCCALETTI *et alii* 1987) in questa sede si ricorderanno soltanto i lavori che si sono occupati dei terreni "caotici" e più in generale di quelli "liguri" affioranti nell'area del Foglio o in aree limitrofe.

Già nella seconda metà degli anni '60 con i lavori di AMADESI (1965; 1968), ripresi di fatto nella cartografia ufficiale, viene proposta una prima distinzione entro i terreni caotici del versante emiliano: una prima coltre alloctona di tipo gravitativo (Formazione di Ponte della Venturina, di età aptiano-albiana) (AMADESI 1965; 1968) ricoprirebbe i terreni terziari di pertinenza toscana (Macigno) tra Vidiciatico ed il Lago del Brasimone; su di essa si sarebbero sedimentati come

parautoctoni i terreni della Formazione di Porretta Terme e del Brasimone di età oligocenica superiore e miocenica. Ad una seconda coltre alloctona di tipo gravitativo, direttamente sovrapposta a queste formazioni terziarie, apparterebbe invece la maggior parte dei terreni caotici del versante emiliano (terreni caotici eterogenei) inglobanti varie "zolle" tra le quali quella di Castel di Casio (attribuita alla Formazione di Monghidoro) e quella di Camugnano attribuita alla omonima formazione.

Anche gli autori di lingua tedesca che nello stesso periodo intrapresero una serie di ricerche e rilevamenti a cavallo del crinale appenninico nel settore modenese e bolognese (VON STRUENSEE, 1967; HEMMER, 1971), suddivisero i terreni caotici del versante emiliano in due porzioni. La prima corrisponde alla "*Sestola-Vidiciatico Serie*", considerata come una sorta di accumulo gravitativo di materiali cretacei e terziari messi in posto sulle Arenarie del M. Cervarola ("*Cervarola Sandstein*") nell'Aquitaniense, e al cosiddetto "olistostroma superiore" (*Hangend-Olisthostrom*), costituito di materiali sostanzialmente analoghi. Questa porzione è sovrapposta stratigraficamente alla "*Suviana Serie*" (la Formazione di Porretta) anch'essa considerata come una sorta di parautoctono deposto nell'Aquitaniense superiore e nel Burdigaliano al di sopra della "*Sestola-Vidiciatico Serie*". Alla seconda porzione, sovrapposta tettonicamente alla prima lungo un contatto esteso in senso appenninico tra il Lago di Suviana e Roncobilaccio, appartiene la maggior parte dei terreni caotici del versante emiliano; essi, di età compresa tra il Giurassico e l'Eocene inferiore, vengono compresi nella cosiddetta "successione basale" della "Unità Cantiere-Monghidoro" (VON STRUENSEE, 1967; HEMMER, 1971), quest'ultima considerata come seconda coltre alloctona "emilianide", sovrapposta ai terreni della "Falda toscana".

Per quanto riguarda i terreni argillosi prevalentemente caotici affioranti sul versante toscano, gli autori d'oltralpe (HEMMER, 1971; GROSCURTH, 1971) li differenziano cartograficamente da quelli emiliani con nomi locali, inserendoli o alla base stratigrafica delle Arenarie del M. Cervarola o in unità strutturali ad esse sovrapposte tettonicamente.

I lavori di terreno sull'alto Appennino reggiano, modenese e bolognese e sui terreni liguri del versante padano effettuati a partire dai primi anni '80 portano al riconoscimento (BETTELLI *et alii*, 1987; 1989d; MARTINI & PLESI, 1988; BALDACCI & PLESI, 1989) della sistematica natura tettonica del contatto tra le Arenarie del M. Cervarola ed i terreni caotici sovrastanti (Unità tettonica Ventasso o Sestola-Vidiciatico) considerati o come lembi di un'originaria successione posta alla base delle Arenarie del M. Modino o come una sorta di *mélange* tettonico. Esso viene descritto in larga misura come costituito sia da forma-

zioni di età cretacea e terziaria pervasivamente tettonizzate e prive dell'originario ordine stratigrafico, sia da potenti e diffusi depositi caotici di origine sedimentaria (breccie argillose poligeniche, depositi di colate sottomarine di fango e detrito) per lo più legati a facies marginali, marnose o torbiditiche distali di età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Miocene medio. Tutti questi materiali, già per buona parte privi di una coerente stratigrafia, provenivano dall'originario margine interno del bacino delle Arenarie del Monte Cervarola *s.l.* al quale corrisponderebbero anche le unità litostratigrafiche marnose ed arenitiche della "Formazione di Porretta" o della "Suviana-Serie", traslate (od inglobate) tettonicamente assieme ai materiali che andranno a costituire l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

La distinzione genetico-tessiturale tra i terreni caotici tettonici e quelli derivanti da meccanismi di tipo sedimentario *s.s.* ha rappresentato a partire dalla metà degli anni '80 (BETTELLI & PANINI, 1985a; 1985b; 1989; 1992a; 1992b; BETTELLI *et alii*, 1989b; 1989c; 1989d; 1996a; 1996b) anche la chiave per distinguere entro il "Complesso Caotico" dell'Appennino emiliano sud-orientale i potenti corpi sedimentari di breccie poligeniche a matrice argillosa presenti alla base ed intercalati alla Successione epiligure e, soprattutto, per riconoscere come, al pari delle aree occidentali, la coltre ligure fosse costituita da formazioni smembrate per lo più riconducibili a note successioni stratigrafiche ed insiemi di tipo strutturale, o, in ogni caso, associate in coerenti unità tettoniche di significato regionale (BETTELLI & PANINI, 1992b).

Vengono così distinte tra il modenese e le valli del Santerno e del Sillaro una serie di unità stratigrafico-strutturali delle quali le più interne e meridionali, affioranti nell'areale del Foglio, sono rappresentate dal "Complesso di base I" (caratterizzato dalla diffusa presenza della formazione delle Argille a Palombini di età cretacea) e dalla per lo più sovrastante Unità tettonica Monghidoro. Queste unità stratigrafico-strutturali si giustappongono verso sud, attraverso dislocazioni ad alto angolo, o sono sovrapposte ai terreni dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico o a quelli in parte corrispondenti del "Mélange di Firenzuola" della Val Sillaro e dell'alta Val Santerno (BETTELLI & PANINI, 1992b).

Ulteriori dati bibliografici sulla geologia del Foglio 252 riguardano infine l'area del Bacino del Mugello; in particolare è di SANESI (1965) la prima sintesi completa di questo bacino (con carta in scala 1:30.000). CANUTI *et alii* (1989) hanno invece pubblicato una carta litologica, in scala 1:50.000, del Bacino del F. Sieve. Più recentemente BENVENUTI (1997) ha cartografato con i criteri della stratigrafia fisica i depositi fluvio-lacustri del Bacino del Mugello in scala 1:50.000.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Il settore investigato ricade nelle Province di Bologna, Firenze, Prato e Pistoia, a cavallo del crinale principale della catena dell'Appennino Settentrionale (fig.1).

Questa catena, che fa parte del sistema alpino-himalaiano, è il risultato della chiusura di un originario oceano e della successiva deformazione del suo margine continentale passivo (placca Adria *Auctt.*). L'evoluzione tettonica che ha portato all'attuale assetto è avvenuta in varie fasi deformative a partire dal Triassico ed è strettamente connessa all'evoluzione della catena alpina prima, e successivamente all'evoluzione del Mediterraneo centrale. Nel Triassico medio le prime fasi sono riconducibili al *rifting* di una crosta continentale a cui segue, dal Giurassico inferiore-medio, la formazione di un oceano (Oceano Ligure-Piemontese). Dal Cretaceo superiore iniziano le fasi di convergenza con la creazione di una zona di subduzione che porta, nell'Eocene superiore-Oligocene, alla collisione continentale a seguito della completa consunzione dell'Oceano Ligure-Piemontese.

Dal punto di vista paleogeografico è dunque possibile distinguere un dominio oceanico ed un dominio continentale. Nel dominio oceanico si imposta, a partire dal Giurassico superiore, la sedimentazione pelagica sia calcarea che silicea che darà origine alle Unità Liguri *s.l.* Nel dominio continentale, fin dal Triassico medio, si depositano successioni che ricalcano l'evoluzione di un margine passivo; questo margine diventa attivo negli ultimi stadi della sua evoluzione in età oligo-miocenica. Tali successioni vengono generalmente denominate "toscano" e "umbro-marchigiane" sulla base della loro attuale distribuzione geografica.

Durante le fasi collisionali le Unità Liguri si impilano le une sulle altre e successivamente sovrascorrono sulle unità più esterne toscane ed umbro-marchigiane.

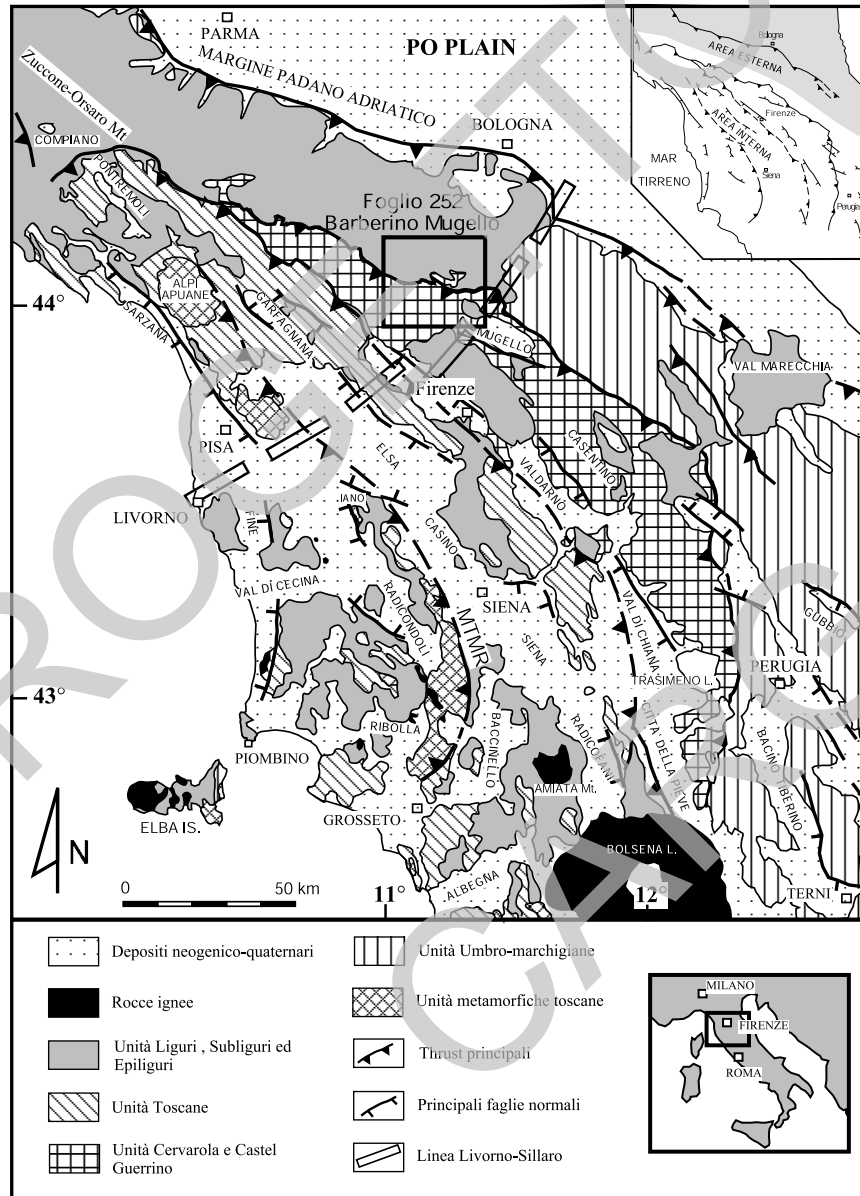


Fig.1 - Schema Appennino settentrionale.

Esse costituiscono una coltre alloctona relativamente continua nel settore settentrionale dell'Appennino, dalla Liguria, a NW, fino al T. Sillaro, in corrispondenza del versante emiliano. Durante le fasi di avanzamento verso est e nord-est sulle Unità Liguri si depongono in discordanza i depositi epiliguri prevalentemente affioranti sul versante padano dell'Appennino Settentrionale. Più a sud, in Toscana ed in Umbria, gli affioramenti delle Unità Liguri e della Successione epiligure sono molto discontinui e sporadici. Il fronte della catena, deformato da sistemi di pieghe e *thrusts* strutturati in una serie di archi (PIERI & GROPPI, 1981; CASTELLARIN *et alii*, 1986) e sepolto dai sedimenti quaternari padano-adriatici, si sviluppa prevalentemente nel Pliocene e nel Pleistocene con l'incorporazione di parte dei sedimenti coevi entro la catena stessa. Nella porzione più interna della catena, già a partire dal Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, dopo una fase di sollevamento ed erosione, inizia la sedimentazione di potenti successioni prevalentemente terrigene di ambiente da continentale a lacustre e marino, deposte sia sulla coltre alloctona ligure che sulle sottostanti unità toscane. Questi depositi attualmente si rinvencono in bacini allungati in senso longitudinale separati tra loro da "dorsali" costituite dal substrato tosco-ligure. In parziale sovrapposizione con la sedimentazione nei bacini, si è sviluppato un magmatismo a vario chimismo a partire dal Miocene superiore (SERRI *et alii*, 1993 con bibliografia).

1. - DATI DI SOTTOSUOLO

Nel Foglio 252 ricadono alcuni pozzi profondi (alcune migliaia di metri) trivellati per ricerca di idrocarburi, la cui ubicazione è riportata in carta; inoltre vi sono numerosi sondaggi di minore profondità (alcune centinaia di metri), effettuati durante i lavori per la costruzione dell'Autostrada A1 e della successiva variante di valico. Anche nel Foglio 98 "Vergato", nella seconda edizione della Carta Geologica d'Italia, sono riportati alcuni pozzi e vengono segnalate manifestazioni di idrocarburi, prevalentemente gassose (CREMONINI & ELMI, 1971, con bibliografia).

Senza dubbio il pozzo di maggiore interesse, non solo per l'area del Foglio investigato, ma anche nella generale geologia appenninica, è il pozzo SUVIANA 1 (lat. 44°04'48"; long. 11°14'45") la cui stratigrafia è riportata in ANELLI *et alii* (1994). Si tratta di un pozzo che attraversa 7810 m di sedimenti e che raggiunge una profondità effettiva di 6449,5 m, data la notevole deviazione dalla verticale che porta a localizzare il fondo pozzo a circa 2,5 km a nord rispetto alla localizzazione superficiale. Secondo gli autori citati nei primi 2067 m il pozzo presenta ben quattro ripetizioni di termini attribuiti alle Unità tettoniche Liguri di età cretacea e cretacea inferiore alternate a livelli di arenarie torbiditiche correlate all'Unità tettonica Cervarola

(ANELLI *et alii*, 1994). Secondo la nostra ricostruzione mentre i primi 160 m sono attribuibili all'Unità tettonica Morello le altre ripetizioni di Unità liguri segnalate sono invece riferibili alla Sottounità tettonica Sestola-Vidiciatico sulla base dell'assetto strutturale rilevato in campagna. Da 2067 m di profondità fino a 4400 m sono presenti arenarie torbiditiche di età miocenica inferiore riferite dagli Autori alle Arenarie del Cervarola *s.l.*, mentre fino alla fine del pozzo, che raggiunge la Formazione del Calcare Massiccio, si ha una successione di tipo "umbro" che verosimilmente costituisce il substrato delle Arenarie del Cervarola. Torneremo successivamente sulle implicazioni, riguardanti la ricostruzione strutturale dei dati forniti dal pozzo SUVIANA 1.

Un altro pozzo interessante è il pozzo CASTEL dell'ALPI 53 (lat. 44°10'31"; long. 11°16'43") che, pur raggiungendo soltanto la profondità di 1208 m presenta una ripetizione di "argille scagliose" evidenziata da qualche metro di marne scure langhiane interposte tra prevalenti argilliti con calcari (MINUCCI, 1957). Queste ripetizioni si verificano probabilmente all'interno dei terreni caotici dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico: le Liguridi, dai dati in affioramento, sarebbero rappresentate soltanto dai primi 700 metri. La stessa situazione è presente nel pozzo RADICOSA 1 immediatamente ad est del Foglio e localizzato presso l'omonimo passo. In questo caso, però, il secondo livello di unità liguri alternato con le arenarie langhiane della Formazione Marnoso Arenacea, è stato interpretato come un olistostroma (ANELLI *et alii*, 1994), che del resto è presente in affioramento qualche chilometro più a est (Olistostroma di Visignano: BRUNI, 1973).

2. - LE PRINCIPALI UNITÀ TETTONICHE

Nell'area del Foglio 252 Barberino di Mugello è possibile osservare sia i rapporti reciproci fra diverse unità del dominio ligure sia i rapporti tra queste unità e quelle toscane. In riferimento a quest'ultime, ed in particolare per le torbiditi inframioceniche di avanfossa del Gruppo del Cervarola, la zona rappresenta forse uno dei transetti più completi dal punto di vista stratigrafico.

La distribuzione dei terreni nel Foglio è molto netta: il settore settentrionale, corrispondente al versante emiliano, è caratterizzato prevalentemente dalla presenza delle Unità tettoniche Liguri, mentre quello meridionale, corrispondente al versante tirrenico, dalle Unità tettoniche Toscane. Tra quest'ultime viene formalmente compreso anche l'insieme di terreni ascrivibili alla "Unità tettonica Sestola-Vidiciatico", che comprende anche estesi affioramenti di unità originariamente appartenenti ad un dominio ligure esterno e subligure.

Da un punto di vista strutturale (fig.2) si individua una serie di strutture con andamento circa E-W che mettono a contatto queste differenti unità (Unità tettoniche Toscane s.s., Unità tettonica Sestola-Vidiciatico, Unità tettoniche Liguri). Più ad est si hanno strutture dislocative complesse ad andamento NNE-SSW riconducibili alla così detta "Linea Livorno-Sillaro" (BORTOLOTTI, 1966; BRUNI, 1973; DE JAGER, 1979; BETTELLI & PANINI, 1992b), lungo le quali le unità citate vengono a contatto nuovamente. Altra vistosa caratteristica strutturale del Foglio in esame è la presenza della grande struttura di Castiglione dei Pepoli nota da tempo come un'anticlinale nella quale affiorano le Unità tettoniche Toscane più esterne.

Le Unità tettoniche Liguri nel settore settentrionale del Foglio costituiscono una coltre continua, mentre nel settore meridionale esse affiorano sottoforma di *klippen*, sovrapposte alle Unità tettoniche Toscane o ad esse giustapposte da dislocazioni ad alto angolo connesse alla tettonica più recente. Le Unità tettoniche Liguri sono rappresentate dalle seguenti unità: Unità tettonica Monghidoro, Unità tettonica Leo e Unità tettonica Morello. L'Unità tettonica Leo è a sua volta suddivisa in Sottunità tettonica Camugnano e Sottunità tettonica di base. I rapporti tra le formazioni all'interno di ciascuna unità, pur presentandosi spesso di natura tettonica, è presumibile che fossero stati originariamente di natura stratigrafica o sono stati osservati come tali in altre aree dell'Appennino settentrionale.

Le Unità tettoniche Toscane sono rappresentate da due unità tettoniche principali, l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e l'Unità tettonica Cervarola, quest'ultima suddivisa al suo interno in quattro sottunità tettoniche separate tra loro da superfici di sovrascorrimento: Sottunità tettonica Acquerino, Sottunità tettonica T. Carigiola, Sottunità tettonica Granaglione e Sottunità tettonica Castiglione dei Pepoli (fig. 2).

In discordanza sulle Unità tettoniche Liguri (prevalentemente sull'Unità tettonica Monghidoro) si sono depositi i terreni appartenenti alla Successione epiligure, affioranti molto limitatamente nella porzione nord-occidentale di questo Foglio e attualmente anch'essi in contatto prevalentemente tettonico (attraverso faglie ad alto angolo) con le Unità tettoniche Liguri.

Nel settore sud-orientale del Foglio affiorano infine i terreni continentali appartenenti alla Successione del Mugello, depositi in discordanza sia sull'Unità tettonica Cervarola sia sull'Unità tettonica Morello. Alla Successione neogenico-quadernaria del margine padano-adriatico sono invece stati attribuiti i depositi terrazzati presenti lungo le più importanti aste vallive del settore emiliano. I rapporti tra le varie unità tettoniche, evidenziate nel Foglio e nello schema tettonico allegato, sono piuttosto complessi poiché siamo in presenza di terreni che hanno avuto una storia deformativa lunga ed articolata durante la strutturazione della catena appenninica, dalla "fase ligure" o da altre più precoci, alla tettonica più recente, quaternaria.

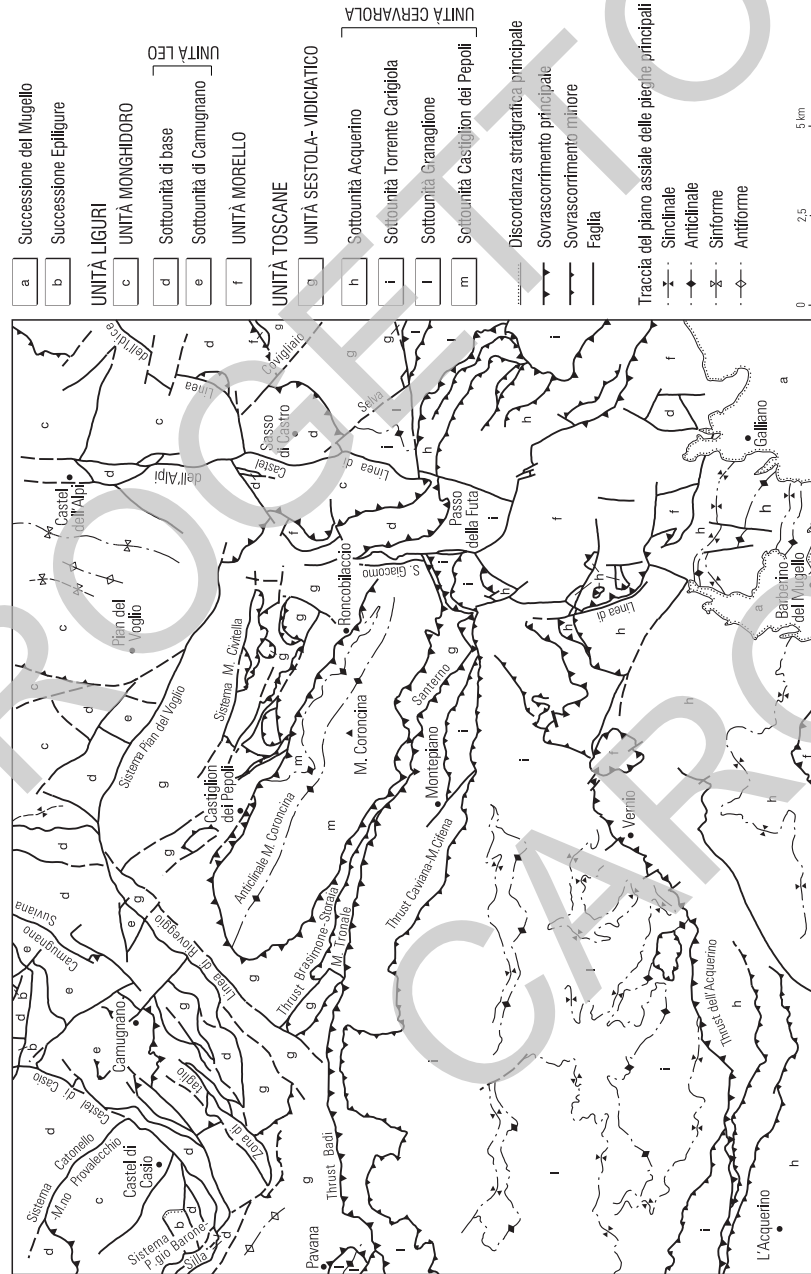


Fig.2 - Schema tettonico del Foglio 252.

IV - STRATIGRAFIA

Vengono descritte in questo capitolo le diverse unità litostratigrafiche presenti nelle unità tettoniche riconosciute nel Foglio.

Per la maggior parte delle unità litostratigrafiche inserite nello schema stratigrafico della carta sono stati utilizzati dati biostratigrafici basati sui nanofossili calcarei, raccolti nell'area del Foglio o in aree limitrofe; per altre sono stati inoltre utilizzati dati ricavati dalla letteratura. Lo schema tempo di riferimento utilizza quattro diverse scale stratigrafiche correlate fra loro:

- 1) la scala Cronometrica in milioni di anni (Ma);
- 2) la Scala delle Inversioni del Campo Magnetico Terrestre ("Global Polarity Time Scale", GPTS);
- 3) la Scala Cronostratigrafica Globale Standard (SCG);
- 4) la Scala biocronostratigrafica basata sui nanofossili calcarei.

Per il significato, l'utilizzo e i problemi connessi alle diverse scale si rimanda a quanto esaurientemente discusso in ELTER *et alii* (1997).

Qui ci limiteremo a indicare quali fra le diverse scale proposte in letteratura sono state adottate. Come Scala delle Inversioni del Campo Magnetico Terrestre (GPTS) per l'intervallo Giurassico superiore-Cretaceo superiore è stato adottato il modello proposto da GRADSTEIN *et alii* (1994) e, per l'intervallo Paleocene inferiore-Miocene superiore, quello proposto da CANDE & KENT (1992; 1995). Anche per la Scala Cronostratigrafica sono stati adottati i limiti proposti da GRADSTEIN *et alii* (1994) per il Mesozoico, e da BERGGREN *et alii* (1995) per il Terziario, operando una scelta che rendesse più semplice il riferimento delle unità litostratigrafiche ad unità cronostratigrafiche definite in letteratura in modo spesso controverso. Per questo motivo, le zone a nanofossili calcarei vengono qui considerate il riferimento cronostratigrafico più

stabile e, utilizzate come biocronozone, sono state affiancate alle tradizionali unità cronostratigrafiche. La Scala biocronostratigrafica fa riferimento per il Cretaceo allo schema di SISSINGH (1977) e per il Terziario a schemi diversi. Per il Paleocene e parte dell'Eocene è stato utilizzato MARTINI (1971), asteriscando le zone con limiti zonal modificati; per il resto si è fatto riferimento a schemi più locali, in particolare per l'intervallo Eocene superiore-Oligocene inferiore a CATANZARITI & RIO in CATANZARITI *et alii* (1997), per l'Oligocene superiore-Miocene superiore a FORNACIARI & RIO (1996) e FORNACIARI *et alii* (1996).

1. - UNITÀ TETTONICHE TOSCANE

1.1. - UNITÀ TETTONICA CERVAROLA

Rappresenta l'unità tettonica più profonda nell'edificio strutturale di questo settore della catena, essendo stata sovrascorsa sia dall'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sia dalle Unità tettoniche Liguri (fig.2), anche se si trova localmente in posizione sommitale a seguito di successivi episodi deformativi che hanno portato l'Unità tettonica Cervarola a sovrascorrere a sua volta sull'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

I terreni appartenenti a questa unità tettonica occupano tutto il settore meridionale del Foglio e sono costituiti, dal basso verso l'alto, da depositi marnosi emipelagici (marne varicolori di Villore - MVV) di età oligo-miocenica, cui seguono i depositi torbiditici miocenici di avanfossa. Questi ultimi sono qui distinti in quattro formazioni denominate in modo informale e riunite nel "Gruppo del Cervarola":

formazione dell'Acquerino (AQR), formazione del Torrente Carigiola (TCG), formazione di Stagno (STA) e formazione di Castiglione dei Pepoli (CDP). Stratigraficamente al tetto di questa successione torbiditica sono presenti alcuni lembi di depositi di colata sottomarina, (breccie argillose di Monte Bagucci - BRB) (fig.3), che precedono il ricoprimento tettonico da parte dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

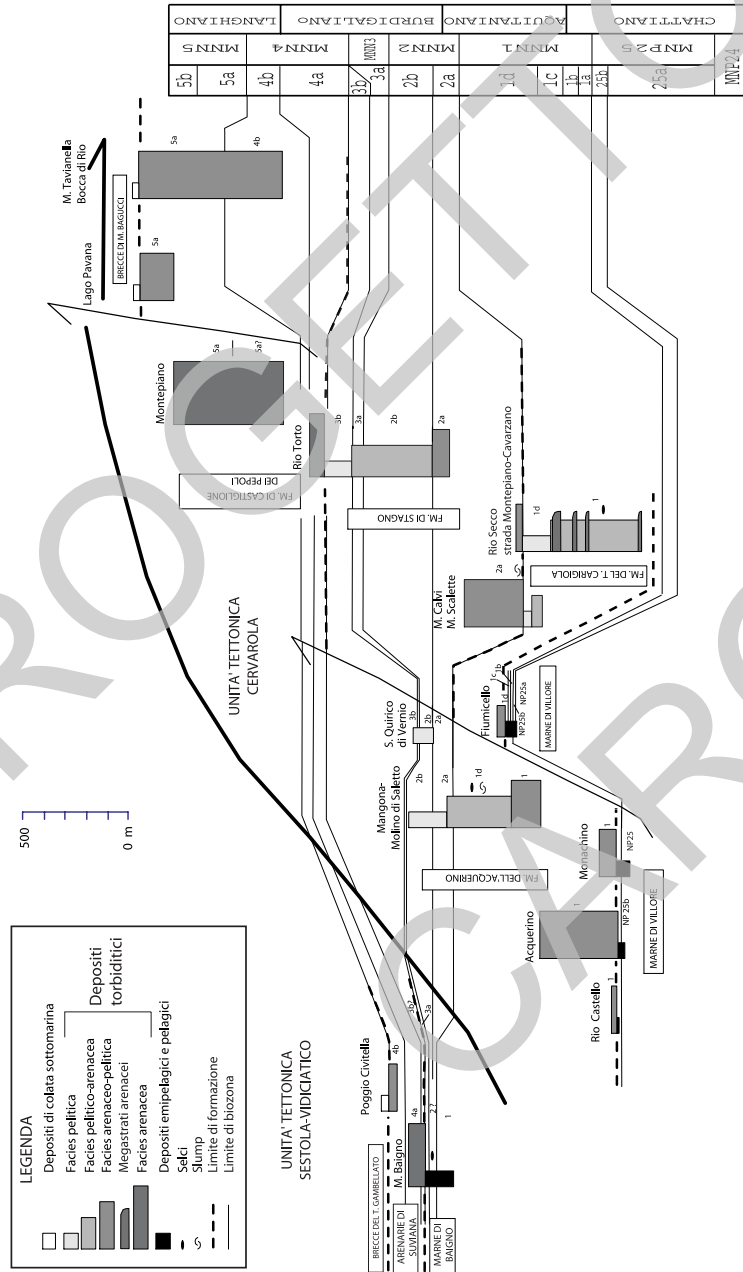


Fig.3 - Schema stratigrafico dei depositi torbiditici oligo-miocenici.

1.1.1. - marne varicolori di Villore (MVV)

I depositi marnosi emipelagici e pelagici presenti alla base sia della formazione dell'Acquerino sia della formazione del Torrente Carigiola sono stati distinti come un'unica formazione, avendo fornito la stessa età e presentando le stesse caratteristiche di facies.

Si tratta di marne e marne argillose variegata, generalmente di colore verde, grigio chiaro, talora rossastro, intensamente foliate. Sono frequenti vene mineralizzate a calcite. La potenza parziale massima è di circa 100 metri. Il contatto stratigrafico superiore è netto, parzialmente eteropico con AQR o con TCG ed è marcato dalla comparsa di strati torbiditici sottili per uno spessore di pochi metri. Il contatto inferiore non è affiorante in quanto questa formazione è sempre troncata da superfici di sovrascorrimento. Si tratta di depositi emipelagici e pelagici che precedono l'instaurarsi di un'avanfossa a sedimentazione torbiditica grossolana.

L'età delle marne varicolori di Villore va dal Chattiano all'Aquitano (MNP25a-MNN1d). In particolare alla base della formazione dell'Acquerino l'età più recente è riferibile alla sottozona MNN1 indifferenziata (Sez. Rio Castello – fig.3) mentre alla base della formazione del Torrente Carigiola (Sez. Fiumicello) (fig.3) l'età più recente è riferibile alla sottozona MNN1d.

Per l'Oligocene superiore sono state documentate le sottozone MNP25a e MNP25b. La prima è rappresentata dalla seguente associazione: *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Ericsonia fenestrata*, *Sphenolithus ciperoensis*, *Sphenolithus moriformis*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera perch-nielseniae*. La sottozona MNP25b ha una associazione simile alla precedente, ma in cui il genere *Sphenolithus* è rappresentato solo da *Sphenolithus conicus* e *Sphenolithus dissimilis*. Per il Miocene inferiore le associazioni a placoliti risultano simili per tutte le sottozone determinate e sono rappresentate da *C. abisectus*, *E. fenestrata*; sulla base degli sfenoliti rinvenuti è stato possibile distinguere la sottozona MNN1b, caratterizzata dalla presenza di *Sphenolithus delphix*, *Sphenolithus calyculus*, *S. conicus* ed *S. dissimilis*; MNN1c, in cui è stato riconosciuto solo *S. moriformis*; MNN1d, caratterizzata dalla presenza di *Sphenolithus disbelemnos*. Le marne campionate alla base della sezione Acquerino-Monachino sono state datate all'Oligocene sommitale. È stata infatti documentata la sottozona MNP25b.

1.1a. - GRUPPO DEL CERVAROLA

Le successioni arenitiche dell'avanfossa infra-miocenica in quest'area sono articolate in più unità litostratigrafiche. Al loro interno sono stati riconosciuti

quattro sistemi deposizionali torbiditici (CIBIN *et alii*, 1997) caratterizzati da una tipica evoluzione *fining e thinning upward* delle facies: da areniti prevalenti in strati spessi e molto spessi alla base a torbiditi sottili e sottilissime pelitiche al tetto (cfr. MUTTI, 1985; 1992, MUTTI & NORMARK, 1987). Uno di questi sistemi torbiditici è troncato superiormente da superfici tettoniche e da grossi depositi gravitativi caotici e non mostra lo sviluppo completo delle litofacies sopra descritto. In accordo con le normative per il rilevamento della Carta Geologica (PASQUARÈ *et alii*, 1992) ad ogni singolo sistema deposizionale torbiditico, che ha estensione regionale e spessore di varie centinaia di metri, è stato attribuito il rango di formazione. Le singole litofacies sono da considerarsi sottounità alle quali, per spessore, continuità laterale e intervallo temporale, è stato attribuito il rango di membri. Si è reputato pertanto necessario elevare la formazione delle Arenarie del Monte Cervarola al rango di gruppo, costituito dalle seguenti formazioni: formazione dell'Acquerino, formazione del Torrente Carigiola, formazione di Stagno e formazione di Castiglione dei Pepoli. Per ogni formazione e per ogni membro è stato eseguito un campionamento esteso per definirne il contenuto paleontologico nonché le caratteristiche composizionali delle areniti. L'età di questi depositi (fig 3) è compresa tra il Chattiano? (MNP25a) ed il Langhiano (MNN5) pari ad un intervallo cronostratigrafico di circa 10 Ma. La composizione delle areniti (Appendice 1) mostra una chiara tendenza evolutiva tra i termini più antichi, più poveri di litici a grana fine e costituiti prevalentemente da metamorfiti (areniti feldspatolitiche) e quelli più recenti in cui i litici a grana fine sono più abbondanti e si arricchiscono di frammenti di rocce sedimentarie (areniti litofeldspatiche).

Le formazioni del Torrente Carigiola, di Stagno e di Castiglione dei Pepoli (membro arenaceo) sono fra loro in successione stratigrafica, mentre la formazione dell'Acquerino presenta sempre rapporti tettonici con le precedenti. Anche il membro arenaceo-pelitico della formazione di Castiglione dei Pepoli è sempre in contatto tettonico con gli altri termini della successione.

1.1a.1. - formazione dell'Acquerino (AQR)

Questa formazione è costituita da alternanze di strati gradati arenaceo-pelitici con spessore, granulometria e rapporto A/P molto variabile. Le areniti hanno colore grigio, composizione feldspatolitica e sono molto ben cementate. Le peliti sono anch'esse grigie e molto indurite; le impronte di fondo indicano provenienze dei flussi da W-NW. La potenza complessiva è di oltre 1000 metri. La formazione è caratterizzata da tendenza alla diminuzione della granulometria e dello

spessore degli strati verso l'alto ("*fining*" e "*thinning upward*"); essa è articolata in tre membri in relazione di sovrapposizione stratigrafica e parziale eteropia. Rappresenta depositi di un singolo sistema torbiditico.

L'età di questa formazione è Chattiano?-Burdigaliano (MNP25a? - MNN3b).

Nella zona del M. Frassino, strutturalmente svincolata dalla successione dell'area tipo riportata nella fig.3, alcuni campioni hanno fornito un'età chattiana (MNP25a), che potrebbe non escludere una correlazione di questi terreni con le Arenarie del Monte Falterona.

membro arenaceo-pelitico (AQR₁). È rappresentato da alternanze arenaceo-pelitiche in strati gradati da medi a molto spessi e banchi. La granulometria varia da fine a grossolana in relazione allo spessore dei livelli di arenite. Nel Rio Castello, ad ovest dell'abitato di Luicciana, alla base del membro sono state rinvenute areniti sottili di origine vulcanoclastica. Nel settore sud-occidentale del Foglio sono talvolta presenti intercalazioni di peliti nere in livelli da sottili a medi. La potenza del membro non è inferiore a 500 metri. Il contatto superiore è graduale, parzialmente eteropico, con il membro soprastante AQR₂. Il rapporto A/P è variabile da $\gg 1$ a < 1 . Si tratta di depositi torbiditici di lobo arenaceo e di frangia di lobo in una fase evolutiva iniziale del sistema deposizionale.

L'età di questo membro è Chattiano?-Aquitano (MNP25a?-MNN1 ind.). Il membro delle sezioni Acquerino e Mangona-Molino di Saletto (fig.3) è stato riferito alla zona MNN1 (Aquitano), in quanto le associazioni studiate presentano *Cyclicargolithus abisectus*, *Ericsonia fenestrata*, *Reticulofenestra daviesii*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus calyculus*. La successione affiorante al M. Frassino che, come si è accennato, è strutturalmente svincolata dalla successione dell'area tipo, ha fornito alla base un'età più antica, riferibile al Chattiano (MNP25a). Per questo motivo la base di questa unità stratigrafica è stata dubitativamente attribuita al Chattiano.

membro pelitico-arenaceo (AQR₂). Questo membro è costituito da alternanze pelitico-arenacee in strati gradati generalmente da sottili a medi e, subordinatamente spessi; i livelli arenitici hanno granulometria fine. Lo spessore degli strati arenitici ed il rapporto A/P diminuiscono verso l'alto; quest'ultimo varia da < 1 a $\ll 1$. Da segnalare la presenza a vari livelli di selce nera in liste spesse pochi centimetri. Verso l'alto è localmente presente un livello di *slump* spesso qualche metro. La potenza del membro è di circa 600 metri; il passaggio al membro soprastante (AQR₃) è graduale per diminuzione della frazione arenacea. Si tratta di depositi torbiditici di frangia di lobo e di lobo arenaceo.

L'età di questo membro è Aquitaniano-Burdigaliano (MNN1d-MNN2a). Le associazioni rinvenute nei campioni raccolti nella sezione Mangona-Molino di Saletto (fig.3) sono rappresentate dalle seguenti forme: *Dictyococcites* spp., *S. dissimilis*, *S. disbelemnus*, *S. calyculus*, *H. carteri* ed *Helicosphaera euphratis*. L'inversione di abbondanza che si registra nei campioni fra *H. euphratis* e *H. carteri*. permette di determinare le due sottozone MNN1d e MNN2a del Miocene inferiore (FORNACIARI & RIO, 1996).

membro pelitico (AQR₃). È formato da marne e marne siltose grigio chiare-nocciola con presenza verso il basso di rari e sottili livelli siltosi ed arenitici gradati. La potenza è di circa 300 metri. Costituiscono depositi emipelagici e torbiditici fini di traccimazione legati alla disattivazione del sistema deposizionale.

L'età è Aquitaniano-Burdigaliano (MNN2a-MNN3b). Il membro è stato campionato nelle sezioni Mangona-Molino di Saletto e S. Quirico di Vernio-Mangona (fig.3). Sono state documentate le sottozone MNN2a e MNN2b sulla base delle seguenti associazioni: *Coccolithus miopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites* spp, *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus dissimilis*, *Sphenolithus disbelemnus*, *Helicosphaera carteri* (per la MNN2a), e inoltre *Helicosphaera ampliaperta* e *Helicosphaera mediterranea* (per la MNN2b). I campioni prelevati nelle marne a contatto con le arenarie affioranti al M. Frassino e sormontate tettonicamente dalle Unità Liguri, sono riferibili alla sottozona MNN2a.

1.1a.2. - formazione del Torrente Carigiola (TCG)

Questa formazione è costituita da alternanze arenaceo-pelitiche caratterizzate in gran parte da un variabile rapporto A/P e soprattutto dalla presenza di strati particolarmente spessi ("megastrati") a grana da grossolana a microconglomeratica. Al tetto della formazione sono presenti prevalentemente peliti. Le areniti hanno composizione feldspatolitica e sono molto ben cementate; le peliti sono grigie e molto indurite. Le paleocorrenti indicano provenienze dei flussi da W-NW. La potenza complessiva è di circa 1000 metri; il contatto superiore è netto con la formazione di Stagno (STA). La formazione è stata interamente suddivisa in due membri (TCG_{1,2}), in rapporti di sovrapposizione stratigrafica e parziale eteropia, e rappresenta un sistema torbiditico pienamente sviluppato, dominato per gran parte del suo spessore da facies di lobo arenaceo e di frangia di lobo a megatorbiditi silicoclastiche, passanti rapidamente al tetto ad una facies pelitica di disattivazione del sistema deposizionale.

L'età è Aquitaniano (MNN1ind-MNN1d).

membro a megastrati arenacei (TCG₁). È rappresentato da alternanze arenaceo-pelitiche caratterizzate dalla presenza di potenti strati gradati (fino a 35 metri) a base da grossolana a microconglomeratica, spesso erosiva, seguita da un potente intervallo arenitico, con gradazione spesso assente, scarsa cernita e con grossi inclusi pelitici e strutture interne caotiche. Questi strati si chiudono con un intervallo pelitico di spessore raffrontabile con la porzione arenitica. Dove le condizioni di affioramento lo hanno permesso i megastrati arenacei più potenti sono stati seguiti e cartografati come strati a se stanti (*ms*). Questi, isolati o più raramente in coppie o terne, si riconoscono lungo tutto lo spessore del membro e si intercalano in una successione da arenaceo-pelitica a pelitico-arenacea, con strati da molto spessi (prevalenti) a sottili (subordinati) e con rapporto A/P da >1 a <1. Negli intervalli della successione più ricchi di pelite anche gli strati molto spessi hanno la frazione arenitica nettamente subordinata a quella pelitica. La geometria degli strati, compresi i più potenti, è piano-parallela. Nella parte medio-superiore del membro è talora presente selce nera in liste e livelli centimetrici. Localmente, negli intervalli più pelitici, si riconoscono dei depositi di *slump*. La potenza del membro è di circa 950 metri. Il contatto superiore è graduale e parzialmente eteropico con TCG₂. Si tratta di depositi torbiditici di lobo arenaceo e di frangia di lobo, contenenti megastrati grossolani che rappresentano eventi di risedimentazione in massa di grande volume in un bacino relativamente confinato.

L'età è riferibile all'Aquitaniense (MNN1ind. -MNN1d). I campioni raccolti nelle sezioni Rio Secco e Strada Montepiano-Cavarzano (fig.3) presentano associazioni con scarsi nannofossili e in cattivo stato di conservazione, ma riferibili alla base del Miocene inferiore (zona MNN1). Fra gli scarsi sfenoliti è presente solo *Sphenolithus conicus*; fra i rari elicoliti *H. carteri*, *H. euphratis*, e *Helicosphaera perch-nielseniae*. Anche nella sezione Fiumicello (fig.3) la litofacies non è databile con precisione; l'attribuzione alla sottozona MNN1d avviene per posizione stratigrafica.

membro pelitico (TCG₂). È costituito da siltiti marnose e marne siltose molto indurite, a stratificazione molto sottile non sempre ben evidente, talora messa in luce dalla presenza di intercalazioni sottili di areniti a grana finissima. Nella parte inferiore, al contatto con il membro sottostante, è presente qualche strato arenitico gradato più spesso. La potenza è variabile da 30 a 80 metri. Il contatto stratigrafico superiore è netto con la formazione di Stagno (STA). Si tratta di depositi emipelagici e torbiditici fini di trascinamento legati alla disattivazione del sistema deposizionale.

L'età è riferibile all'Aquitaniense (MNN1ind. -MNN1d). Il membro è stato campionato nelle sezioni di Monte Calvi, Case dell'Alpi ed al Monte delle

Scalette (fig.3). Le associazioni rinvenute nei campioni raccolti nelle due prime sezioni sono riferibili al Miocene basale. Sono state riconosciute diverse forme, fra i placoliti: *Coccolithus miopelagicus*, *Dictyococcites* spp.; fra gli elicoliti: *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera euphratis*, e forme di transizione *H. euphratis/H. carteri*. La presenza di *Sphenolithus disbelemnos* permette l'attribuzione della parte alta del membro alla sottozona MNN1d.

1.1a.3. - formazione di Stagno (STA)

È costituita da alternanze da arenaceo-pelitiche a pelitico-arenacee fino a peliti prevalenti. Le arenite hanno colore grigio, composizione feldspatolitica e sono molto ben cementate; le peliti sono anch'esse grigie e molto indurite. Le paleocorrenti indicano provenienze dei flussi da W-NW. La potenza complessiva è di circa 1200 metri. Il contatto superiore è netto con la formazione di Castiglione dei Pepoli (CDP). Questa formazione è stata interamente suddivisa in 3 membri. Si tratta di depositi di un intero sistema torbiditico dominato da facies di lobo arenaceo e di frangia di lobo che evolvono da prevalentemente arenitiche alla base a prevalentemente pelitiche al tetto, fino alla completa disattivazione del sistema deposizionale.

L'età della formazione è Aquitaniano-Burdigaliano (MNN2a - MNN3b).

membro arenaceo-pelitico (STA₁). Si tratta di alternanze arenaceo-pelitiche in pacchi di strati gradati da sottili a medi a grana fine (rapporto A/P <1), alternati a pacchi di strati spessi e molto spessi a grana media e grossolana (A/P >1). Alla base del membro sono frequenti strati molto spessi. La geometria degli strati è piano-parallela. Il rapporto A/P complessivo è da =1 a >1. Nell'area del Monte delle Scalette, al contatto con la formazione sottostante, è stato riconosciuto un deposito di *slump*. Lo spessore del membro è di circa 700 metri. Il contatto superiore è graduale con STA₂. Costituiscono depositi torbiditici di lobo arenaceo e di frangia di lobo.

L'età è Aquitaniano-Burdigaliano (MNN2a). Il membro, campionato nelle sezioni Rio Torto, Monte Calvi e Monte delle Scalette lungo il crinale di confine regionale (fig.3), è stato riferito alla sottozona MNN2a per la presenza di *Helicosphaera carteri* (comune) e *Helicosphaera euphratis* (rara), in associazione con forme meno indicative quali *Dictyococcites* spp, *Coccolithus pelagicus* e *Cyclicargolithus floridanus*.

membro pelitico-arenaceo (STA₂). Rappresentato da alternanze pelitico-arenacee in strati gradati sottili e medi prevalenti e strati spessi subordinati. La geo-

metria degli strati è piano-parallela. Le areniti hanno grana fine e finissima. Il rapporto A/P varia da $\ll 1$ a < 1 con tendenza ad aumentare verso il basso insieme allo spessore degli strati. La potenza è di 300-350 metri. Il contatto superiore è graduale con STA₃. Si tratta di depositi torbiditici di frangia di lobo e di lobo arenaceo.

L'età è riferibile al Burdigaliano (MNN2b-MNN3a). Questo membro, campionato nella sezione di Rio Torto (fig.3), è per i due terzi riferibile alla sottozona MNN2b (poiché dalla base, in associazioni simili al membro sottostante (STA₁), si aggiunge la presenza di *Helicosphaera ampliaperata*, marker della sottozona, e per il terzo rimanente è riferibile alla sottozona MNN3a per la comparsa di *Sphenolithus belemnus* in associazione con *Sphenolithus disbelemnus*, *H. carteri*, *H. ampliaperata*, *Dyctiococcites* spp., *C. pelagicus*, *C. floridanus*.

membro pelitico (STA₃). Sono siltiti marnose e marne siltose indurite a stratificazione molto sottile anche se non sempre ben evidente. Sono presenti nella parte inferiore intercalazioni di strati gradati sottili e medi a base arenitica fine e finissima. La potenza è di 50-100 metri. Il contatto superiore è netto con CDP. Rappresentano depositi emipelagici e torbiditici fini di tracimazione legati alla disattivazione del sistema deposizionale.

L'età è burdigaliana (MNN3b). Il membro, campionato nella sezione Rio Torto (fig.3), è stato attribuito alla sottozona MNN3b; nelle associazioni studiate fra gli elicoliti sono stati riconosciuti: *H. carteri*, *H. ampliaperata* e *Helicosphaera mediterranea*; fra gli sfenoliti: *S. disbelemnus* e *Sphenolithus dissimilis*.

1.1a.4. - formazione di Castiglione dei Pepoli (CDP)

Sono attribuiti a questa formazione sia i terreni affioranti stratigraficamente al tetto della formazione di Stagno, sia quelli affioranti presso Castiglione dei Pepoli e, nel margine occidentale del Foglio, quelli riferibili al corpo arenaceo presente nell'area del Lago di Pavana. Queste tre successioni sono esclusivamente in contatto tettonico fra loro e/o con altre unità del Foglio; in assenza di livelli guida quali riferimenti stratigrafici sicuri, la loro correlazione ed attribuzione ad una unica formazione è stata desunta sulla base dei caratteri della facies, della composizione delle arenite e del contenuto paleontologico. La formazione è costituita da alternanze arenaceo-pelitiche con le arenite da nettamente prevalenti a leggermente subordinate. Queste hanno colore grigio, composizione litofeldspatica e sono ben cementate. Le peliti sono anch'esse grigie e moderatamente indurite. Le impronte di fondo indicano provenienze dei flussi da W-NW. La

potenza complessiva non è chiaramente determinabile: potrebbe superare i 1000 metri. Il contatto stratigrafico superiore è netto con BRB. Questa formazione è suddivisa interamente in due membri parzialmente eteropici (CDP_1 - CDP_2). Essa rappresenta depositi di un singolo sistema torbiditico interrotto da un ricoprimento tettonico e da depositi gravitativi associati.

L'età è riferibile al Burdigaliano?-Langhiano (MNN4a?-MNN5a). L'età della base della formazione è attribuita dubitativamente nella zona MNN4a per relazioni stratigrafiche col tetto della formazione di Stagno (Sez. Rio Torto; fig.3).

membro arenaceo (CDP_1). È costituito da alternanze arenaceo-pelitiche in strati gradati da spessi e molto spessi (nettamente prevalenti) a sottili e medi (da subordinati a quasi assenti), con geometria piano-parallela. Gli strati più spessi sono quasi esclusivamente arenacei con base a grana media e con un tetto costituito da pochi centimetri o decimetri di pelite; gli strati sottili e medi variano da prevalentemente pelitici a pelitico-arenacei. Il rapporto A/P complessivo è comunemente $\gg 1$. Il membro presenta un contatto tettonico con AVC. La potenza parziale affiorante è di circa 500 metri. Deposito torbiditico di lobo arenaceo.

L'età è Burdigaliano?-Langhiano (MNN4a?-MNN5a). I campioni raccolti negli oltre 500 metri di sezione presso Montepiano (fig.3) hanno fornito associazioni a nannofossili rappresentate dalle seguenti forme: *Helicosphaera carteri*, e *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Coccolithus miopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Geminolithella rotula*. Fra gli sfenoliti l'abbondanza di *Sphenolithus heteromorphus* permette di riferire il membro alla sottozona MNN5a del Miocene medio.

membro arenaceo-pelitico (CDP_2). Sono alternanze arenaceo-pelitiche in strati gradati da spessi e molto spessi (prevalenti) a sottili e medi (subordinati), con geometria piano-parallela. Gli strati, anche i più spessi, variano da arenaceo-pelitici a pelitico-arenacei. La grana alla base degli strati arenitici è da media a molto fine. Il rapporto A/P complessivo varia da < 1 a > 1 . Al tetto sono presenti lembi di breccie argillose (breccie argillose di Monte Bagucci-BRB, v. di seguito) a clasti di calcari e argilliti cretacei in contatto stratigrafico con le areniti. La potenza parziale affiorante è di 150 metri per il corpo affiorante al Lago di Pavana (sottounità tettonica Granaglione), e di 600-700 metri per quello di Castiglione dei Pepoli nell'omonima sottounità tettonica. Si tratta di depositi torbiditici di lobo arenaceo e di frangia di lobo riferibili ad un singolo sistema deposizionale interrotto da un ricoprimento tettonico e da depositi gravitativi associati (breccie argillose di Monte Bagucci-BRB).

L'età è riferibile al Langhiano (MNN4b-MNN5a). Nella sezione M. Tavianella-Bocca di Rio (fig.3) i primi 250 metri della sezione sono databili al Langhiano inferiore (MNN4b); le associazioni rinvenute contengono come forme più indicative: *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera ampliaperia*, *Helicosphaera mediterranea*, *Helicosphaera intermedia*, *Coccolithus miopelagicus*, *Geminolithella rotula*, *Calcidiscus premacintyreii*. La presenza discontinua e rara di *Sphenolithus heteromorphus* permette l'attribuzione alla sottozona MNN4b. I restanti 200 metri della sezione contengono associazioni riferibili alla sottozona MNN5a per la presenza continua e comune di *S. heteromorphus*, oltre che delle forme sopracitate. Le associazioni studiate, provenienti dai campioni raccolti lungo la sezione Lago Pavana (fig.3) sono riferibili alla sottozona MNN5a per la presenza di *Sphenolithus heteromorphus*, *Calcidiscus premacintyreii*, *Coccolithus miopelagicus*, *Helicosphaera carteri*. Sono state attribuite a questa formazione anche le arenarie affioranti presso Canova, nella zona della Traversa, datate alla sottozona MNN5a.

1.1.2. – breccie argillose di Monte Bagucci (BRB)

Si tratta di breccie poligeniche a matrice argillosa, grigie in superficie fresca e nocciola in superficie alterata, solo localmente deformate con sviluppo di un clivaggio scaglioso penetrativo. La matrice è costituita di clasti millimetrici di argilliti e contiene frammenti da angolosi a subarrotondati di calcari micrini, grigi in superficie fresca e bianco-giallastri in superficie alterata; questi frammenti, di età cretacea, sono di dimensioni centimetriche, decimetriche o più raramente metriche. Occasionalmente sono anche presenti clasti decimetrici di siltiti, areniti e marne calcaree, queste ultime di età oligo-miocenica. La potenza massima stimata è di circa 20-40 metri. Sono in contatto stratigrafico netto su CDP. Si tratta di depositi di colata sottomarina di fango e detrito grossolano. L'età del deposito è riferibile al Langhiano in base ai rapporti stratigrafici con CDP.

1.2. - UNITÀ TETTONICA SESTOLA-VIDICIATICO

Sotto la denominazione di "Unità tettonica Sestola-Vidiciatico" vengono qui compresi quei terreni che per ampi tratti della catena appenninica appaiono sovrascorsi all'Unità tettonica Cervarola, lungo una fascia a direzione NW-SE, e che sono a loro volta ricoperti dalle Unità tettoniche Liguri anche se, a seguito di successivi episodi deformativi, l'Unità tettonica Cervarola sovrascorre a sua volta l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

Essa ha una composizione molto articolata ed una complessa struttura interna: il corpo principale è costituito da un insieme eterogeneo di terreni di età cretacea e subordinatamente eocenica, a composizione prevalentemente argilloso-calcareo, sui quali, in tempi successivi ed in forte discordanza angolare, si sono deposte due successioni stratigrafiche diverse: la *Successione Modino* e la *Successione Porretta*, probabilmente in ambiti paleogeografici non molto differenti. Le formazioni argilloso-calcaree sulle quali si sono deposte queste due successioni sono molto deformate, anche alla scala mesoscopica ove mostrano una tipica struttura a “blocchi in pelite deformata” (BETTELLI *et alii*, 1996a), e costituiscono delle reali formazioni smembrate, delle tettoniti non metamorfiche o un *mélange*: questo fatto impedisce di riconoscere se esse derivino dalla tettonizzazione di un'unica originaria successione stratigrafica o di più successioni. Sulla base delle caratteristiche litologiche e dell'età, è possibile riconoscere, in questi terreni, unità che mostrano affinità con formazioni sia liguri, sia subliguri e che sono state tradizionalmente interpretate in modo diverso: come un olistostroma deposto al tetto delle “Arenarie del Monte Cervarola” (dagli autori della Libera Università di Berlino: VON STRUENSEE, 1967; REUTTER, 1969; HEYMANN, 1968; HEMMER, 1971; ecc.) o come una falda di gravità (AMADESI, 1964; 1965; 1968; AMADESI & MARABINI, 1967; CREMONINI & ELMI, 1971) o una falda di ricoprimento tettonico (BETTELLI *et alii*, 1987; 1989a; 1989d).

L'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico, già ampiamente deformata in conseguenza della fase tettonica ligure (Eocene inferiore-medio), ha probabilmente rappresentato, dall'Oligocene superiore al Miocene medio, il margine interno mobile dell'avanfossa (BETTELLI *et alii*, 1987; 1989a; BETTELLI & PANINI, 1992b) ed il substrato su cui si sono deposte la *Successione Modino* (*pro parte* o completamente) e la *Successione Porretta*; tali successioni rappresenterebbero, in questo quadro, la sedimentazione in ambienti di scarpata interna dell'avanfossa oligo-miocenica appenninica (bacini di scarpata), del Macigno prima e del Cervarola e della Marnoso Arenacea (?) poi. Le formazioni affioranti, riconducibili alla *Successione Modino*, sono state intensamente deformate prima della sedimentazione della *Successione Porretta* ed hanno perduto i loro reciproci rapporti stratigrafici. Attualmente esse costituiscono per lo più dei lembi isolati, anche di piccole dimensioni, strutturalmente inclusi all'interno dei terreni argilloso-calcarei liguri e subliguri. Anche le unità stratigrafiche che costituiscono la *Successione Porretta*, pur rappresentate da affioramenti molto più estesi e continui, in conseguenza degli eventi tettonici miocenici sono state deformate, anche se in misura molto minore rispetto a quelle della *Successione Modino*: infatti in nessuna località all'interno del Foglio sono preservati contatti primari tra questa successione e le formazioni argilloso-calcaree ad affinità ligure e subligure.

Le formazioni ad affinità ligure e subligure che formano il corpo principale dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sono rappresentate da depositi torbiditici prevalentemente calcareo-argillosi di bacino profondo. La Successione Modino e la Successione Porretta sono invece formate da depositi pelagici ed emipelagici argillosi e marnosi e da corpi torbiditici arenacei a questi intercalati o sovrapposti.

L'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico nel Foglio 235 è stata denominata "Sottunità (tettonica) Ventasso" dell'Unità (tettonica) Modino; nell'adiacente Foglio 236 compare sotto la denominazione di "Sottunità tettonica Sestola-Vidiciatico" dell'Unità tettonica Modino-Cervarola.

1.2a.- FORMAZIONI AD AFFINITÀ LIGURE E SUB-LIGURE

I terreni compresi sotto questa denominazione corrispondono almeno in parte a quelli del "complesso argilloso-calcareo" di CHICCHI & PLESI (1995), a quelli del "mélange delle Tagliole" del Foglio 235 ed alle "formazioni argillose e calcaree ad affinità ligure e subligure" del Foglio 236. Il termine generico di "formazioni" viene qui preferito a quello di "complesso" o di "mélange". Il termine "complesso" è stato e viene tuttora impiegato in letteratura con significati tra loro molto diversi (di unità "complessa" per cause strutturali o per cause primarie), anche per una insufficiente definizione nei codici e nelle guide di nomenclatura stratigrafica nazionali od internazionali (cfr.: I.S.S.C., 1976; N.A.C.S.N., 1983; SALVADOR, 1987); il termine "mélange", pur ampiamente utilizzato in letteratura senza connotazioni genetiche e pur essendo stato già impiegato per descrivere questi terreni (BETTELLI & PANINI, 1989; 1992b) ha comunque il difetto, nel caso di un'origine per fenomeni tettonici (*mélange* tettonico), di fare riferimento per la classificazione litostratigrafica non al momento in cui le rocce si sono formate, ma a quello in cui esse sono state deformate.

All'interno dell'area del Foglio sono state distinte le seguenti unità litostratigrafiche formali od informali:

- unità argilloso-calcareo (AVC) con inclusi ofiolitici (AVC_a);
- arenarie di Casellina (CLL);
- formazione di Serra Volpara (SVP);
- formazione di Trasserra (TSR);
- formazione dell'Abetina Reale (ABT);
- formazione di Monte Morello (MLL).

L'unità argilloso-calcareo è quella meglio rappresentata non solo nel Foglio in esame, ma in tutto l'alto Appennino dal Bolognese al Reggiano, sia negli affioramenti alla base della Successione Modino nell'area tipo del Modenese, sia in quelli tettonicamente sovrastanti i depositi del Gruppo del Cervarola.

1.2a.1. - unità argilloso-calcareo (AVC)

Sotto questa generica denominazione (analogamente a quanto è stato fatto nel Foglio 236) comprendiamo sia litotipi di età cretacea sia litotipi di età terziaria, in parte simili litologicamente, che per complicazioni strutturali e/o per le pessime condizioni di affioramento, non è stato possibile distinguere in carta. I litotipi cretacei corrispondono in parte alle unità assimilate da CHICCHI & PLESI (1995), e nel Foglio 235, alle Argille a Palombini od indicate come “argille variegate” (cumulativamente comprese da questi autori sotto la denominazione di “complesso argilloso-calcareo”, mentre nel Foglio 235 sono state indicate come “successione argilloso-calcareo pre-campaniana”). I litotipi di età terziaria trovano una parziale corrispondenza nelle “argille e calcari di Ponte Biola” (KRAMPE, 1964; MARTINI & PLESI, 1988; CHICCHI & PLESI, 1992) o nelle “argille e calcari” della successione subligure di Canetolo. Una parte almeno, se non proprio la maggioranza, dei litotipi che costituiscono l’unità argilloso-calcareo mostra, inoltre, notevoli affinità litologiche con la Formazione di Sillano, affiorante in Toscana.

L’unità argilloso-calcareo nella zona tipo del M. Modino (Appennino modenese) costituisce il substrato stratigrafico delle arenarie omonime e delle unità pelitiche di scarpata a queste sottostanti (Argille di Fiumalbo e Marne di Marmoreto), mentre nell’area del Foglio non si rinviene più in questa posizione: essa appartiene attualmente ad una unità tettonica che in tempi successivi è stata traslata prima sulle Arenarie del Monte Modino e, successivamente, sulle arenarie del Gruppo del Cervarola e sulla Formazione Marnoso Arenacea. In conseguenza di questa evoluzione strutturale i rapporti tra le diverse unità litologiche, già inizialmente piuttosto complessi per gli eventi deformativi che le hanno interessate prima della deposizione della Successione Modino, sono stati profondamente modificati e sono attualmente per lo più irriconoscibili. Inoltre, le relazioni esistenti tra le unità argillose di età cretacea e quelle di età terziaria che si rinvengono alla base delle Arenarie del Monte Modino sono tuttora un problema aperto ed irrisolto (CHICCHI & PLESI, 1995). Tutti questi motivi ci hanno portato a distinguere nella carta geologica soltanto un’unità litologicamente caratterizzata da alternanze argilloso-calcaree, per il cui riconoscimento non è stato indispensabile ricorrere a criteri biostratigrafici.

Da un punto di vista litologico l’unità è prevalentemente costituita dall’alternanza di letti argillosi e calcarei, quasi mai osservabili allo stato indeformato, che mostrano sistematicamente la caratteristica struttura a “blocchi in pelite” deformata (BETTELLI *et alii*, 1996a) con il tipico clivaggio scaglioso penetrativo. Le argille, a luoghi marnose, allo stato poco deformato sono fissili e di colore bluastrò, verde, grigio o nerastro su superficie fresca; se alterate assumono invece un

caratteristico colore oca giallastro o nocciola. Ad esse si intercalano strati gradati da medi a spessi di calcilutiti grigie (bianco-giallastre su superficie alterata), talvolta marnose al tetto, e sottili letti gradati di siltiti ed areniti marroni o grigie. Il rapporto tra letti argillosi e letti calcarei è quasi ovunque $\gg 1$ ed a luoghi le siltiti e le calcilutiti sono assenti. La elevata deformazione ha generato una marcata stratificazione tettonica (foliazione mesoscopica) messa in evidenza alla scala dell'affioramento dall'allineamento preferenziale dei frammenti di letti competenti (calcilutiti, siltiti, areniti) e da un clivaggio scaglioso penetrativo nelle peliti. Le peliti sono interessate da mesopieghe e le calcilutiti sono ridotte allo stato di *boudins* e solo raramente la stratificazione primaria è conservata. L'unità contiene degli inclusi ofiolitici e degli inclusi di breccie poligeniche ad elementi ofiolitici talora di dimensioni cartografabili (AVC_a). Gli inclusi di rocce ofiolitiche sono rappresentati da lembi di basalti, gabbri, serpentiniti e peridotiti. Le breccie mono- o poligeniche, presentano elasti da millimetrici a decimetrici di rocce ofiolitiche, arenarie ofiolitiche, calcilutiti e diaspri. Questi inclusi, di dimensioni variabili da pochi metri a qualche decina di metri, si rinvengono isolati tra loro all'interno dell'unità argilloso-calcareo con contatti tettonici. Essi rappresentano dei frammenti di crosta oceanica e dei depositi gravitativi in massa ad essa associati. La giacitura di queste rocce è problematica: è in forse se si tratti di originari corpi franati in massa all'interno del bacino (o dei bacini) di sedimentazione dell'unità argilloso-calcareo oppure se siano lembi inglobati tettonicamente ed appartenenti all'originario substrato oceanico della successione o delle successioni che le contengono oppure se siano degli esotici. I litotipi di età terziaria compresi nell'unità, e non distinti, differiscono apparentemente solo per una maggiore frequenza di intervalli marnosi al tetto degli strati calcarei. Lo stile strutturale mesoscopico è del tutto analogo a quello che caratterizza le formazioni liguri, quali ad esempio le Argille a Palombini (APA). Con quest'ultima formazione almeno una parte dell'unità argilloso-calcareo mostra una estrema somiglianza litologica, tanto che è controversa l'attribuzione di una serie di affioramenti presenti lungo la fascia di contatto con le Unità Liguri. In generale si può affermare che le argille dell'unità argilloso-calcareo tendono a essere più giallastre e nelle Argille a Palombini più grigie, che le patine di alterazione delle calcilutiti sono più frequentemente giallastre nella prima unità e più grigio-verdastre nelle Argille a Palombini, e che il grado di diagenesi è in genere più elevato nell'unità argilloso-calcareo.

La potenza originaria della formazione non è ben valutabile a causa dell'estrema tettonizzazione; la potenza geometrica massima raggiunge 700-800 metri. Non sono preservati contatti stratigrafici inferiori con altre unità; i contatti sono ovunque tettonici con BAP, ABT, SUV, CDP e MLL. È tuttavia ipotizzabile un contatto stratigrafico superiore con la Successione Porretta sulla base di evidenze

indirette, quali la presenza alla base di questa successione di breccie sedimentarie con clasti provenienti dall'unità argilloso-calcareo e la sistematica condivisione dell'area di affioramento. L'ambiente deposizionale è marino profondo, i meccanismi di sedimentazione delle argille sono attribuibili a correnti di torbida diluite e a decantazione pelagica, mentre le calcilutiti e le subordinate arenarie e siltiti rappresentano dei depositi torbiditici di piana bacinale. Dal punto di vista paleogeografico è possibile una vicinanza con l'area di deposizione delle Argille a Palombini liguri, almeno per l'intervallo temporale in comune.

L'età dell'unità nel suo complesso è compresa tra il Cretaceo inferiore e l'Eocene inferiore, ma non è stata acquisita una documentazione biostratigrafica di tutto questo lungo intervallo cronologico. Le associazioni a nannofossili calcarei sono risultate estremamente povere ed indicative solo di un generico Cretaceo; alcuni campioni tuttavia presentano associazioni sufficientemente significative e riferibili all'Albiano superiore (Zona a *Eiffelithus turriseiffeli*), al Campaniano inferiore (Zona a *Calculithes obscurus*) ed al Campaniano medio-superiore (Zona a *Uniplanarius trifidus*): in rari campioni sono state rinvenute associazioni di età maastrichtiana e terziaria fino a comprendere l'Eocene inferiore. È probabile che i litotipi di età cretacea superiore passassero verso l'alto sia alla Formazione di Monte Morello sia a facies del tipo *Flysch* ad Elmintoidi (formazione dell'Abetina Reale, ABT) così come accade nelle zone dell'alto Appennino modenese ove un tale passaggio si verifica attraverso l'interposizione di intercalazioni di breccie ofiolitiche ("breccie del Fosso della Cà": REUTTER, 1969; CHICCHI & PLESI, 1992, 1995; MOCHI *et alii*, 1995). I rapporti tra i litotipi di età cretacea e quelli di età terziaria sono di natura problematica (CHICCHI & PLESI, 1995) e non più ricostruibili a causa dell'estremo stato di deformazione. All'ipotesi che si possa trattare di un'originaria ed unica successione stratigrafica (MARTINI & PLESI, 1988; CHICCHI & PLESI, 1992) deformata prima dell'Eocene medio, allo stato attuale delle conoscenze si può anche affiancare l'ipotesi che si tratti, invece, di segmenti di successioni originariamente differenti (ad affinità, rispettivamente, ligure esterna e subligure) che sono stati tra loro accostati e caoticizzati prima della deposizione delle Argille di Fiumalbo, cioè durante la fase ligure, a formare un *mélange* tettonico o sedimentario (BETTELLI & PANNI, 1989; BETTELLI *et alii*, 1989a; cfr. Foglio 235 e Foglio 236) al piede della scarpata interna dell'avanfossa del Macigno e successivamente del Gruppo del Cervarola.

1.2a.2. - arenarie di Casellina (CLL)

Si tratta di depositi torbiditici rappresentati da areniti e calcareniti di colore grigio, grigio-chiaro su superficie fresca, alternate a marne ed a marne argillose grigio-

scure, in strati da medi a molto spessi con rapporto $AP \gg 1$. Le calcareniti in strati più spessi presentano una evidente laminazione. Affiorano esclusivamente in un piccolo lembo nella valle del F. Santerno, ad est del Sasso di Castro. Costituiscono un corpo lenticolare completamente delimitato da superfici tettoniche ed intensamente deformato con mesopieghe e zone di taglio, incluso nell'unità argilloso-calcareo (AVC). La potenza geometrica è di circa 50 metri. Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile eseguire alcuna correlazione con altre formazioni note.

Le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute sono molto scadenti, ma la presenza di *Aspidolithus* ex gr. *parcus* e di *C. aculeus* permettono di attribuire alla formazione un'età non più antica del Campaniano; tuttavia, non si esclude che l'unità possa giungere al Maastrichtiano.

1.2a.3. - formazione di Serra Volpara (SVP)

Questa unità (LIPPARINI, 1944; AMADESI, 1964; VON STRUENSEE, 1967) nell'area del Foglio è scarsamente rappresentata e compare soltanto in due modesti affioramenti ad ovest di Cavanna di Suviana, in corrispondenza del margine occidentale del quadrante NW. È costituita da alternanze di marne siltose a stratificazione mal visibile o assente, da strati calcareo-marnosi spessi e molto spessi e da subordinati strati di areniti a grana molto fine medi e spessi. Gli strati calcareo-marnosi ed arenitici hanno una base ed un tetto sfumati e sono privi di evidenti strutture sedimentarie interne. A luoghi sono presenti alternanze di marne e marne calcaree con argilliti nere interessate da un clivaggio scaglioso pervasivo. L'unità è intensamente deformata alla mesoscala e mostra un sistematico *boudinage* dei letti più competenti. La potenza geometrica massima si aggira intorno a 70-80 metri. Non sono preservati contatti stratigrafici inferiori o superiori con altre unità. La formazione di Serra Volpara costituisce dei corpi lenticolari completamente delimitati da superfici tettoniche, inclusi nell'unità argilloso-calcareo (AVC), ma non è da escludere l'esistenza di originari rapporti stratigrafici. L'ambiente deposizionale non è determinato.

L'età è riferibile al Cenomaniano. I campioni raccolti hanno confermato l'attribuzione già eseguita da VON STRUENSEE (1967) sulla base di associazioni a Foraminiferi planctonici.

1.2a.4. - formazione di Trasserra (TSR)

Questa formazione affiora esclusivamente nei dintorni della località omonima nella valle del T. Brasimone, a NNW di Castiglione dei Pepoli. È costituita dall'al-

ternanza di strati gradati arenaceo-pelitici in prevalenza medi o spessi (raramente molto spessi) e subordinatamente sottili. Le areniti della porzione basale degli strati hanno una grana fine, sono di colore grigio e sono molto ben cementate; la porzione superiore è formata da peliti indurite, di colore grigio-verde o nerastre. Il rapporto A/P è sempre inferiore o uguale ad 1. Subordinatamente sono presenti intercalazioni di strati gradati medi e spessi di calcilutiti e calcari marnosi. La formazione mostra di aver subito una deformazione tettonica molto intensa con perdita della continuità degli strati e frequentissimi scorrimenti interstratali fino a generare un vero e proprio assetto caotico: la stratificazione è ben riconoscibile e preservata solo per brevi tratti. La potenza geometrica massima è di oltre 100 metri. Non sono preservati contatti stratigrafici con altre unità; la formazione mostra contatti tettonici prevalentemente con AVC. I litotipi che costituiscono la formazione sono riferibili a dei depositi torbiditici di ambiente marino profondo caratterizzati da apporti prevalentemente di tipo terrigeno e subordinatamente di tipo carbonatico intrabacinale.

L'età è Campaniano-Maastrichtiano?. I campioni analizzati hanno evidenziato la presenza di associazioni a nannofossili riferibili alla zona a *Aspidolithus parvus* e zona a *Uniplanarius gothicus* (Campaniano) ed alla zona a *Arkangelskiella cymbiformis* (Maastrichtiano?). Nella seconda edizione del Foglio 98 "Vergato" alla scala 1:100.000, gli affioramenti di questa formazione erano stati assimilati alle successioni torbiditiche di tipo toscano; HEMMER (1971), invece, li aveva correlati con le Arenarie di Ostia dell'Appennino parmense.

1.2a.5. - formazione dell'Abetina Reale (ABT)

Questa formazione è presente in numerose località, comprese prevalentemente nel quadrante NW del Foglio, ma ovunque con affioramenti molto frammentati e separati gli uni dagli altri. È costituita da strati gradati molto spessi, anche plurimetrici, di calcilutiti con una porzione marnosa al tetto, alternati a pacchi di strati gradati sottili e medi di calcilutiti, areniti fini ed argilliti grigie. Gli strati più spessi a luoghi mostrano una base arenitica a grana fine. L'unità è intensamente deformata alla scala dell'affioramento con perdita della continuità laterale degli strati attraverso il sistematico *boudinage* dei letti più competenti che imprime all'affioramento un aspetto caotico. La potenza geometrica massima è di circa 200 metri. La formazione non mostra rapporti stratigrafici preservati con altre unità e costituisce dei corpi discontinui, di svariate dimensioni, strutturalmente compresi all'interno dell'unità argilloso-calcareo (AVC) con la quale si presume l'esistenza di originarie relazioni di sovrapposizione stratigrafica e di eteropia. Si tratta di depositi torbiditici di piana bacinale con megatorbiditi carbonatiche.

L'età è riferibile al Campaniano-Paleocene inferiore. I campioni raccolti all'interno del Foglio 252 hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei indicativi di un'età paleocenica (zona NP2 a *Cruciplacolithus tenuis*). In letteratura, per gli affioramenti dell'alto Appennino modenese e reggiano, sono state segnalate faune di età terziaria (RENTZ, 1970, BETTELLI *et alii*, 1989a) non confermate dalle datazioni più recenti (CHICCHI & PLESI, 1992). Gli affioramenti della Valle delle Tagliole (Appennino modenese) sono stati attribuiti da CHICCHI & PLESI (1995) al Campaniano superiore sulla base delle associazioni a nannofossili analogamente a quelli del Foglio 234 e del Foglio 235 (MOCHI *et alii*, 1995).

1.2a.6. - *formazione di Monte Morello (MLL)*

Nell'area del Foglio all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico appartengono anche alcuni lembi della Formazione di M. Morello (Alberese *Auctt.*) di età eocenica inferiore e vengono perciò trattati nella descrizione di questo insieme strutturale. Si tratta di modesti affioramenti ubicati ad ovest di Trasserra, sul versante sinistro della Val Brasimone e di alcuni lembi presenti nei pressi del Passo della Futa e nell'alta Val Santerno, poco ad est di M. Beni. Stante la assoluta identità litologica, tutti gli affioramenti di cui sopra non sono stati comunque distinti da quelli appartenenti alle Unità Liguri. Per una trattazione dettagliata delle caratteristiche stratigrafiche e litologiche della formazione si rimanda al paragrafo dedicato all'Unità tettonica Morello (cfr. Unità tettoniche Liguri) alla quale appartiene la maggior parte degli affioramenti del Foglio.

1.2b. - *SUCCESSIONE MODINO*

Questa successione nell'area del Foglio 252, affiora in modo incompleto e con limitati lembi separati tra loro ed ampiamente deformati. La successione è stata pertanto ricostruita con riferimento a quella presente nell'area tipo dell'alto Appennino modenese attraverso correlazioni eseguite sulla base delle caratteristiche litologiche e dell'età, piuttosto che sui reciproci rapporti stratigrafici tra le diverse formazioni affioranti in questo Foglio che sono esclusivamente di tipo tettonico. Nell'Alto Appennino modenese e reggiano (Foglio 235 e Foglio 236) la Successione Modino giace in discordanza angolare su di un substrato molto deformato rappresentato da formazioni argilloso-calcaree di età cretacea ed eocenica la cui natura è stata a lungo dibattuta così come la natura dei rapporti con il sottostante Macigno. Essa è costituita da formazioni prevalentemente argillose di

ambiente marino profondo o di scarpata (Argille di Fiumalbo e Marne di Marmoreto) e dalle Arenarie del Monte Modino, un corpo torbiditico che rappresenta probabilmente un segmento interno del riempimento dell'avanfossa oligo-miocenica del Macigno (cfr. Note illustrative Foglio 236 in BETTELLI *et alii*, in stampa, con bibliografia). Nel Foglio 236 sotto la denominazione di Successione Modino è stata compresa anche la porzione basale cretaceo-eocenica (denominata informalmente "formazioni argillose e calcaree ad affinità ligure e subligure") che corrisponde in parte alle "formazioni ad affinità ligure e subligure" del Foglio in esame. Questi terreni nella località tipo del modenese mostrano di aver subito una intensa tettonizzazione, tale da aver cancellato buona parte dei contatti stratigrafici originari tra le diverse formazioni, prima della deposizione in discordanza angolare della sovrastante successione (rappresentata dalle Argille di Fiumalbo, dalle Marne di Marmoreto e dalle Arenarie del Monte Modino), cioè prima dell'Eocene medio. La fase tettonica responsabile di questa deformazione è stata identificata con la fase ligure (cfr. Foglio 235 e Foglio 236); i terreni depositi successivamente, pur essendo stati intensamente deformati dalle importanti fasi tettoniche successive alla loro deposizione, presentano tuttavia in quelle zone i contatti primari conservati con maggiore frequenza.

Nell'area del Foglio 252, invece, anche i terreni post-fase ligure della Successione Modino sono stati ampiamente deformati dopo la loro deposizione e le relazioni stratigrafiche primarie non sono più ricostruibili sul terreno: essi si ritrovano in giacitura analoga ai lembi presenti nella Sottunità tettonica Sestola-Vidiciatico dell'Unità tettonica Modino-Cervarola del Foglio 236 (corrispondente alla "Sottunità Ventasso" dell'Unità Modino nel Foglio 235).

Sono state distinte le seguenti unità formali od informali:

- breccie argillose poligeniche (BAP);
- argille di Fiumalbo (FIU) e membro del Monte Sassolera (FIU₁);
- marne di Marmoreto (MMA);
- arenarie di Vallorsara (VLR).

1.2b.1. - breccie argillose poligeniche (BAP)

Sotto questa denominazione informale sono stati compresi tutti quei corpi caotici che possiedono la tessitura tipica delle breccie sedimentarie (BETTELLI *et alii*, 1996a), indipendentemente dalla loro età e dalla posizione geometrica o stratigrafica occupata. Si tratta di breccie sedimentarie a matrice argillosa, grigie o nerastre su superficie fresca e nocciola se alterate, con clasti da centimetrici a decimetrici (raramente metrici) costituiti di argille grigie, calcilutiti grigie o bianco-giallastre, se alte-

rate. A luoghi sono presenti anche clasti di siltiti, areniti e marne calcaree (di età oligo-miocenica) ed inclusi costituiti da grossi lembi di successioni stratigrafiche (metrici o decametrici) riferibili ad MMA ed AVC. La stratificazione è assente, ma spesso è presente una isorientazione dei clasti, a luoghi chiaramente imputabile a meccanismi di compattazione ed in altri dovuta, più probabilmente, ad una riorientazione meccanica per sforzi tettonici. La formazione che costituisce la fonte principale dei clasti è AVC cui spesso le breccie sono intimamente associate, generalmente sotto forma di corpi discontinui e di piccole estensioni, con contatti tettonizzati. A queste breccie non è possibile assegnare, nell'area del Foglio, una precisa posizione geometrica o stratigrafica: esse affiorano in vari lembi con contatti attualmente tettonizzati con AVC. Questa unità in ogni caso comprende corpi di età diversa in quanto in aree esterne al Foglio 252 è possibile verificare che mostra rapporti stratigrafici sia con AVC sia con MMA. La potenza massima stimata è di 150 metri. L'ambiente deposizionale è marino profondo; questi depositi rappresentano il prodotto di colate sottomarine miste di fango e detrito grossolano, tipo *debris flow*, a spese prevalentemente di unità argilloso-calcaree cretaceo-eoceniche, in più episodi ripetuti nel tempo.

L'età, stabilita sulla base dei rapporti stratigrafici con altre formazioni, a luoghi osservabili sul terreno, o sull'età degli inclusi più recenti, varia dall'Eocene al Miocene inferiore; ciò non significa, ovviamente, che questo intervallo di tempo così esteso sia rappresentato in modo continuo in questi depositi. La maggior parte di essi si è probabilmente formata poco prima e durante la deposizione delle Argille di Fiumalbo e delle sovrastanti Marne di Marmoreto e rappresentano una testimonianza dell'instabilità tettonica dell'ambiente di sedimentazione di queste formazioni. I rimanenti e subordinati corpi di breccie erano probabilmente già intercalati nelle formazioni liguri e subliguri dalla cui deformazione (per fenomeni tettonici e/o sedimentari) si è originato il substrato sul quale si sono poi deposte le Argille di Fiumalbo e le Marne di Marmoreto in discordanza angolare.

1.2b.2. - Argille di Fiumalbo (FIU)

Affiorano con estensioni limitatissime ed in lembi isolati nel quadrante NW del Foglio ed in piccolissimi lembi nella valle del F. Santerno. Si tratta di argille prevalenti, a luoghi marnose, grigio-scure, verdastre e rosso scure, con stratificazione poco evidente e con intercalazioni di sottili strati torbiditici di areniti finissime e fini, grigio-verdastre. La potenza geometrica varia da pochi metri ad alcune decine di metri. L'unità nell'area del Foglio non mostra contatti stratigrafici preservati con altre formazioni, neppure con le Marne di Marmoreto alle quali local-

mente si rinviene associata. Nell'area tipo dell'Appennino modenese le Argille di Fiumalbo ricoprono con un contatto stratigrafico discordante formazioni argilloso-calcaree di età cretacea ed eocenica molto deformate in parte corrispondenti alle *formazioni ad affinità ligure e subligure* già descritte. Questa discontinuità, di età eocenica media, è correlabile con quella che segna la base della Successione epiligure. Dal punto di vista paleogeografico le Argille di Fiumalbo si sono deposte probabilmente in un dominio intermedio tra quello dei coevi sedimenti epiliguri (MMP e RAN) e quelli tosco-umbri s.s. (Scaglia Toscana e Scisti varicolori) coi quali vi sono anche alcune somiglianze litologiche (GUENTHER & REUTTER, 1985). L'unità è costituita di depositi pelagici, emipelagici e torbiditici fini distali.

Nei campioni sparsi raccolti nei pressi della località Rovignale (valle del F. Santerno) sono state rinvenute associazioni a nannofossili calcarei indicative di un'età Bartoniano-Oligocene inferiore? L'età della formazione nelle aree tipo è compresa tra l'Eocene medio (Bartoniano) e la parte alta del Rupeliano (CHICCHI & PLESI, 1992, 1995).

Nel Foglio in esame sono stati distinti alcuni piccoli affioramenti arenacei, quasi sempre con pessime esposizioni, che per caratteristiche litologiche ed età sono stati correlati con il membro del Monte Sassolera (**FIU₁**), arenarie litiche da medie a grossolane, localmente microconglomeratiche, in strati da medi a molto spessi, di colore grigio-verdastro. Rapporto A/P stimato $\gg 1$. Potenza geometrica massima da pochi metri a poche decine di metri. Questo membro nelle aree tipo dei Fogli 235 e 236 costituisce un corpo arenaceo lenticolare all'interno delle Argille di Fiumalbo. Il membro, nell'area del Foglio, non presenta contatti stratigrafici preservati con altre unità. Si tratta di un deposito torbiditico prossimale che si può ipotizzare rappresenti il riempimento di un piccolo bacino in ambiente di piede scarpata. L'età di questo membro è riferibile all'Eocene superiore. In particolare, un campione raccolto negli affioramenti nella valle del Santerno (località Rovignale) ha fornito un'associazione caratterizzata da: *Ericsonia formosa*, *Cribocentrum reticulatum*, *Dictyococcites bisectus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Lanternithus minutus*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Istmolithus recurvus*, *Discoaster saipanensis*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster tanii*, *Sphenolithus predistentus*, *Helicospharea compacta*. Questa associazione è riferibile alla zona MNP19 – Priaboniano. Datazioni effettuate nei Fogli 235 e 236 consentono comunque di attribuire a questo membro un'età priaboniana/rupeliana.

1.2b.3. - *Marne di Marmoreto (MMA)*

Questa formazione è presente con affioramenti di limitata estensione nei quadranti settentrionali del Foglio. La formazione è costituita di marne siltose e

marne calcaree grigio-chiare, marrone chiaro se alterate, massicce o a stratificazione mal visibile. Sono presenti rare intercalazioni di siltiti e arenarie finissime grigio-chiare o giallastre. In alcuni affioramenti sono presenti interdigitazioni di breccie sedimentarie litologicamente attribuibili a BAP. L'unità è intensamente deformata alla mesoscala con ripetute superfici di taglio ad andamento anastomizzante che obliterano la stratificazione primaria. Nel Foglio non sono preservati contatti stratigrafici con altre unità. Nelle zone tipo dell'Appennino modenese e reggiano (Fogli 235 e 236) la formazione mostra un passaggio inferiore sfumato su FIU e delle superfici di discordanza interne. L'unità è di frequente presente sotto forma di inclusi metrici all'interno di BAP o come piccole scaglie tettoniche all'interno di AVC. La potenza massima osservabile è di circa 40-50 metri. Si tratta di depositi emipelagici di scarpata.

Le associazioni a nannofossili studiate nell'area considerata sono costituite prevalentemente da *Reticulofenestra spp.*, *Ciclycargolithus spp.*, *C. abisectus*, *Dictyococcites bisectus* e possono essere attribuite all'Oligocene. In ambito regionale (cfr. Foglio 235) alle Marne di Marmoreto si può assegnare un'età compresa tra il Rupeliano ed il Chattiano.

1.2b.4. - Arenarie di Vallorsara (VLR)

Affiorano in varie aree nei quadranti settentrionali del Foglio. Si tratta di alternanze arenaceo-pelitiche, in strati sottili, costituite da una porzione basale di siltiti o areniti finissime o fini passanti a marne siltose, di colore grigio, giallastre per alterazione. Alle siltiti localmente si alternano areniti in strati medi e spessi; talvolta sono nettamente prevalenti le marne siltose, bioturbate, a stratificazione indistinta. Il rapporto A/P è generalmente da <1 a $\ll 1$. L'unità mostra di aver subito una intensa deformazione tettonica che ha dato origine ad un assetto scompaginato della stratificazione. La potenza massima osservabile è attorno a 150 metri. Non sono preservati contatti stratigrafici con altre unità. La formazione mostra contatti tettonici in genere con MMA ed AVC. Nei Fogli 235 e 236 le Arenarie di Vallorsara appoggiano con passaggio graduale per alternanza sulle Marne di Marmoreto (MMA) o sono a queste in parte eteropiche. Si tratta di depositi torbiditici fini di tracimazione e di frangia di lobo, in ambiente di base scarpata o marginale profondo. In base all'età ed alla posizione stratigrafica occupata, è ipotizzabile una eteropia anche con le Arenarie del Monte Modino, di cui l'unità poteva rappresentare un corrispondente più interno con facies marginali di bacino.

I campioni raccolti contengono associazioni caratterizzate dalla presenza di *Ciclycargolithus abisectus*, *Helicosphaera carteri*, *Coccolithus miopelagicus* e

Dictyococcites bisectus (raro). Sulla base di questi dati la formazione è genericamente attribuibile alla parte basale del Miocene. Nell'area tipo dell'Appennino modenese (cfr. Foglio 235) l'unità è stata attribuita alla zona MNN1 di FORNACIARI & RIO (1996).

1.2c. - *SUCCESSIONE PORRETTA*

Questa successione affiora nei quadranti settentrionali del Foglio ed è stata tradizionalmente interpretata da tutti gli autori precedenti come una successione deposta stratigraficamente sulle "formazioni ad affinità ligure e subligure" (cfr. Cap. IV, 1.2a.). La successione dal basso verso l'alto è costituita dalle seguenti formazioni:

- marne di Baigno (BGN) e membro di Bargi (BGN₁);
- breccie argillose del Lago San Damiano (BLD);
- arenarie di Suviana (SUV);
- breccie argillose del Torrente Gambellato (BTG).

1.2c.1. - *marne di Baigno (BGN)*

Questa unità affiora esclusivamente nei due quadranti settentrionali del Foglio ove compare quasi sempre alla base stratigrafica delle Arenarie di Suviana (SUV). È costituita da marne siltose, a luoghi calcaree, fortemente indurite, omogenee, di colore grigio-chiaro su superficie fresca e grigio-giallastro su superficie alterata. La stratificazione è in genere mal visibile od assente. Localmente sono presenti indizi di bioturbazione e concentrazioni di granuli di glauconite. La potenza massima è di 150 metri. In nessuna località all'interno del Foglio è preservato il contatto stratigrafico inferiore con le "formazioni ad affinità ligure e subligure", presumibilmente discordante. La successione è prevalentemente in contatto tettonico con AVC. Il contatto superiore è presumibilmente stratigrafico netto con BLD e con SUV. Si tratta di depositi emipelagici di piattaforma esterna e di scarpata. Nella parte alta della formazione, localmente, è stato distinto un membro, denominato membro di Bargi (BGN₁) costituito da siltiti marnose grigie, sottilmente stratificate, con frequenti liste centimetriche di selce nera e con stratificazione a luoghi mal visibile. La potenza massima di questo membro è di 15-20 metri e l'età è compresa entro le biozone MNN2? -MNN3a.

L'età della formazione nel suo complesso è aquitaniano-burdigaliana (MNN1 ind.-MNN3a). Nella sezione Monte di Baigno (fig.3) i campioni raccolti

nella parte bassa della formazione hanno fornito associazioni banali riferibili ad un generico Miocene inferiore pre-comparsa di *Sphenolithus belemnus* caratterizzate dalla presenza di *Coccolithus miopelagicus*, *Ericsonia fenestrata*, *Dictyococcites* spp, *Sphenolithus calyculus*, *Sphenolithus conicus*, *Helicosphaera carteri* (rara), *Helicosphaera euphratis* (rara). L'attribuzione alla sottozona MNN3a della parte alta della formazione (membro di Bargi) è possibile per la presenza nell'associazione esaminata di *Sphenolithus belemnus*, *Sphenolithus calyculus*, *Sphenolithus disbelemnus*, *Helicosphaera carteri*, *Dictyococcites* spp.

1.2c.2. – breccie argillose del Lago San Damiano (BLD)

Affiorano nei pressi della località omonima, poco a NW di Castiglione dei Pepoli. Si tratta di breccie poligeniche a matrice marnosa, grigie su superficie fresca e nocciola su superficie alterata. All'interno sono inclusi clasti di argille di dimensione millimetrica e calcari micritici di età cretacea, grigi su superficie fresca, bianco giallastri su superficie alterata, di dimensioni centimetriche e decimetriche. A luoghi sono presenti anche clasti decimetrici di siltiti, areniti e marne calcaree, queste ultime di età oligo-miocenica. La potenza è variabile da pochi metri a 50-70 metri. Il contatto superiore è netto con SUV. Rappresentano dei depositi di colata sottomarina mista di fango e detrito grossolano in un probabile ambiente di scarpata inferiore. Il materiale proviene prevalentemente da unità calcareo-argillose cretaceo-eoceniche che sono identificabili con quelle delle "formazioni ad affinità ligure e subligure".

Per la sua posizione stratigrafica questa formazione è di età burdigaliana.

1.2c.3.- Arenarie di Suviana (SUV)

Affiorano nei due quadranti settentrionali del Foglio ove costituiscono una serie di corpi, lateralmente discontinui, allineati in direzione WNW-ESE. La formazione è costituita di alternanze arenaceo-pelitiche, con rapporto arenaria/pelite molto variabile da >1 a $\gg 1$, in strati gradati prevalentemente spessi e molto spessi. Le areniti alla base degli strati sono da medie a grossolane (a luoghi molto grossolane) con composizione feldspatolitica. Sono state eseguite alcune analisi petrografiche per i cui risultati si rimanda all'Appendice 1. Le direzioni di apporto stabilite sulla base della misura delle paleocorrenti indicano provenienze dai quadranti occidentali. La potenza massima è di 150 metri. Il contatto superiore è netto con BTG. Rappresentano dei depositi torbiditici di lobo arenaceo e forse di riempimento di canale.

L'età è burdigaliano-langhiana (MNN3b-MNN4b). Nella sezione M. di Baigno (fig.3) nelle arenarie soprastanti il membro di Bargi (BGN₁) le associazioni rinvenute permettono l'attribuzione delle Arenarie di Suviana alla sottozona MNN3b, caratterizzata dall'assenza di *Sphenolithus belemnos*, e alla sottozona MNN4a caratterizzata dalla comparsa di *Sphenolithus heteromorphus* (comune) in associazione con *Helicosphaera carteri* e *Calcidiscus premacntyrei*. Nella sezione Poggio Civitella (fig.3) la formazione raggiunge il Langhiano con la sottozona MNN4b caratterizzata dalla presenza scarsa e discontinua di *Sphenolithus heteromorphus*.

1.2c.4. – breccie argillose del Torrente Gambellato (BTG)

Si tratta di breccie poligeniche a matrice argillosa, grigie in superficie fresca, e nocciola in superficie alterata, poco deformate e che raramente mostrano un clivaggio scaglioso. All'interno sono inclusi clasti di argilliti di dimensione millimetrica e calcari micritici grigi, in superficie fresca, e bianco-giallastri in superficie alterata; questi calcari hanno dimensioni centimetriche, decimetriche o più raramente metriche e sono di età cretacea. Occasionalmente sono anche presenti clasti decimetrici di siltiti, areniti e marne calcaree, queste ultime di età oligo-miocenica. A luoghi si rinvengono inclusi di grosse dimensioni (da metrici a decametrici) rappresentati da lembi di formazioni riferibili a MMA e AVC. La potenza varia da pochi metri a 50-60 metri. Il contatto superiore è tettonico prevalentemente con AVC. Rappresentano dei depositi di colata sottomarina mista di fango e detrito grossolano in un bacino confinato, formati prevalentemente a spese di unità calcareo-argillose cretaceo-eoceniche, identificabili con quelle delle "formazioni ad affinità ligure e subligure", che chiudono per ricoprimento tettonico la sedimentazione torbiditica delle Arenarie di Suviana.

Sulla base della loro posizione stratigrafica queste breccie sono attribuibili al Langhiano. Esse contengono lembi di torbiditi pelitico-arenacee in cui sono state rinvenute associazioni riferibili al Cretaceo superiore (Maastrichtiano, zona CC24 di SISINGH, 1977), e clasti carbonatici attribuibili dubitativamente al Cretaceo (Aptiano-Albiano).

2. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI

Nell'ambito del Foglio 252 sono state ricostruite alcune successioni o spezzoni di successioni riconducibili a diversi segmenti del Dominio ligure, attualmente separate da superfici tettoniche. I terreni liguri affiorano in due areali distinti: il primo, più ampio, corrisponde al versante emiliano e coincide con la

porzione settentrionale del Foglio; il secondo, più limitato, è ubicato nel settore sud-orientale del Foglio, in corrispondenza dell'alto Mugello.

Dal punto di vista strettamente stratigrafico le formazioni liguri sono state distinte in due successioni comprendenti per lo più formazioni torbiditiche tardo-cretacee e paleogeniche (Successione della Calvana e Successione della Val Rossenna) ed in una successione comprendente tutte le formazioni di età cretacea deposte anteriormente alla sedimentazione dei cosiddetti "Flysch ad Elmintoidi". Per queste formazioni pre-flysch in realtà non è 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. Le Unità tettoniche Liguri, che corrispondono completamente alle "Liguridi" del Foglio 237, comprendono dal punto di vista strutturale tre distinte unità tettoniche (Unità tettonica Leo, Unità tettonica Monghidoro e Unità tettonica Morello) che rappresentavano porzioni differenti del paleodominio ligure oppure gruppi di unità litostratigrafiche accomunate da probabili o certi originari rapporti di tipo stratigrafico. L'Unità tettonica Leo e l'Unità tettonica Monghidoro hanno la loro più ampia diffusione sul versante emiliano, mentre l'Unità tettonica Morello affiora quasi esclusivamente sul versante toscano.

2.1. - UNITÀ TETTONICA MORELLO

Rappresenta la porzione di coltre ligure affiorante sul versante toscano, nell'alto Mugello, direttamente sovrapposta all'Unità tettonica Cervarola nel suo complesso. È principalmente costituita da una successione stratigrafica (Successione della Calvana) di età cretacea e paleogenica, alla quale si associano lembi di ofioliti e della loro copertura sedimentaria che potevano forse in origine costituire la base stratigrafica. Di questi ultimi terreni saranno trattati in un successivo paragrafo gli aspetti stratigrafici e litologici, comuni a quelli degli analoghi e più ampiamente affioranti litotipi presenti entro l'Unità tettonica Leo. Essi comunque fanno parte a tutti gli effetti dell'Unità tettonica Morello, sulla base della stretta associazione presente in tutta la Toscana a nord dell'Arno con i terreni della Successione della Calvana.

2.1a. - *SUCCESSIONE DELLA CALVANA*

Vengono attribuite a questa successione, da anni nota in letteratura (Supergruppo della Calvana: ABBATE *et alii*, 1970b; ABBATE & SAGRI, 1970),

alcune formazioni che presentano il maggior sviluppo areale sul versante tirrenico dell'Appennino settentrionale. Si tratta di una successione ligure di età compresa tra il Cretaceo superiore e l'Eocene inferiore-medio caratterizzata da una porzione inferiore a dominante argillitica nella quale si intercala un potente e articolato corpo arenaceo e da una parte superiore terziaria dominata da una successione di torbiditi prevalentemente carbonatiche ed infine, localmente, da argilliti nella parte sommitale.

Nell'area del Foglio 252 i terreni riconducibili a questa successione affiorano per lo più sul versante toscano, ma affioramenti minori sono presenti, come scaglie tettoniche più o meno estese, anche sul versante emiliano in rapporti geometrici complessi con altre unità litostratigrafiche liguri e, come già accennato, con i terreni che costituiscono buona parte dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

2.1a.1. - *Formazione di Sillano (SIL)*

Questa formazione (BORTOLOTTI, 1962a) nell'area del Foglio affiora quasi esclusivamente nell'alto Mugello a nord di Galliano, lungo le valli del T. Sorcella, del T. Stura e del T. Tavaiano. Un altro affioramento di modesta estensione è presente nell'area di Montecuccoli, presso il limite meridionale del Foglio. La qualità degli affioramenti è dovunque piuttosto scarsa. In letteratura questi terreni erano stati attribuiti ai "terreni caotici eterogenei" (SELLI, 1970; CREMONINI & ELMI, 1971), distinti con la denominazione di "*Argille von Panna*" (HEMMER, 1971) e considerate come facenti parte del substrato stratigrafico delle "Arenarie di M. Cervarola," o distinti con la denominazione di "*Tavaiano-Argille*" (GROSCURTH, 1971) e considerate come parte della coltre alloctona sovrastante alle medesime "Arenarie di M. Cervarola". Si tratta di una formazione a dominante pelitica costituita da argilliti e siltiti, in genere fissili, di color grigio scuro o nerastro, marrone, nocciola, oca o verdastro cui si intercalano strati da centimetrici a metrici di vari litotipi più competenti; tra questi litotipi predominano calcari e calcari marnosi a grana fine di color grigio-nocciola o giallastri, spesso silicei e in genere fittamente interessati da vene e fratture. Sono frequenti anche calcareniti grigie scure e marroni se alterate; più rare areniti e siltiti di aspetto e composizione estremamente variabile. Tipica è la fratturazione e l'alterazione "a incudine" che interessa gli spezzoni di strato e i *boudins* calcareo-silicei di dimensioni decimetriche. La formazione, presenta una deformazione pervasiva alla scala dell'affioramento tale da obliterare nella maggior parte dei casi l'originario ordine stratigrafico, visibile solo per spessori modesti e per estensioni laterali trascurabili. Nell'area del Foglio la formazione non presenta rapporti stratigrafici con altre unità

litostratigrafiche. Considerazioni generali di carattere regionale e relative alla già segnalata affinità litologica, potrebbero far ipotizzare relazioni stratigrafiche basali e di parziale eteropia con le Argille a Palombini o con altri litotipi argillosi varicolorati liguri (Argille varicolori *s.l.*). Lo spessore geometrico può essere stimato intorno agli 800 metri. I depositi sono pelagici e torbiditici di piana bacinale.

Circa lo sviluppo cronologico della formazione è segnalata in letteratura un'età compresa tra il Cretaceo superiore e l'Eocene inferiore; i campioni raccolti hanno fornito generiche associazioni con distribuzione dall'Albiano al Cenomaniano.

2.1a.2. - Pietraforte (PTF)

Vengono dubitativamente attribuiti a questa formazione alcuni piccoli lembi di arenarie torbiditiche affioranti sul versante toscano a sud del Passo della Futa, lungo la valle del T. Stura in località Montecarelli e più ad ovest nei dintorni di località Mangona (Montetiglioli). Queste arenarie erano state in passato attribuite alla formazione delle "Arenarie del Cervarola" o del "Macigno del Mugello" (SELLI, 1970; HEMMER, 1971). Si tratta di torbiditi arenaceo-pelitiche in strati da medi a molto spessi e con rapporto A/P in genere > 1 . Le arenarie grigio-giallastre sono in genere piuttosto grossolane alla base e passano a peliti grigio scure e nerastre. La potenza geometrica complessiva della formazione, di incerta definizione, non supera i 200 metri ed i rapporti stratigrafici originari con altre unità litostratigrafiche non sono conservati. Si tratta di depositi torbiditici.

I campioni raccolti nella zona di Mangona contengono associazioni riferibili al Maastrichtiano terminale (zona CC26 di SISSINGH, 1977) rappresentate dalle seguenti forme: *Micula prinsii*, *Nephrolithus frequens*, *Cribrosphaera? daniae*, comune *Arkhangelskiella cymbiformis*. Sulla base dei campioni raccolti nella zona del T. Stura ed in località Montecarelli le arenarie sono state datate al Cretaceo superiore (Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore). La presenza di *Reinhardtites levis*, *Ceratolithoides aculeus*, *Tranolithus phacelosus* in alcuni campioni ne specifica il riferimento alla zona CC23 (SISSINGH, 1977) e al Campaniano, zona NC19 di ROTH (1978) per la presenza di *Aspidolithus parvus*, *Reinhardtite antophorus*, *Calculites obscurus*, *Ceratolithoides aculeus*.

2.1a.3. - Formazione di Monte Morello (MLL)

Sono stati attribuiti a questa formazione numerosi affioramenti di calcareniti e calcilutiti costituite da una porzione basale a grana prevalentemente finissima

o fine, grigio-biancastra, passante al tetto a calcilutiti marnose e a marni grigio verdi o chiare, in strati da medi a molto spessi, fino a banchi. Localmente intercalate alle torbiditi carbonatiche compaiono torbiditi silicoclastiche di color grigio o marrone in strati da medi a spessi. Gli affioramenti più significativi si hanno sul versante toscano ove raggiungono potenze dell'ordine di circa 600 metri a NW di Galliano; nel versante emiliano la formazione è presente per lo più in scaglie tettoniche di modeste dimensioni ed in rapporti geometrici complessi con terreni liguri e con terreni appartenenti all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico alla quale alcuni lembi possono appartenere. Non sono preservati nell'area del Foglio contatti stratigrafici con altre formazioni; a scala regionale sono segnalati passaggi stratigrafici a litotipi a dominante argillitica (Formazione di Sillano, Formazione di Pugliano, Argille varicolori *s.l.*, Formazione di Villa a Radda, ecc.). Si tratta di depositi torbiditici di piana bacinale con megatorbiditi carbonatiche.

La formazione viene attribuita in letteratura all'Eocene inferiore-medio (BORTOLOTTI, 1962a; PONZANA, 1988; 1993); i campioni raccolti nell'area del Foglio contengono associazioni a nannofossili che confermano questa attribuzione cronostratigrafica.

2.2. – UNITÀ TETTONICA LEO

Con questo termine, introdotto nei fogli adiacenti (BETTELLI *et alii*, in stampa; PANINI *et alii*, in stampa), viene indicata la parte inferiore della coltre ligure dell'Appennino emiliano sudorientale, caratterizzata dal grande sviluppo areale della formazione cretacea delle "Argille a Palombini"; corrisponde al "Complesso di base I" di BETTELLI *et alii* (1989b) e di BETTELLI & PANINI (1992b). La sistematica presenza di contatti tettonici e l'incertezza sugli originari rapporti stratigrafici, ha suggerito di suddividere l'unità in due sottunità tettoniche: la Sottunità tettonica di base e la Sottunità tettonica Camugnano. Quest'ultima, costituita da due formazioni tardo cretacee, ha diffusione esclusivamente locale e mostra rapporti geometrici estremamente complessi con la prima.

Dal punto di vista stratigrafico tutte le formazioni liguri che costituiscono la sottunità tettonica di base dell'Unità tettonica Leo sono state raggruppate in legenda sotto la denominazione informale di "formazioni *pre-flysch* ad Elmintoidi". In questo insieme sono state infatti comprese tutte le formazioni deposte anteriormente alla sedimentazione delle successioni torbiditiche calcareo-marnose o arenaceo-pelitiche che come è 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*” (Formazione di Sillano) continuano probabilmente senza apparente soluzione di continuità fino al Cretaceo sommitale ed al Paleocene e la sedimentazione torbidityca vera e propria inizia solo nell’Eocene inferiore con la Formazione di Monte Morello.

2.2a. - SOTTOUNITÀ TETTONICA DI BASE

I terreni appartenenti a questa sottounità tettonica, in tutto l’Appennino emiliano, costituiscono per estensione di affioramento la maggior parte dell’Unità tettonica Leo. Comprende sia lembi dell’originaria crosta oceanica ligure sia porzioni consistenti della sua copertura sedimentaria, rappresentata in genere da formazioni a dominante argillosa di ambiente di piana abissale.

2.2a.1. - *Ofoliti e breccie ofiolitiche* (**OFL_s**, **OFL_b**, **OFL_g**, **OFL_{pg}** e **OFL_b**)

Vengono riunite in questa “unità litostratigrafica” parti delle *suite* ofiolitiche di età giurassica che costituivano la crosta del paleoceanico ligure-piemontese. Si tratta di varie litologie affioranti in corpi per lo più isolati di dimensioni talora non cartografabili, in stretta associazione con la formazione delle Argille a Palombini (APA), la Formazione di Sillano (SIL) e con l’unità argilloso-calcareo (AVC) dell’Unità tettonica Sestola-Vidiciatico. Gli affioramenti di dimensioni maggiori sono quelli che costituiscono, nella porzione orientale del Foglio, i rilievi del M. Beni e del Sasso di Castro e quello ubicato a nord di Galliano nell’alto Mugello; in queste località ai terreni ofiolitici sono associate anche parti dell’originaria copertura sedimentaria rappresentata da diaspri e dalle torbiditi carbonatiche dei Calcari a Calpionelle.

I lembi ofiolitici del Sasso di Castro, di M. Rosso, M. Beni e Poggio Savena presentano una complessa articolazione (PELLIZZER, 1955; BOCCHI *et alii*, 1976; CALANCHI *et alii*, 1987; BORTOLOTTI *et alii*, 1995): l’assetto è generalmente rovesciato ed i contatti sono per lo più tettonizzati. Vi sono state riconosciute e distinte, dal basso “stratigrafico”, le seguenti principali litologie:

- Basalti in *pillow lavas* e basalti brecciati (**OFL_b**), costituiti da basalti di color rosso scuro in *pillows*, spesso brecciati, e da breccie con “clasti” eterodimensionali, fortemente tettonizzati. Complessivamente questi orizzonti hanno una potenza fino a 260 metri;
- Basalti massicci (**OFL_g**) di color rosso scuro e grigio, in orizzonti che superano, al Sasso di Castro, il centinaio di metri di spessore;

- Plagiograniti (**OFL_{pg}**) di color grigio chiaro costituiti da dioriti, quarzo-dioriti fino a trondhjemititi (BONATTI, 1938; BORTOLOTTI *et alii.*, 1995) in corpi intrusi, al massimo di qualche decina di metri, entro i basalti massicci.

Nell'alto Mugello ed in particolare a nord di Galliano lungo il T. Tavaiano è presente entro l'Unità tettonica Morello un lembo ofiolitico al quale si associa parte della copertura sedimentaria ed entro il quale sono state distinti:

- Serpentiniti (**OFL_s**) di color verde-nerastro intensamente tettonizzate e pervase da una intensa foliazione. Talora sono inclusi filoni gabbri e basaltici. Lo spessore è variabile da pochi metri fino a qualche decina di metri;
- Gabbri (**OFL_g**) in genere intensamente tettonizzati ed alterati, di color giallastro, avana e marrone con potenza massima intorno agli 80 metri.

Dal punto di vista litologico i lembi ofiolitici di dimensioni più ridotte sono in prevalenza rappresentati da basalti di color rosso scuro o nerastrati in *pillows* o brecciati e da serpentiniti di color verde-nerastro, in genere fortemente foliate. Essi sono per lo più non distinti in carta ed in contatto quasi ovunque di natura meccanica con le formazioni liguri delle Argille a Palombini e delle Argille Varicolori di Grizzana Morandi, affioranti sul versante emiliano ad ovest del Passo della Futa.

Nell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico, in stretta associazione con l'unità argilloso-calcareo (AVC) sono presenti alcuni lembi ofiolitici, talora non differenziati litologicamente, e cartografati con la sigla generica (AVC_a) ai quali si aggiungono breccie poligeniche sedimentarie a prevalenti elementi ofiolitici (cfr. Cap. IV, 1.2a.1).

Per quanto riguarda l'interpretazione delle modalità di messa in posto dei lembi ofiolitici inclusi od in stretta associazione con altre unità litostratigrafiche, permane una notevole incertezza: è possibile infatti che i lembi ofiolitici, almeno quelli di minori dimensioni, siano masse franate nel bacino di sedimentazione delle formazioni cretacee liguri o che siano, al contrario, inclusi tettonici appartenenti al substrato stratigrafico originario delle stesse formazioni *pre-flysch* liguri (BORTOLOTTI, 1962a, 1962b; 1964). Una chiara prova dell'esistenza di un certo detritismo ofiolitico probabilmente in età cretacea inferiore e superiore, è la presenza di masse di breccie poligeniche di natura sedimentaria, tuttavia i contatti della maggior parte dei lembi ofiolitici direttamente osservabili sono di natura tettonica. Quest'ultima osservazione e l'esistenza di lembi ofiolitici di grande estensione, con in parte preservata l'originaria copertura sedimentaria, potrebbe far propendere per un'ipotesi di messa in posto degli stessi per lo più legata a fenomeni tettonici.

L'età di questi corpi ofiolitici è giurassica medio-superiore, confermata anche da una datazione assoluta (157-158 Ma) eseguita su campioni provenienti dai plagiograniti del Sasso di Castro (BORTOLOTTI *et alii.*, 1995). Discorso diverso

meritano evidentemente le breccie poligeniche sedimentarie ad elementi ofiolitici la cui età è necessariamente più recente e che potrebbe estendersi potenzialmente fino alla parte inferiore del Cretaceo superiore.

2.2a.2. - *Diaspri di Monte Alpe (DSA)*

Costituiscono limitatissimi affioramenti strettamente associati a quelli dei maggiori lembi ofiolitici del Sasso di Castro e del M. Beni (in quest'ultima località gli affioramenti non sono cartografabili alla scala del Foglio).

Si tratta di radiolariti di color rosso scuro in orizzonti lentiformi di spessore massimo di pochi metri. La discontinuità degli affioramenti è con ogni probabilità dovuta per lo più ad elisioni di tipo meccanico. Nella valle del T. Tavaiano in Mugello sono presenti piccoli affioramenti caratterizzati dalla presenza di breccie ad elementi diasprigni in blocchi da metrici a decametrici, di color rosso, con clasti da millimetrici a decimetrici. Dal punto di vista paleoambientale i Diaspri di M. Alpe rappresentano depositi pelagici e torbiditici distali di piana bacinale (AIELLO, 1994). Il contatto basale con le breccie basaltiche (Sasso di Castro) o con i gabbri (T. Tavaiano) è tettonizzato, ma a scala regionale è comunque ampiamente descritta la loro generale sovrapposizione stratigrafica ai litotipi della crosta oceanica del paleoceanio ligure.

L'età a scala regionale è riferibile all'intervallo Oxfordiano-Kimmeridgiano (ABBATE *et alii*, 1994a, 1994b; CHIARI, 1994); negli orizzonti del Sasso di Castro sono segnalate associazioni a Radiolari indicanti l'Oxfordiano medio-superiore (BORTOLOTTI *et alii*, 1995).

2.2a.3. - *Calcari a Calpionelle (CCL)*

Anche in questo caso si tratta di modesti affioramenti legati in genere ai maggiori lembi ofiolitici dell'alta Val Santerno e del Mugello. Nelle migliori esposizioni, presenti sulle pendici del Sasso di Castro, del M. Beni e lungo il T. Tavaiano, la formazione è costituita da alternanze torbiditiche di calcilutiti e calcari grigio-biancastri passanti ad argilliti grigio scure e nerastre. Il rapporto Calcare/Pelite è sempre molto alto e gli intervalli calcarei hanno spessori da decimetrici a plurimetrici. La potenza massima è dell'ordine di oltre un centinaio di metri. Il contatto inferiore sui Diaspri di Monte Alpe, che a scala regionale ne costituiscono il substrato stratigrafico, è tettonizzato, così come quello su altri litotipi ofiolitici osservato in vari punti. Si tratta di depositi pelagici e torbiditici di piana bacinale con megatorbiditi carbonatiche.

L'età della formazione, dai dati presenti in letteratura, a scala regionale è compresa tra il Giurassico superiore ed il Cretaceo basale (Titonico superiore-Valanginiano) (COBIANCHI & VILLA, 1992; PERILLI & NANNINI, 1997, con bibliografia).

2.2a.4. - Argille a Palombini (APA)

Rappresentano di gran lunga la formazione "pre-flysch" ligure più rappresentata. Essa affiora in prevalenza nella parte settentrionale dell'area del Foglio tra le valli del Reno, del Limentra di Treppio, del Brasimone e del Setta, fino all'altezza di Pian del Voglio; altri estesi affioramenti sono presenti all'estremità orientale del Foglio nei dintorni di Covigliano, lungo il versante sinistro dell'alta Val Santerno. Affioramenti minori si ritrovano poi nei pressi di Castel dell'Alpi e a sud del crinale appenninico nell'alto Mugello. Le Argille a Palombini erano state, nella cartografia ufficiale precedente, quasi ovunque attribuite al "Complesso caotico o indifferenziato" o alle "argille scagliose". Corrispondono alle Argille a Palombini I di BETTELLI *et alii*, (1989a; 1989d) e alle "Cantiere-Argille" (VON STRUENSEE, 1967; HEMMER, 1971), intese in quest'ultimo caso come appartenenti al "Complesso di base" della successione Monte Venere-Monghidoro. La formazione è in prevalenza costituita da argille ed argilliti più o meno fissili di colore per lo più grigio-scuro, molto raramente con bandature verdi o rosso-scure. Questi litotipi pelitici sono intercalati a calcilutiti grigie, biancastre se alterate, spesso silicee, talora con una base arenitica da fine a grossolana, in strati da medi a spessi. Il rapporto C/A è prevalentemente <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: normalmente, alla scala dell'affioramento, si osserva un completo *boudinage* degli strati calcilutitici, ridotti a blocchi più o meno allineati, mentre la presenza di resti di pieghe isoclinali e l'incoerenza delle polarità testimoniano la totale trasposizione della stratificazione primaria. All'interno di APA è stata distinta localmente una litofacies argillitica (APA_a) costituita di argilliti grigie, localmente verdognole; le porzioni pelitiche sono spesso caratterizzate da una fissilità molto evidente 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 litofacies è costituita dalle sole alternanze pelitico-arenacee; sono talora presenti spezzoni di strati arenacei o calcarenitici giallo-marroni a grana fine e media. Il colore caratteristico di alterazione della lito-

facies è giallastro o nocciola e ciò contribuisce a differenziarla dal resto della formazione che presenta tipici colori di alterazione sul grigio. I terreni di questa litofacies affiorano estesamente ad est di Camugnano lungo una fascia a direzione antiappenninica; un affioramento minore si ha a nord di Castel di Casio in corrispondenza del crinale tra le valli del Reno e del Limentra di Treppio.

Si tratta di depositi pelagici e di piana bacinale, al di sotto della profondità di compensazione dei carbonati, alimentata da apporti torbiditici arenaceo-pelitici e carbonatici. La potenza della formazione è difficilmente valutabile per la presenza diffusa di superfici tettoniche e per la mancanza dei contatti stratigrafici basale e sommitale: essa dovrebbe comunque essere dell'ordine di 700-800 m.

In aree limitrofe (cfr. Foglio 237) 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*).

2.2a.5. - Argille varicolori di Grizzana Morandi (AVT)

La formazione è di recente istituzione (cfr. Argilliti Variegate: BETTELLI *et alii*, 1989a) ed affiora con modeste estensioni nella parte nordoccidentale del Foglio. L'affioramento più esteso e con le migliori esposizioni è ubicato ad ovest di Burzanella; altri affioramenti minori sono presenti in fasce a direzione antiappenninica a sud di Camugnano e lungo la Val Brasimone. Parte di questi affioramenti erano stati compresi in passato (HEMMER, 1971) entro le "Cantiere-Buntshiefer", pur se con tale denominazione venivano indicati anche altri terreni (Argilliti di Masinara) parzialmente differenti dal punto di vista litologico. Si tratta in prevalenza di argille ed argilliti grigio-scure, rosso-violacee e verdastre con subordinate siltiti e arenarie fini grigio-scure in strati sottili e calcilutiti grigio-verdastre in strati da sottili a medi; in aree limitrofe al Foglio 252 le calcilutiti possono essere localmente molto frequenti, pur con un rapporto C/A < 1, rappresentando una sorta di facies di transizione ad APA. Particolarmente sviluppate sono le porzioni caratterizzate da argille rossastre con toni di colore piuttosto cupi ed intercalazioni siltitiche; una litofacies molto 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. Le Argille varicolori di Grizzana Morandi, così come molte altre unità litostratigrafiche liguri a dominante argillosa, presentano in genere una struttura interna molto complessa imputabile in misura quasi esclusiva alle fasi tettoniche precedenti l'Eocene

medio. Essa è caratterizzata dallo sviluppo di una marcata "stratificazione tettonica" con continuità laterale da metrica a decametrica; essa è data da superfici subplanari anastomizzanti che 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 gli spezzoni di strato litoidi, la fissilità e il clivaggio scaglioso dei litotipi argillosi ed i piani assiali di eventuali mesopieghie subsoclinali o di cerniere isolate. Le Argille varicolori di Grizzana Morandi, così come le altre analoghe formazioni liguri pre-flysch a dominante argillosa, rappresentano dei depositi pelagici e torbiditici distali di piana bacinale. La potenza di questa formazione è difficilmente valutabile a causa del severo grado di deformazione: nell'area del Foglio raggiunge al massimo poche decine di metri. Sul terreno non è mai osservabile un passaggio stratigrafico conservato tra APA e AVT, ma la già citata presenza di litofacies transizionali lo rende piuttosto probabile a scala regionale. Sulla scorta dei riscontri biostratigrafici non è da escludere anche una parziale eteropia laterale. Talora sono presenti inclusi ofiolitici.

I campioni raccolti in aree limitrofe (cfr. Foglio 237) ove la formazione presenta lo sviluppo maggiore, sono compresi tra la zona CC10 (Cenomaniano superiore), caratterizzata dalla presenza di *Microrhabdulus decoratus*, e la zona a *Calculithes obscurus* del Santoniano superiore.

2.2b. - SOTTOUNITÀ TETTONICA CAMUGNANO

È rappresentata da due sole unità litostratigrafiche di età cretacea superiore che presentavano probabilmente tra loro originari rapporti di tipo stratigrafico. Rapporti stratigrafici forse esistevano originariamente anche con alcune formazioni della "Sottounità tettonica di base" (Argille varicolori di Grizzana Morandi), ma attualmente la totale indipendenza tettonica ha consigliato di includerle in due sottounità tettoniche diverse.

2.2b.1. - Argilliti di Masinara (MSN)

Si tratta di una unità litostratigrafica di recente istituzione (CAVAZZUTI & PIZZIOLO, 1994; CUOGHI & PIZZIOLO, 1994; PANINI, 1994b), anche se i litotipi che la costituiscono erano già stati 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 “*Cantiere-Buntschiefer*”, attribuendoli alla successione basale del Flysch di M. Cantiere, equivalente del binomio Formazione di Monte Venere-Formazione di Monghidoro. In aree limitrofe (cf. Foglio 237: PANINI *et alii*, in stampa) litotipi del tutto corrispondenti affiorano in modesti ma diffusi affioramenti, in stretta associazione prevalentemente tettonica con altre unità litostratigrafiche liguri pre-flysch; sulla scorta di affioramenti ove è possibile intuire una sorta di legame stratigrafico, essi sono stati compresi entro le Argille varicolori di Grizzana Morandi e distinti come litozona (litozona argillitica). Nell’ambito del Foglio 252 queste argilliti, che affiorano con una continuità ed estensioni ben maggiori, mostrano invece relazioni esclusivamente tettoniche con le altre unità litostratigrafiche liguri. Tale situazione ha indirizzato verso la scelta di considerare queste argille come una specifica unità con il rango di formazione. Nell’area del Foglio le Argilliti di Masinara affiorano principalmente nella zona di Camugnano, a nord del paese. Altri affioramenti minori sono presenti anche ad E e SE della medesima località. Si tratta in prevalenza di argilliti fissili grigio-bluastrre, rossastre e verdi, queste ultime con tipiche picchiettature nerastre; sono spesso silicizzate e del tutto prive di carbonati. Questi litotipi, quando le condizioni di esposizione lo permettono, mostrano una stratificazione da sottilissima a media e appaiono molto diagenizzati con una foliazione particolarmente sviluppata. Sono presenti a luoghi siltiti gradate, in strati sottili e medi che spesso presentano un fitto reticolo di fratture e cavità interne parzialmente riempite da ossidi e idrossidi di ferro di aspetto pulverulento e di colore rosso vivo o rosso mattone. I livelli più competenti sono spesso budinati o interessati da pieghe isoclinali e trasposizione della stratificazione primaria. L’ambiente di deposizione presunto è di piana bacinale con apporti terrigeni particolarmente modesti dovuti a correnti di torbida a bassa densità. Lo spessore geometrico stimato raggiunge al massimo 300-400 m. L’età della formazione è cenomaniano-turoniana. Nella zona di Camugnano è stato segnalato il ritrovamento (CREMONINI & ELMI, 1971) di microfaune senoniane; i campioni raccolti durante il rilevamento, finalizzati allo studio dei nannofossili, si sono rivelati totalmente sterili.

2.2b.2. - *Formazione di Camugnano (CAU)*

Si tratta di una formazione piuttosto eterogenea dal punto di vista litologico che in passato era già stata distinta (AMADESI, 1966; CARTA GEOLOGICA D’ITALIA 1:100.000 FOGLIO 98; CREMONINI & ELMI, 1971) e che presentava una consistente articolazione in unità minori. Tra queste si devono segnalare soprattutto i litotipi corrispondenti alle Argilliti di Masinara di queste note; altre suddivisioni

riguardavano una serie di litotipi a dominante arenitica stratigraficamente tra loro legati e che i rilevamenti recenti hanno mostrato non suddivisibili cartograficamente con criteri oggettivi, anche in considerazione della frammentarietà e della scarsa qualità delle esposizioni. I litotipi della Formazione di Camugnano, così come viene qui ridefinita, corrispondono anche alle "Ostia-Sandstein" e alle "Undifferenzierter Sandstein" di HEMMER (1971). La formazione affiora principalmente nei dintorni dell'omonima località e poco più a nord nei pressi di Burzanella; altri affioramenti minori sono localizzati poco più ad est, tra Camugnano e Trasserra. Litologicamente la formazione è costituita da due litofacies principali: la prima è rappresentata da alternanze torbiditiche arenaceo-pelitiche con rapporto A/P intorno all'unità; la seconda è rappresentata da arenarie da medie a molto grossolane, talora microconglomeratiche, in strati da spessi a massicci ai quali si intercalano pacchi di torbiditi arenaceo-pelitiche in strati più sottili. Le areniti, di colore grigio, sono di composizione litica con prevalenti granuli carbonatici terrigeni; le peliti sono di colore verdastro e grigio-nerastro, piuttosto compatte e prive in genere di scagliosità. Sono state notate con una certa frequenza basi di strato erosive e strati a geometria piano-concava; sono presenti anche tracce di scorrimenti interstratali sinsedimentari o in ogni caso sviluppati su sedimenti non litificati. Si tratta di depositi torbiditici di lobo arenaceo e di frangia di lobo (forse anche di transizione canale-lobo). Non sono evidenti sul terreno sicuri rapporti primari con altre unità litostratigrafiche, tuttavia la stretta associazione in termini di aree di affioramento con le Argilliti di Masinara, la compatibilità in termini di facies e la presenza di affioramenti con litotipi "intermedi" (torbiditi arenitiche sottilissime entro peliti prevalenti), potrebbe suggerire un originario passaggio stratigrafico tra le due unità.

L'età della formazione è turoniano-santoniana. In particolare HEMMER (1971) segnala faune turoniane, mentre CREMONINI & ELMI (1971), pur citando la presenza di associazioni microfaunistiche indicanti un generico Senoniano, le attribuiscono dubitativamente un'età paleocenica, proponendo una possibile eteropia e correlazione con la Formazione di Monghidoro. Tra i campioni raccolti durante il rilevamento uno solo contiene nannofossili; l'associazione è costituita in prevalenza da esemplari di *Eiffellithus eximius*, *Lucianorhabdus cayeuxi* e *Micula staurophora* ed indica una età non più antica del Turoniano.

2.3. - UNITÀ TETTONICA MONGHIDORO

Dal punto di vista stratigrafico i terreni di questa unità tettonica sono riconducibili ad un'unica successione stratigrafica di estensione regionale affiorante dal reggiano al bolognese (Successione della Val Rossenna), che costituisce

60

buona parte della coltre ligure dell'Appennino emiliano sud-orientale. Tale successione a scala regionale è sovrapposta tettonicamente all'Unità tettonica Leo e di norma rappresenta la parte sommitale della coltre ligure. In alcuni casi, anche nell'areale del Foglio, tali rapporti geometrici si complicano, principalmente a causa di dislocazioni legate alla tettonica neogenica.

2.3a. - *SUCCESSIONE DELLA VAL ROSSENA*

Nell'ambito del Foglio questa successione, presente con la totalità dei suoi termini solo nel modenese (BETTELLI *et alii*, 1989a), è rappresentata esclusivamente dalla Formazione di Monte Venere e dalla Formazione di Monghidoro (Gruppo del Sambro: ABBATE, 1969; *Cantiere-Monghidoro Serie*: HEMMER, 1971; *Cantiere-Alberese*: VON STRUENSEE, 1967) per le quali la zona rilevata rappresenta in parte l'area tipo. Nel Foglio 252 gli affioramenti si ritrovano esclusivamente nei quadranti settentrionali (versante emiliano) ove costituiscono la porzione meridionale della vasta "placca di Monghidoro" e l'altra "placca" isolata di Castel di Casio. I terreni della Successione della Val Rossenna, sia nel modenese che nell'area del Foglio, sono sempre in rapporti tettonici con le formazioni pre-flysch; non è possibile pertanto stabilire quale fosse la loro base stratigrafica, nell'Appennino parmense sono segnalate argille varicolori (Argille varicolori di Case Garola: PLESI *et alii*, 1993; CARTA GEOL. D'ITALIA SCALA 1:50.000 - FOGLIO 198 "BARDI") poste stratigraficamente alla base del Flysch di Solignano (VENZO, 1965; ZANZUCCHI, 1980), correlabile con la Formazione di Monte Venere.

2.3a.1. - *Formazione di Monte Venere (MOV)*

La formazione affiora estesamente tra il T. Setta ed il T. Savena ove costituisce la parte topograficamente più elevata della "placca" di Monghidoro, nella zona presso il Passo della Futa, lungo una sottile fascia a direzione meridiana, in un piccolo affioramento nella parte settentrionale della "placca" di Castel di Casio (Pian di Casale) ed infine a sud della medesima località, nei pressi di Capanne dei Morati.

Essa è costituita 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 alternati pacchi di torbiditi arenaceo-pelitiche grigio-brunastre con rapporto A/P generalmente > di 1 e base arenitica fine o media, a luoghi alterata in giallastro od ocre. La cementazione delle basi delle torbiditi silicoclastiche è variabile, localmente scarsa, specie per le are-

narie 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 a nord dell'area del Foglio 252, è la ritmicità della successione sedimentaria, 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. Gli strati più spessi sono stati localmente cartografati come livelli guida. Il contatto superiore con MOH è graduale: 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. Si tratta di depositi torbiditici di piana bacinale con megatorbiditi carbonatiche e depositi torbiditici di lobo arenaceo e di frangia di lobo. La potenza parziale (la base stratigrafica non è mai osservabile) è di circa 800-900 metri.

Le associazioni a nannofossili calcarei riscontrate in campioni raccolti in parte anche nell'areale del Foglio (FIORONI *et alii*, 1996) consentono di attribuire la formazione all'intervallo compreso tra la zona a *Ceratholithoides aculeus* e quella a *Litraphidithes quadratus* indicative 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 entro il Flysch di Solognana (RIO & VILLA, 1983; RONCAGLIA & CORRADINI, 1997).

2.3a.2. - Formazione di Monghidoro (MOH)

Affiora piuttosto estesamente nell'area del Foglio, soprattutto in corrispondenza di una vasta zona compresa tra il Passo della Futa a sud, il T. Brasimone ad ovest ed il crinale tra Val di Savena e Val Santerno ad est. Altro affioramento di notevoli dimensioni è quello ubicato nei dintorni di Castel di Casio. La formazione è caratterizzata da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati da medi a molto spessi (generalmente spessi). Esse sono costituite da una base arenacea media o fine, a luoghi grossolana o microconglomeratica, grigia o bruna; essa passa a pelite, spesso siltosa, grigio-scura. Il rapporto A/P è generalmente >1; la cementazione delle porzioni basali degli strati è variabile, localmente scarsa. Nella parte inferiore della formazione sono presenti megatorbiditi arenaceo-pelitiche di spes-

sore plurimetrico, con l'intervallo arenaceo a grana medio-grossolana ben cementato ed una frazione pelitica rappresentata da siltiti marnose ed 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 colore grigio-biancastro o rosate e a luoghi prive dell'intervallo basale, finemente detritico. Le areniti della formazione hanno tipicamente una composizione arcocosa (GAZZI, 1966; FIORONI *et alii*, 1996), cementazione spesso piuttosto scarsa e colori da grigi a giallo-ocra, se alterate. Ad ovest di Castel di Casio è stata distinta e cartografata una litofacies arenacea (MOH_a), potente circa 300 metri, caratterizzata dalla quasi totale assenza di intercalazioni pelitiche e di strati calcareo-marnosi. Essa occupa una posizione stratigrafica sommitale ed è caratterizzata da areniti alquanto grossolane in strati generalmente molto spessi e gradati.

La potenza complessiva della formazione è di circa 1000 metri. Il contatto inferiore è graduale su MOV e, come detto, caratterizzato dalla comparsa delle megatorbiditi calcarenitico-marnose; questo è osservabile lungo buona parte dell'alta Val di Savena. In quest'area la Successione della Val Rossenna, rovesciata, presenta buone esposizioni in una struttura monoclinale immergente ad ovest. Il passaggio stratigrafico a MOV è affiorante anche più ad ovest tra Pian del Voglio e Montefredente e nei pressi di Castel dell'Alpi.

La formazione nel suo complesso è riferibile a depositi torbiditici di lobo arenaceo e di frangia di lobo.

L'età è maastrichtiano superiore-paleocenica. In particolare nell'area del limitrofo Foglio 237 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 (cfr. Foglio 236) è stata documentata la presenza nella parte sommitale della formazione di associazioni a *Discoaster multi-radiatus* che estende l'età della stessa alla sommità del Paleocene (Zona NP9).

3. - SUCCESSIONE EPILIGURE

La Successione epiligure, così come definita in origine (RICCI LUCCHI & ORI, 1985) ed in successive interpretazioni, riunisce tutti i terreni deposti dopo la fase tettonica mesoalpina o ligure (Eocene medio) sulle Unità liguri deformate, rappresentando il risultato della sedimentazione entro un bacino episuturale *sensu* BALLY & SNELSON (1980). Subito dopo la fase tettonica ligure (Eocene medio) la sedimentazione inizia su di un substrato fortemente deformato ed in ambiente

marino piuttosto profondo, con depositi rappresentati da potenti accumuli di breccie poligeniche, da marne ed argille emipelagiche con strati torbiditici e da corpi arenacei risedimentati. Si configura in questo modo un nuovo dominio paleogeografico (Dominio epiligure). In questo Foglio i depositi epiliguri sono presenti con affioramenti modesti esclusivamente sul versante emiliano e rappresentano l'appendice meridionale degli affioramenti più sviluppati del medio Appennino bolognese ove compaiono alcune delle migliori e più complete successioni tipo, fra cui la nota "Serie di Loiano" (SIGNORINI, 1941; WIEDENMAYER, 1950; MERLA, 1951; AZZAROLI, 1953).

3.1. - BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO (BAI)

Con questa denominazione vengono indicati tutti quei terreni 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:

a) costituiscono localmente la base della Successione epiligure in estese aree dell'Appennino emiliano;

b) sono caratterizzati a qualsiasi scala da una tessitura clastica, ma a luoghi contengono lembi e/o livelli o "masse non disaggregate" (*sensu BETTELLI et alii*, 1996a, 1996b) di unità litostratigrafiche 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-blocchi è puramente legata alla scala di osservazione e arbitraria, non essendo possibile stabilire un obiettivo limite dimensionale tra le due categorie. 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. Localmente si rinvengono, inglobati nelle breccie, lembi di peliti o di arenarie torbiditiche riferibili alle formazioni delle Marne di Monte Piano (MMP) o 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 la formazione è stata interamente suddivisa in alcuni membri che non presentano quasi mai rapporti reciproci visibili, affiorando in areali distinti: 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 singolo processo sedimentario, tale scelta (seguita in ambito regionale) è stata preferita per enfatizzare il loro significato comune in termini di “evento stratigrafico”. Nel Foglio 252 è presente, con limitatissimi affioramenti a SW di Castel di Casio, un solo membro (Membro di Poggio Cavaliera: **BAI₃**) che è relativamente di nuova istituzione (PANINI, 1994a; FREGNI *et alii*, 1996; PANINI *et alii*, in stampa); la presenza di questi depositi nel medio Appennino bolognese era peraltro già stata segnalata in passato (BETTELLI *et alii*, 1992; BETTELLI & PANINI, 1992b). Il membro è rappresentato da breccie poligeniche a matrice argillosa ed arenacea, spesso caratterizzate da un basso grado di compattazione, con inclusi litoidi costituiti di arenarie grigio-marroni, di areniti calcaree e marne calcaree grigio chiaro o biancastre e di argilliti fissili nerastre o grigio-scure. I clasti presenti derivano in modo pressoché esclusivo dalle formazioni di Monte Venere e di Monghidoro che con ogni probabilità costituiscono il substrato su cui si è depositato in discordanza questo membro. Si tratta di depositi di colata sottomarina di fango e detrito grossolano. La potenza del membro a scala regionale raggiunge i 300 m circa, ma nell'area del Foglio non è determinabile con precisione.

Sulla base di considerazioni stratigrafiche e per la presenza in aree limitrofe (Foglio 237) di intercalazioni ed inclusi di peliti epiligruri (PANINI *et alii*, in stampa) si ritiene 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) a scala regionale è costituita principalmente da arenarie risedimentate a composizione arcossica (GAZZI & ZUFFA, 1970; CIBIN, 1989) a grana da fine a molto grossolana, di caratteristico colore grigio-biancastro o beige se alterate e, talvolta, con intervalli microconglomeratici. Localmente la base della formazione nel modenese e nel bolognese (SERPAGLI, 1962; DIECI, 1965; ABBATE, 1969; BONAZZI & PANINI, 1982; PANINI, 1986) è contraddistinta dalla presenza di peliti prevalenti; esse, localmente, sono state 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 di dimensioni metriche; il rapporto A/P è sempre $\ll 1$. Nelle zone più meridionali dell'Appennino bolognese è stato distinto all'interno della formazione (FREGNI *et alii*, 1996) un membro

(Membro di Monzuno: **LOI₂**) che ne costituisce localmente la parte inferiore e che si interdigita alle arenarie tipiche dell'unità litostратigrafica, verso l'alto e lateralmente. Esso è rappresentato in prevalenza da breccie e conglomerati poligenici a matrice arenacea, più o meno cementate, con clasti e blocchi costituiti in prevalenza da arenarie grigio-marroni, areniti calcaree, marne scheggiose grigio biancastre e argilliti nerastre; lo spessore è di un centinaio di metri. Tra i clasti ruditici di minori dimensioni sono presenti anche leucograniti, vulcaniti acide (CIBIN, 1989) e in qualche caso metamorfiti. La dimensione dei clasti raggiunge anche il metro: il materiale più grossolano (proveniente da MOV e MOH) è di tipo angoloso (indicativo di una scarsa o nulla elaborazione subaerea) mentre il materiale più fine, di provenienza da rocce ignee, è decisamente più arrotondato. La stratificazione è in alcuni casi mal visibile, soprattutto nelle aree dove i clasti hanno le maggiori dimensioni e dove l'organizzazione interna del deposito (di tipo *clast supported*) è particolarmente scarsa.

A scala regionale vi è una stretta relazione tra la Formazione di Loiano e le formazioni di Monte Venere (MOV) e Monghidoro (MOH) che quasi ovunque ne costituiscono il substrato (diretto o con l'interposizione di breccie argillose poligeniche: BAI₃). In molti casi queste due formazioni hanno fornito buona parte del materiale terrigeno più grossolano e meno elaborato della formazione di Loiano. È molto probabile che esse costituissero nell'Eocene medio e superiore il margine interno (parzialmente affiorante?) del bacino epiligure sulle trasversali modenese e bolognese, come si evince anche dalla distribuzione attuale degli orizzonti ruditici della formazione (LOI₂). Le arenarie della Formazione di Loiano, che costituiscono nell'insieme un corpo torbiditico confinato a geometria complessa, si sono deposte in un 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 (flussotorbiditi) 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, che supera i 700 metri tra le valli del Setta e del Savena (area depocentrale), nell'area del Foglio non supera i 150-200 metri. La formazione superiormente passa in genere gradualmente alle Marne di Monte Piano: negli affioramenti del Foglio l'unità è direttamente a contatto con ANT, forse attraverso una superficie di natura meccanica.

Le associazioni a Foraminiferi ritrovate in aree limitrofe entro campioni provenienti dal membro basale (Membro di Rio Giordano), sono caratterizzate da *Globigerinatheka subconglobata subconglobata*, *Globigerinoides higginsi*, *Acarinina brodermanni*, *Turborotalia frontosa* e *T. possagnoensis* che sono presenti,

secondo TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985), dalla sommità della zona 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, nell'areale del Foglio 237 (BETTELLI *et alii.*, 1992), la formazione raggiunge al massimo il Bartoniano (P14) sulla scorta delle datazioni eseguite sulla parte basale delle sovrastanti Marne di Monte Piano. In altre località a causa di non ben chiari rapporti tra le due formazioni, forse di parziale "eteropia" laterale, non è possibile escludere per la Formazione di Loiano anche età più recenti (Priaboniano?).

3.3. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT)

Questa formazione è presente esclusivamente in due limitatissimi affioramenti ad est di Verzano, all'estremità settentrionale del Foglio. Essa, così come nelle classiche litofacies diffuse su tutto l'Appennino emiliano e pavese (PIERI, 1961), è costituita da marne e marne argillose grigioverdi, talvolta siltose e con caratteristiche patine manganesifere sulle superfici di frattura, a stratificazione spesso mal definita. 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 probabilmente riferibile ad una scarpata. La potenza della formazione nell'area del Foglio è di pochi metri.

A scala regionale i dati basati sulle associazioni di Foraminiferi planctonici permettono di attribuire la formazione ad un intervallo compreso tra la sommità dell'Oligocene inferiore e il Burdigaliano. Negli affioramenti del Foglio sono state rinvenute associazioni che permettono l'attribuzione di queste peliti all'Oligocene superiore (Zona a *G. Opima*).

3.4. - GRUPPO DI BISMANTOVA

Il Gruppo di Bismantova è costituito nell'Appennino emiliano (AMOROSI *et alii.*, 1993; FREGNI & PANINI, 1995; AMOROSI *et alii.*, 1996) dalla Formazione di Pantano e dalla Formazione di Cigarello che nel recente passato erano considerati membri (ROVERI, 1966) all'interno delle Arenarie di Bismantova (PIERI, 1961) o della Formazione di Bismantova (MERLA & ABBATE, 1969). La revisione del rango di

questi terreni 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 dell'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 di Bismantova 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. 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 (la sola affiorante nell'areale del Foglio), di età burdigaliana superiore-langhiana, a sua volta suddivisa a scala regionale 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 ed arenarie risedimentate). L'insieme di queste facies costituisce la formazione superiore del Gruppo (Formazione di Cigarellò), 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, anche se non affiorante nell'area del Foglio 252, in aree limitrofe (Foglio 237) è contrassegnata da una variazione litologica (presenza di arenarie risedimentate) o da una discordanza angolare.

3.4.1. - *Formazione di Pantano (PAT)*

Affiora esclusivamente in una modestissima area all'estremità settentrionale del Foglio ad W di Burzanella, dove costituisce l'estrema propaggine del rilievo di M. Vigese. Qui la formazione è rappresentata dal solo Membro di Montecuccolo (**PAT₂**) (FREGNI & PANINI, 1995; PANINI *et alii*, in stampa). Il membro è costituito di biocalcareni ed areniti ibride da fini a molto grossolane, localmente microconglomeratiche nella parte basale ed a stratificazione obliqua a media e grande scala; 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 sottili a medi di arenarie finissime e siltiti marnose bioturbate. Il colore è grigio, tipicamente giallastro all'alterazione; talora sono conservati sottili drappi

pelitici al tetto degli strati. Alla base del membro è a luoghi presente un orizzonte ricco in glauconie. La potenza affiorante è di circa 150 metri, i contatti sono tettonici con APA. L'ambiente è subtidale di piattaforma interna.

L'età della formazione è stata desunta 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 posizione stratigrafica delle formazioni a letto ed a tetto e delle indicazioni di carattere regionale, tra il Burdigaliano (?) e il Langhiano.

4. - SUCCESSIONE DEL MUGELLO

Nella porzione SE del Foglio affiora la porzione nord-occidentale del Bacino del Mugello. Il Mugello è una conca intramontana allungata in direzione ONO-ESE delimitata dall'allineamento Monte Gazzaro-Monte Castel Guerrino a NE, e da quello Monte Senario-Monte Giovi a SE. Il bacino è colmato da depositi alluvionali e lacustri di età Plio-Quaternaria.

Il suo riempimento, iniziato nel Pleistocene inferiore (Pliocene superiore?), si è articolato in due principali fasi sedimentarie: quella più antica a carattere alluvionale e lacustre e quella più recente a carattere prettamente fluviale (SANESI, 1965). La successione del Mugello è stata recentemente oggetto di una revisione (BENVENUTI, 1997) condotta secondo l'utilizzo di unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU, SALVADOR, 1987; ISSC, 1994) attraverso un approccio stratigrafico-deposizionale di suddivisione dei depositi. Nell'ambito della presente cartografia si è ritenuto opportuno, nelle linee generali, mantenere tale suddivisione.

I depositi più antichi, formati nella prima fase di origine alluvionale e lacustre costituiscono il sistema del Mugello, suddiviso in tre subsistemi separati tra loro da superfici di discontinuità di rango inferiore: subsistema di Ronta, subsistema di Pulicciano e subsistema di Farneta. Questi subsistemi, sono caratterizzati da varie litofacies. I depositi più recenti di origine fluviale, costituiscono, nel loro insieme, il sistema del Fiume Sieve, suddiviso anch'esso in tre subsistemi, ognuno dei quali corrisponde ad un ordine di terrazzi: subsistema di Scarperia, subsistema di Luco di Mugello e subsistema di Sagginale.

Dato che nel Foglio 252 questa successione di terreni è rappresentata solo parzialmente ed in scarsi affioramenti, la suddivisione e le descrizioni adottate fanno riferimento in gran parte all'analisi dell'intero bacino effettuata da BENVENUTI (1997).

4.1. - SINTEMA DEL MUGELLO (MGO)

Si tratta di depositi di origine fluviale e lacustre composti da ciottolami, sabbie ed argille. Essi giacciono in discordanza angolare sul substrato pre-lacustre e sono delimitati superiormente da una superficie erosiva prodotta dai successivi episodi di incisione fluviale o, dove conservata, da una superficie di non deposizione caratterizzata da un paleosuolo fersiallitico tronco (SANESI, 1965).

La presenza di due principali discordanze angolari interne a questo sintema, ha permesso, come già accennato, di distinguere tre subsintemi, dal più antico subsintema di Ronta, a quelli di Pulicciano e di Farneta. Al loro interno sono state fatte distinzioni in base alle litofacies presenti i cui rapporti sono di natura eteropica con frequenti passaggi latero-verticali. I depositi più grossolani sono ubicati prevalentemente ai bordi del bacino ed immergono verso il centro con inclinazioni che in quest'area possono raggiungere i 30°. I materiali più fini sono prevalenti verso il centro del bacino, con giaciture sub-orizzontali. La potenza complessiva è variabile, approfondendosi verso il centro del bacino dove è stimata intorno ai 600 metri (GEMINA, 1962).

L'età di questi terreni è compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore (AZZAROLI, 1977; ABBAZZI *et alii*, 1995).

Subsintema di Ronta (MGO₁). È costituito da varie litofacies tra loro in rapporti eteropici:

- Ciottolami polimodali angolari o subangolari, fino a 1m di diametro, con tessitura da matrice-sostenuta a clasto-sostenuta scarsamente o moderatamente stratificati in appoggio sul margine nordorientale del bacino. Frequenti intercalazioni di sabbie e limi sabbiosi massicci o laminati. La potenza è variabile fino ad oltre 50 metri. Presenti resti di vertebrati del Villafranchiano superiore. I depositi sono di delta conoide prossimale.
- Sabbie stratificate giallastre in strati tabulari di spessore fino a 2 metri a prevalente laminazione pianoparallela orizzontale. Tra gli strati sono spesso presenti discontinue intercalazioni limoso-argillose massicce o laminate. Frequenti anche livelli di *mud clasts* e ghiaie. È presente inoltre laminazione incrociata in *sets* concavi e planari. Gli strati sabbiosi hanno limiti netti. La potenza è di poche decine di metri. Si tratta di depositi di delta conoide. Presenti resti di vertebrati del Villafranchiano superiore.
- Argille limose, talora calcaree e limi argilloso-sabbiosi grigi massicci o a laminazione pianoparallela orizzontale in strati di spessore variabile da pochi cm a 2-3 m. Presenti talvolta, nelle zone marginali, intercalazioni di ciottolami e sabbie a stratificazione anche inclinata. È inoltre molto frequente la

presenza di sostanza organica (resti di legno) e molluschi di acqua dolce. Nel sub-bacino di Barberino di Mugello, in gran parte ricadente nell'area del Foglio, e nel settore di Galliano- S.Agata queste litofacies contengono banchi di lignite, attualmente non esposti, nei quali, nel corso di attività minerarie, sono stati ritrovati resti fossili di vertebrati del Villafranchiano superiore riferibili al Pleistocene inferiore (AZZAROLI, 1977; ABBAZZI *et alii*, in prep). Si tratta di depositi di ambiente lacustre.

subsintema di Pulicciano (MGO₂). È costituito anch'esso da varie litofacies in rapporti eteropici:

- Sabbie giallastre fini e silt, talora con intercalazioni ciottolose con potenza variabile fino a 50 metri. Sabbie medio-fini e limi sabbiosi in strati spessi fino ad 1 m. Le sabbie sono a laminazione pianoparallela orizzontale e talora inclinata anche in sets concavi, sono spesso presenti *ripple marks*. I limi sono normalmente massicci talora laminati. I depositi sono di delta conoide distale (BENVENUTI, 1997);
- Argille limose e limi argilloso-sabbiosi grigi massicci o a laminazione pianoparallela orizzontale in strati di spessore variabile da pochi cm a 2-3 m di ambiente lacustre. Presenti talvolta, nelle zone marginali, intercalazioni di ciottolami e sabbie a stratificazione anche inclinata. È inoltre frequente la presenza di molluschi di acqua dolce.

subsintema di Farneta (MGO₃). Questo subsintema è rappresentato da un'unica litofacies costituita da ciottolami, con diametro massimo di 20 cm, relativamente ben classati ed embriati in strati lenticolari di spessore raramente superiore al metro. Presenti talvolta lenti di sabbie e limi. La potenza è variabile da pochi metri a qualche decina di metri. Il subsintema è al tetto caratterizzato dal profilo tronco di un suolo fersiallitico (SANESI, 1965). Questi depositi, di conoide alluvionale, sono stati recentemente interpretati come l'episodio finale della fase deposizionale alluvionale e lacustre (BENVENUTI, 1997), mentre precedentemente erano stati attribuiti all'inizio della fase deposizionale fluviale (SANESI, 1965).

4.2. - SINTEMA DEL FIUME SIEVE (SIV)

È costituito da depositi fluviali affioranti in una successione di terrazzi formati in seguito ai successivi e ripetuti abbassamenti del livello di base. Questi depositi giacciono in discordanza sui terreni fluvio-lacustri o sul substrato pre-lacustre. Allo stato attuale delle conoscenze manca una precisa collocazione cro-

nologica per ogni singolo subsistema. Si attribuisce tentativamente questo sistema ad un periodo compreso tra la fine del Pleistocene inferiore (?) e l'Olocene (ABBAZZI *et alii*, 1995; RINALDI & RODOLFI, 1995).

subsistema di Scarperia (SIV₁). Ciottolami con diametro medio di 15 cm, ben classati ed embriciati in strati di spessore fino a 2 metri. L'embriciamento dei clasti indica provenienze prevalenti dal margine NE del bacino. Presenti intercalazioni limoso-sabbiose. I ciottolami sono profondamente alterati e mostrano al tetto il profilo tronco di un caratteristico alfisuolo con spiccati caratteri idromorfici (pseudo-gley, concrezioni ferro-manganesifere) (SANESI, 1965). La potenza arriva fino a 10 metri.

Età: Pleistocene inf ?-medio

subsistema di Luco di Mugello (SIV₂). Ciottolami simili ai precedenti ma notevolmente meno alterati. L'embriciamento dei clasti indica provenienze prevalenti dal margine nord-orientale. Rappresentano depositi fluviali terrazzati con potenza che raggiunge i 10 metri.

Età: Pleistocene medio-sup.

subsistema di Sagginale (SIV₃). Entro questo subsistema è stata effettuata una partizione tra alluvioni in evoluzione (SIV_{3b}) e alluvioni recenti terrazzate (SIV_{3a}). **SIV_{3a}**: ciottolami con coperture di sabbie e limi debolmente pedogenizzati. Gli indicatori di paleocorrente (embriciamenti, laminazioni) danno alimentazioni clastiche sia da NE che da NW. Si tratta di depositi fluviali terrazzati, in evoluzione, con spessore fino a 5 metri. Rappresentano depositi alluvionali attuali e recenti interessati solo dagli eventi di piena eccezionali.

SIV_{3b}: ghiaie e sabbie deposte negli alvei attuali dei vari corsi d'acqua presenti nell'area; costituiscono in genere accumuli di barre sia longitudinali che trasversali, talora laterali nei casi di corsi ad andamento sinuoso.

Età: Olocene

5. - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO

Sono attribuiti a questa successione i depositi alluvionali del versante padano.

Di questi depositi si è tentata un'attribuzione a insiemi che per significato e caratteristiche fisiche si possono definire "Unconformity Bounded Stratigraphic Units (UBSU)" (SALVADOR, 1994).

La correlazione dei depositi alluvionali intravallivi con le unità del sottosuolo padano ha permesso l'individuazione di unità che raccolgono vari ordini di ter-

razzi; queste unità sono separate da discontinuità che sembrano avere importanza ed estensione maggiori di quelle interne.

La successione è suddivisa nel sistema emiliano-romagnolo inferiore (AEI) e nel sistema emiliano-romagnolo superiore (AES); in questo foglio affiora solamente la parte sommitale, olocenica, di AES.

5.1. - SISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES)

Sabbie e ghiaie con subordinati limi argillosi costituenti terrazzi intravallivi e conoidi talora con indizi di pedogenesi e i depositi attualmente in evoluzione nei fondovalle. Lo spessore dei vari terrazzi è generalmente di pochi metri.

Il contatto inferiore è erosivo e discordante sui vari terreni pre-quadernari.

Pleistocene superiore-Olocene.

L'unità è stata regionalmente suddivisa in subsistemi, dei quali, in questo foglio, affiora solamente quello superiore.

subsistema di Ravenna (AES₈). Depositi alluvionali corrispondenti ai depositi terrazzati più bassi, fino al V ordine.

Rientrano in questa unità anche le alluvioni attualmente in evoluzione in alveo e quelle del primo terrazzo, talora fissate da arbusti, soggette a erosione e rideposizione durante le piene stagionali. Questi ultimi depositi sono costituiti da prevalenti ciottoli embriciati e subordinate lenti di sabbie e limi.

L'età dei depositi terrazzati è post-wurmiana, riferita all'Olocene (cfr. i vari fogli del margine appenninico-padano).

6. - DEPOSITI E COPERTURE QUATERNARIE

Appartengono a questo raggruppamento i depositi fluviali e lacustri che si formano per dinamiche in atto ed i depositi di versante *s.l.* (detriti e frane), di varia origine e litologia, che si sono messi in posto in ambiente continentale in discordanza sulle unità stratigrafiche descritte in precedenza.

6.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI IN EVOLUZIONE (b₁)

Depositi incoerenti prevalentemente ghiaiosi, a ciottoli embriciati, con subordinate lenti sabbiose o sabbioso-limose ubicati nelle aree interessate dalle piene ordinarie ed eccezionali.

6.2.. - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (**b₂**)

Depositi ghiaiosi, a ciottoli embriciati, sabbie, sabbie-limose e limi. Sono stati indicati con questa sigla i terrazzi alluvionali per i quali (Bacino idrografico del Fiume Bisenzio) non sia stato possibile attribuire il deposito ad una successione stratigrafica precisa per mancanza di studi in aree limitrofe. I depositi alluvionali terrazzati sono stati siglati con numerazione progressiva dal più giovane al più vecchio.

6.3. - DEPOSITI LACUSTRI ATTUALI (**f₁**)

Si tratta di depositi di natura prevalentemente sabbiosa e limosa. Nel Foglio il deposito lacustre più esteso si trova presso il lago di Castel dell'Alpi; questo si è creato lungo il corso del T. Savena a seguito di ripetuti movimenti franosi che ne hanno provocato, in tempi storici, lo sbarramento. Il lago, attualmente in fase di colmamento, aveva una lunghezza di 800 metri ed un volume di 1.500.000 mc.

6.4. - FRANE IN EVOLUZIONE (**a₁**) E FRANE SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE (**a₂**)

I depositi di frana non sono stati distinti geneticamente, ma in base al loro grado di attività; tale attribuzione è stata fatta su base geomorfologica e non strumentale, cioè su caratteri direttamente visibili sul terreno. Sono state distinte le frane attive (**a₁**) dalle frane senza indizi di evoluzione (**a₂**). Per frane attive s'intendono i depositi "*associati a processi gravitativi in atto al momento del rilevamento, o che ricorrono con un ciclo il cui periodo massimo non supera quello stagionale*", mentre per frane senza indizi di evoluzione s'intendono gli accumuli dovuti a processi gravitativi "*non attivi al momento del rilevamento, per le quali però esistono indizi che ne dimostrino un'oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto esse non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione*" (VARNES, 1978; GNGFG, 1987, CRUDEN & VARNES, 1996). Sono frequenti i casi di corpi di frane di questo tipo che presentano localizzati, spesso non cartografabili, fenomeni di riattivazione.

Dal punto di vista litologico si tratta di depositi incoerenti a composizione eterogenea e granulometria eterometrica accumulati per gravità con assetto caotico.

74

6.5. - DETRITI DI VERSANTE S.L. (a₃)

Sono costituiti da materiale incoerente, eterogeneo ed eterometrico accumulato per gravità e ruscellamento superficiale sulle porzioni meno acclivi dei versanti.

6.6. - DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI (a₄)

Sono talora presenti sui ripiani o sui versanti con debole pendenza; sono costituiti da elementi litoidi di varie dimensioni e da materiali incoerenti, quali sabbie, limi ed argille, talora pedogenizzati, che rappresentano il mantello detritico derivante dall'alterazione della roccia del substrato ed accumulato in posto o dopo un breve trasporto per ruscellamento superficiale.

6.7. - DETRITI DI FALDA (a₆).

Sono costituiti da materiali incoerenti ed eterogenei ad elementi in genere grossolani che si accumulano, per gravità, ai piedi delle scarpate più ripide.

V - TETTONICA

Dell'impianto strutturale complessivo e della distribuzione areale delle principali unità strutturali del Foglio già si è accennato nel Cap. III, 2. Anche le formazioni che compongono le varie unità e sottounità tettoniche distinte sono state descritte nel capitolo IV (Stratigrafia). La trattazione delle caratteristiche strutturali del Foglio si limiterà dunque ad un'analisi puntuale delle principali macrostrutture plicative e disgiuntive presenti, distinte sulla base dei terreni interessati e, quando possibile, del loro riferimento ad una specifica fase deformativa.

Le relazioni geometriche attualmente esistenti tra le differenti unità litostratigrafiche descritte sono il frutto di una lunga storia deformativa iniziata nel Cretaceo e non ancora conclusa. Dal Cretaceo all'Eocene medio, si è verificata la progressiva chiusura del paleoceanò ligure con la formazione di un prisma di accrezione che coinvolge successioni liguri e subliguri. L'evento più significativo di questo processo è rappresentato dalla fase tettonica dell'Eocene medio, denominata "fase ligure" (ELTER, 1975a; 1975b), ben documentata dall'importante discordanza fra la Successione epiligure e le sottostanti Liguridi precedentemente deformate e registrata anche nelle Alpi (fasi mesoalpine *Auctt.*). Le successive fasi deformative, dall'Oligocene in poi, si sono verificate in un quadro geodinamico molto differente rappresentato da un regime collisionale e post-collisionale in cui sono state via via coinvolte nella deformazione le successioni dell'avampaese toscano e umbro con i sovrastanti depositi di avanfossa (Macigno, Modino, Cervarola, Marnoso Arenacea). La migrazione continua del fronte deformativo per tutto il Miocene ed il Pliocene ha coinvolto successivamente i domini più esterni dell'avampaese appenninico (dominio umbro-marchigiano e padano) fino a determinare la configurazione attuale della catena nord-appenninica.

I terreni affioranti nell'area del Foglio 252 forniscono una discreta documentazione di queste diverse tappe dell'evoluzione strutturale dell'Appennino settentrionale, relativamente alla fase tettonica ligure ed agli eventi deformativi del Miocene inferiore (Aquitano-Burdigaliano). La sovrapposizione tettonica delle diverse unità è piuttosto articolata in considerazione delle varie fasi di deformazione che le unità hanno subito nel corso della loro evoluzione. In particolare, la sovrapposizione delle Unità Liguri sulle unità del dominio toscano, così come classicamente e frequentemente presente nell'Appennino settentrionale, è localmente invertita per la presenza di lembi di Unità Toscane sulle Unità Liguri. Questo si verifica anche all'interno del dominio toscano dove l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico risulta sia sovrapposta all'Unità tettonica Cervarola sia, al contrario, sovrascorsa da essa.

Le fasi deformative più recenti, che hanno dato origine quasi esclusivamente a strutture fragili, non sono facilmente separabili e databili per la quasi assoluta mancanza, in questo Foglio, di depositi successivi al Langhiano-Serravalliano.

1. - PRINCIPALI ELEMENTI MACROSTRUTTURALI

Sono rappresentati sia da strutture plicative sia da sistemi di faglie ed interessano tutti le principali unità tettoniche. Nelle Unità Liguri le uniche macrostrutture plicative cartografate con continuità coinvolgono la Successione della Val Rossenna, mentre nelle unità toscane, in particolar modo nei terreni del Gruppo del Cervarola, queste sono piuttosto diffuse e caratterizzate da frequenti rovesciamenti. Di importanza minore sono le macropieghe presenti entro l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico che coinvolgono quasi esclusivamente la Successione Porretta.

Le faglie inverse ed i sovrascorrimenti caratterizzano l'Unità tettonica Cervarola e l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico nelle quali prevale uno stile tettonico con sviluppo di superfici di *thrust* prevalentemente nord-vergenti e pieghe ad esse collegate di estensione plurichilometrica in senso longitudinale (fig.2).

La tettonica fragile ad alto angolo, caratterizzata sia da sistemi trasversali (NE-SW) sia longitudinali (NW-SE), interessa tutte le unità tettoniche, ma in particolar modo i terreni liguri e in minor misura quelli dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico; per l'Unità tettonica Cervarola il maggior coinvolgimento in questo tipo di strutture si ha quasi esclusivamente nel settore sud-orientale del Foglio, in corrispondenza della "Linea del Sillaro" (BORTOLOTTI, 1966) (fig.1).

Passando ora ad una descrizione sommaria delle strutture affioranti, è possibile osservare, in prima approssimazione, due direzioni principali di orientazio-

ne dei *thrust*: circa NW-SE e circa E-W. La prima è evidente nella struttura di Castiglione dei Pepoli, nell'anticlinale di M. Coroncina ed in molte strutture interne all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e all'Unità tettonica Cervarola. La direzione E-W caratterizza il *thrust* col quale l'Unità tettonica Cervarola si sovrappone all'Unità tettonica Sestola -Vidiciatico dalla località Badi, a ovest, fino presso la località S. Giacomo, a est (*thrust* Badi - M. Tronale, fig. 2). Inoltre anche alcuni *thrust* interni all'Unità tettonica Cervarola presentano una direzione circa E-W. Un esempio è dato dall'accavallamento della Sottounità tettonica Acquerino sulla Sottounità tettonica Carigiola nel settore meridionale del Foglio (*thrust* dell'Acquerino, fig. 2). Circa l'età relativa dei due sistemi di *thrust* si può notare come i *thrust* a direzione E-W si accavallino e taglino sistematicamente quelli a direzione NW-SE. Ciò suggerisce una tettonica polifasata o comunque una variazione della direzione di accavallamento durante la strutturazione della catena.

Le Unità Liguri, come è logico attendersi, sono interessate da un grado di tettonizzazione superiore a quello delle Unità Toscane. Inoltre esse presentano al loro interno una strutturazione con orientazioni differenti da quella delle Unità Toscane: prevalgono infatti strutture a direzione da NNE-SSW a NE-SW. Di particolare interesse risultano le strutture dell'Unità tettonica Monghidoro che consistono in piegamenti (antiformi e sinformi) con assi circa meridiani che coinvolgono strati rovesciati. Anche in questo caso siamo dunque in presenza di una strutturazione complessa e polifasata.

Nel settore orientale del Foglio le strutture con direzione da N-S a NNE-SSW consistono per lo più in faglie ad assetto subverticale che pongono a contatto le Unità Liguri con quelle Toscane, ma interessano anche internamente le formazioni di entrambe le unità. Come precedentemente accennato tali deformazioni rappresentano presumibilmente l'effetto della tettonica trasversale relativa alle linee del Sillaro e dell'Idice (fig. 1 e fig. 2). Sull'origine ed il significato di tali linee trasversali le ipotesi sono molteplici e spesso contrastanti (GHELARDONI, 1965; BORTOLOTTI, 1966; BOCCALETTI *et alii*, 1977; FAZZINI & GELMINI, 1982; CASTELLARIN & PINI, 1989; BETTELLI & PANINI, 1992b). Dall'osservazione del Foglio ed in particolare dello schema tettonico (fig. 2), si può notare in generale che nel settore posto ad oriente rispetto al sistema trasversale alcune unità e le strutture che le delimitano mostrano un avanzamento verso NE rispetto alle strutture corrispondenti presenti nel settore occidentale, suggerendo una componente sinistra di movimento. È tuttavia difficile sbilanciarsi su interpretazioni non comprovate da rigidi vincoli strutturali, che peraltro non sono disponibili date le condizioni di affioramento dell'area.

Nei paragrafi seguenti verranno descritte in dettaglio le strutture presenti nel Foglio, sia internamente a ciascuna unità, che relativamente alle relazioni reciproche tra le varie unità tettoniche presenti.

1.1. - STRUTTURE NELLE UNITÀ LIGURI

Fondamentalmente differenti per stile strutturale sono i terreni riconducibili all'Unità tettonica Monghidoro da quelli riferibili all'Unità tettonica Leo. I primi sono caratterizzati dalla presenza di strutture plicative soprattutto a scala cartografica e dalla generale conservazione di un coerente ordine stratigrafico alla mesoscala, mentre i secondi sono per lo più caratterizzati da una deformazione pervasiva alla scala dell'affioramento e dalla impossibilità di osservare macrostrutture plicative, se non dubitativamente per alcune delle unità litostratigrafiche più coerenti e comunque per modestissime estensioni. Analoghe considerazioni in relazione allo stile strutturale, possono essere estese all'Unità tettonica Morello, confrontando i terreni dell'omonima formazione (almeno quelli affioranti con maggiore estensione) e quelli delle altre unità litostratigrafiche prevalentemente argillitiche (Formazione di Sillano ed Argille a Palombini). Queste differenze di stile strutturale possono essere verosimilmente imputate al diverso comportamento reologico delle unità coinvolte piuttosto che agli effetti di deformazioni polifasiche che hanno interessato selettivamente l'insieme delle Liguridi.

Per quanto riguarda la cronologia della deformazione, le strutture plicative e le rare superfici di sovrascorrimento a basso angolo sono quasi esclusivamente imputabili alla fase ligure, cioè antecedenti la parte superiore dell'Eocene medio; tale considerazione, poco documentabile nell'area del Foglio stante la scarsissima presenza della copertura epiligure, trova riscontro nelle aree settentrionali ove la Successione epiligure è al contrario ampiamente diffusa e dove poggia sia su fianchi diritti sia su estesi fianchi rovesciati (BRUNI, 1973; PANINI *et alii*, in stampa) della grande "placca" di Monghidoro.

Circa l'età dei principali sistemi di dislocazione, alcuni interessano oltre che le Liguridi anche i terreni dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e possono sicuramente essere attribuiti alle fasi mioceniche o plioceniche. Questo stesso intervallo cronostratigrafico può essere indicato come momento di strutturazione e/o di riattivazione anche per altri sistemi che interessano esclusivamente le formazioni liguri, ma la cui prosecuzione in aree settentrionali coinvolge i terreni epiliguri miocenici, anche medio-superiori.

1.1.1. - *Le strutture plicative dell'Unità tettonica Monghidoro*

Nell'area del Foglio 252 affiora come già accennato la porzione meridionale della grande "struttura" di Monghidoro, estesa complessivamente in senso appenninico almeno per circa 15 km ed in direzione meridiana per oltre 30 km;

una tale estensione in senso N-S è ipotizzabile in considerazione del fatto che terreni riconducibili alla Successione della Val Rossenna sono stati incontrati nel pozzo "Sasso Marconi" al di sotto della Successione epiligure e di quella Neogenico-Quaternaria del margine padano e adriatico (BRUNI, 1973).

In generale la struttura presenta una vasta area, estesa da Pian del Voglio fino al limite settentrionale degli affioramenti nei dintorni di Loiano e Monzuno, dove le formazioni di Monghidoro e Monte Venere affiorano in posizione rovesciata. Questa porzione di successione rovesciata poggia con un contatto tettonico suborizzontale su un'altra porzione, a polarità normale e costituita dalla sola Formazione di Monghidoro, affiorante lungo la Val d'Idice e ad ovest lungo la valle del T. Brasimone; sulla base delle impronte di corrente misurate sia sul fianco rovesciato sia su quello normale (BRUNI, 1973) è molto probabile che si tratti di una originaria megastruttura plicativa (una sinclinale rovesciata) attualmente privata dell'originaria zona di cerniera e laminata, con asse orientato in senso meridiano. Questa ipotesi presuppone evidentemente il collegamento, al di sotto del fianco rovesciato, degli affioramenti a polarità normale presenti all'estremità occidentale ed orientale della "placca". Nell'area del Foglio il contatto tettonico tra i due fianchi è affiorante in due piccoli tratti a NW di Pian del Voglio e ad est di Castel dell'Alpi; nella porzione sudorientale della placca, a SE di Castel dell'Alpi fino al passo della Futa, affiora invece esclusivamente una successione diritta prevalentemente rappresentata dalla Formazione di Monghidoro. Essa è in contatto con la parte rovesciata, attraverso dislocazioni ad alto angolo presumibilmente tardive ed orientate sia in senso appenninico sia meridiano.

Forse attribuibile alla fase ligure è poi una serie di blande antiformali e sinformi che interessano il fianco rovesciato affiorante tra Pian del Voglio e Castel dell'Alpi (fig. 2) e che in parte trovano riscontro anche più a nord, oltre il limite del Foglio, fino alla zona di S. Benedetto Val di Sambro. La mancanza di una qualsiasi copertura epiligure rende in ogni caso assolutamente incerta tale attribuzione cronologica.

L'assetto strutturale della "placca" di Castel di Casio appare nel complesso piuttosto semplice: si tratta infatti di una successione per la quasi totalità diritta, con la Formazione di Monte Venere visibilmente laminata che affiora nella porzione occidentale della placca ove sovrasta, attraverso una superficie a basso angolo, i terreni dell'Unità tettonica Leo. Essa passa poi verso l'alto, con un contatto stratigrafico, alla Formazione di Monghidoro che costituisce la quasi totalità degli affioramenti di Castel di Casio e si mantiene con assetti diritti in quasi tutte le zone. I limiti settentrionale ed orientale della placca di Castel di Casio sono marcati invece da dislocazioni ad alto angolo.

1.1.2. - I sistemi di dislocazione ad alto angolo

Vengono descritti in questo paragrafo i vari sistemi di dislocazioni che interessano prevalentemente i terreni liguri del versante emiliano, ma che, talora, si prolungano a sud ad interessare soprattutto le formazioni dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico. Si tratta di dislocazioni organizzate in due gruppi principali: il primo è caratterizzato da sistemi a direzione antiappenninica o meridiana, il secondo da sistemi ad andamento longitudinale rispetto all'asse della catena. Come già accennato in precedenza risulta evidente come entrambi siano connessi alle fasi tettoniche più recenti (probabilmente messiniane o post messiniane). Sulla base di considerazioni a carattere regionale, ai sistemi ad andamento longitudinale può forse essere attribuita una cinematica prevalente di tipo distensivo ed un carattere tardivo rispetto a quelli antiappenninici. Per questi ultimi può invece ipotizzarsi anche una cinematica almeno in parte ed originariamente di tipo trascorrente e un carattere di faglie di trasferimento o di svincoli tra settori che hanno giocato in maniera differente ed autonoma durante le fasi tettoniche che hanno portato la coltre ligure verso l'area padana durante il Neogene.

Le Linee trasversali

Sono prevalentemente riconoscibili in alcune aree sia nella parte occidentale del Foglio, sia in quella orientale; a partire da NW possono essere distinte alcune linee principali che per chiarezza vengono riportate in figura 2 e denominate singolarmente. Alcune di queste linee sono la diretta prosecuzione sudoccidentale di sistemi di dislocazione descritti nelle note illustrative relative al Foglio 237 e di esse viene conservata la nomenclatura ivi introdotta (PANINI *et alii*, in stampa). Molte di queste strutture, così come alcuni dei sistemi ad andamento appenninico di cui si parlerà in seguito, interessano non solo la copertura ligure, ma anche i terreni dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e, in qualche caso, quelli dell'Unità tettonica Cervarola. Per chiarezza di esposizione e per coerenza verranno comunque descritte in questa parte, relativa specificatamente alle Unità Liguri, poiché queste ultime sono senza dubbio le più interessate dallo sviluppo di queste dislocazioni.

La Linea di Castel di Casio

Rappresenta il limite occidentale di una vasta "zona di taglio fragile" che si estende a SE fino ai dintorni di Castellaro e Baigno ove è confinata da un altro lineamento trasversale (linea di Rioveggio); quest'ultimo coincide con il limite sudorientale degli affioramenti liguri a NW della struttura di Castiglione dei Pepoli (fig. 2).

La Linea di Castel di Casio corre prevalentemente sul versante sinistro della valle del T. Limentra a sud e ad est dell'omonima località; qui giustappone i terreni dell'Unità tettonica Monghidoro a quelli dell'Unità tettonica Leo, prevalen-

temente rappresentati dalle Argille a Palombini. La linea prosegue poi verso NE passando sul versante opposto della valle e giustapponendo i terreni della Sottounità tettonica Camugnano a quelli della “Sottounità tettonica di base” fino all’altezza di Burzanella.

L’ipotesi di una cinematica trascorrente di tipo sinistro, così come per buona parte degli altri sistemi di faglie trasversali del Foglio, potrebbe essere suffragata, oltre che dall’analogia e dalla coerenza con il modello di deformazione di tipo fragile proposto per le aree settentrionali (PANINI *et alii*, in stampa), anche con le evidenze date dalla distribuzione degli affioramenti dell’Unità tettonica Monghidoro che risultano spostati verso NE di alcuni chilometri nel settore orientale. Analoghi spostamenti subiscono anche molti degli elementi che costituiscono l’Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e lo stesso “limite” tra questa e le Unità Liguri.

L’apparente rigetto verticale lungo la Linea di Castel di Casio indicherebbe un relativo generale sollevamento del blocco sud-orientale, marcato dagli affioramenti delle Argille a Palombini e poi da quelli delle Argilliti di Masinara e della Formazione di Camugnano.

La “zona di taglio fragile” di Camugnano-Suviana

Si tratta di una fascia ampia circa 4 chilometri (fig. 2) in corrispondenza della quale sono presenti numerose dislocazioni ad alto angolo che giustappongono in modo estremamente complesso, fino ad originare una vera e propria “commistione”, molti dei terreni appartenenti all’Unità tettonica Sestola-Vidiciatico con quelli appartenenti all’Unità tettonica Leo. L’orientazione di queste dislocazioni è prevalentemente antiappenninica (NE-SW) e determina vere e proprie scaglie tettoniche anche di modeste dimensioni, costituite da formazioni “coerenti” (Arenarie di Vallorsara, Formazione di M. Morello, Argilliti di Masinara) entro una sorta di “matrice”, a scala cartografica, costituita dalle formazioni prevalentemente argillitiche delle Argille a Palombini e dell’unità argilloso-calcareo.

Sia verso sud, sia verso nord, la prosecuzione della “zona di taglio fragile” di Camugnano-Suviana, sviluppata per almeno 10 km, è piuttosto problematica: a sud si perde entro gli affioramenti dell’Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e non interessa i terreni del Gruppo del Cervarola; a nord, oltre il limite del Foglio, dislocazioni trasversali giustappongono ripetutamente, lungo la valle del T. Vezzano, varie unità litostratigrafiche dell’Unità tettonica Leo e potrebbero in effetti collegarsi a quelle più meridionali.

La Linea di Rioveggio

Ad est della “zona di taglio fragile” Camugnano-Suviana, precedentemente descritta, si trova la prosecuzione sud-occidentale di una importante linea trasversa-

le presente nel Foglio 237 (PANINI *et alii*, in stampa), ove si sviluppa per oltre una quindicina di chilometri intessando anche i terreni epiliguri tortoniani e messiniani inferiori. Nell'ambito del Foglio 252, la linea si sviluppa da Baigno, a sud, fino ad ovest di Creda lungo la valle del Brasimone, verso nord, per uno sviluppo complessivo di oltre 10 chilometri (fig. 2). Nella parte settentrionale si tratta di una dislocazione che mette a contatto le Unità tettoniche Monghidoro e Leo; poco a nord di Trasserra essa interessa l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico fino all'altezza di Baigno, dove tronca gli affioramenti della Successione Porretta ubicati a SE di quella località. In questo tratto sono presenti scaglie tettoniche costituite dalle formazioni più competenti, come le arenarie di Trasserra e la Formazione di Monte Morello. Ad ovest della Linea di Rioveggio *s.s.*, si sviluppa, parallelamente, una seconda dislocazione che, nel tratto fra Trasserra e Castellaro, giustappone le Unità Liguri alle Unità Toscane verso SE e tronca gli affioramenti della Successione Porretta del Bacino idroelettrico di Suviana.

Per quanto riguarda la cinematica presunta della Linea di Rioveggio osservazioni mesostrutturali in aree settentrionali ne confermerebbero le caratteristiche di trascorrente sinistra; il rigetto verticale vede complessivamente un generale sollevamento del blocco orientale.

La Linea di Castel dell'Alpi

Questa Linea ha una direzione quasi perfettamente meridiana e corre dal limite settentrionale del Foglio fino a quello meridionale, anche se verso sud la sua prosecuzione risulta incerta (fig. 2).

Il tratto settentrionale, sul versante emiliano, si sviluppa tra Castel dell'Alpi ed il Passo della Futa interessando i terreni delle Unità tettoniche Monghidoro e Leo e localmente risulta costituito da sistemi complessi di dislocazioni che corrono parallele o che si intersecano. Nei pressi di Castel dell'Alpi determina l'affioramento delle Argille a Palombini che costituiscono il substrato dell'Unità Monghidoro e porta inoltre all'accostamento sui due versanti della Val Savena di porzioni rovesciate e diritte della Successione della Val Rossenna. Poco più a sud, fino al Passo della Futa, la linea può essere con qualche incertezza identificata nel limite orientale degli affioramenti dell'Unità tettonica Monghidoro; in questo tratto, poco ad est di Piana degli Ossi, lungo un ramo occidentale della linea tornano a comparire entro la "placca" di Monghidoro dei modesti affioramenti di Argille a Palombini dell'Unità tettonica Leo.

A sud del Passo della Futa la linea potrebbe interessare anche i terreni di pertinenza toscana (Gruppo del Cervarola); a nord di S. Lucia, infatti, una dislocazione di direzione meridiana giustappone le Sottunità tettoniche Acquerino e Carigiola (vedi oltre) costituite da terreni del Gruppo del Cervarola.

Di difficile ubicazione la prosecuzione della linea entro i terreni dell'Unità tettonica Morello dell'alto Mugello; essa potrebbe coincidere con il corso del T. Sorcella (troncatura di alcuni affioramenti della Formazione di M. Morello) o con quello del T. Tavaiano. Infatti, quasi al limite meridionale del Foglio, ad ovest di Galliano, una serie di dislocazioni ha determinato il relativo sollevamento della dorsale tra Galliano e Barberino del Mugello, priva di copertura neogenico-quaternaria.

Molto poco si può dire sulla cinematica complessiva della Linea di Castel dell'Alpi: il sollevamento del blocco orientale, documentato in aree settentrionali (Foglio 237), rimane l'effetto maggiore anche per le aree del Foglio 252, almeno fino al Passo della Futa.

La Linea di S. Giacomo

Questa Linea corre ad occidente della precedente con andamento circa parallelo (fig. 2). Nel zona centrale del Foglio, a cavallo dello spartiacque appenninico, essa limita verso est la struttura di Castiglione dei Pepoli. Verso sud costituisce il limite occidentale degli affioramenti dell'Unità tettonica Morello nell'alto Mugello. In questo tratto la Linea di S. Giacomo ha un rigetto verticale apparente che porta all'innalzamento del lato occidentale. Effetti trascorrenti particolarmente vistosi non sono apprezzabili da un'analisi cartografica della distribuzione degli affioramenti. Solo l'allineamento del contatto tra Unità Liguri e toscane appare spostato verso NE nel blocco occidentale, suggerendo forse una certa componente trascorrente destra; tutte le strutture plicative ed i *thrusts* associati presenti entro le unità toscane vengono comunque interrotti bruscamente e ad est della linea se ne sviluppano altri totalmente indipendenti e a diversi livelli strutturali.

La porzione settentrionale della linea presenta un'orientazione più decisamente antiappenninica e si sviluppa da Roncobilaccio, a sud, fino a Castel dell'Alpi verso nord; qui gli effetti lungo la linea, che confluisce di fatto in quella di Castel dell'Alpi, appaiono piuttosto modesti interessando i terreni della Successione della Val Rossenna con un moderato abbassamento relativo del blocco occidentale. Un ramo della linea in questo tratto tronca verso SE gli affioramenti della Successione Porretta posti a NE di Baragazza e termina contro la struttura di Castiglione dei Pepoli.

Il pozzo Suviana 1 (Cap. III, 1.) è praticamente ubicato lungo questa linea che, in corrispondenza della perforazione, pone a contatto le arenarie del Gruppo del Cervarola con la Formazione di Sillano: quest'ultima formazione è stata attraversata nei primi 160 m prima di incontrare un primo "substrato" toscano (affiorante a poche decine di metri dal pozzo) e ciò dà un'idea del rigetto minimo verticale in quel tratto.

La Linea dell'Idice

Affiora solo per un piccolo tratto nell'area del Foglio (fig. 2), ma prosegue verso NE almeno fino all'altezza di Bisano e probabilmente giunge fino al margine appenninico (RICCI LUCCHI *et alii*, 1981; 1982; CASTELLARIN *et alii*, 1986; CASTELLARIN & PINI, 1989; CREMONINI & FARABEGOLI, 1990; BETTELLI & PANINI, 1992b; FREGNI & PANINI, 1996) ove condiziona la sedimentazione e la successiva evoluzione strutturale dei depositi messiniani e pliocenici del margine padano. A questa linea, la cui natura di lineamento precoce (eocenico) sembra possa essere documentata in aree settentrionali dall'analisi della Successione epiligure affiorante sui due blocchi (BETTELLI & PANINI, 1992b), possono forse connettersi anche alcuni degli archi strutturali (CASTELLARIN & PINI, 1989) che si sviluppano nella bassa Val Sillaro.

Nell'area del Foglio 252 la Linea dell'Idice, segmentata per effetto di dislocazioni minori trasversali, confluisce con quella di Castel dell'Alpi tra il M. Beni ed il Sasso di Castro, ponendo a contatto l'Unità tettonica Monghidoro con l'Unità tettonica Leo tramite una faglia subverticale.

La caratteristica almeno parziale di trascorrente destra di questo lineamento tettonico appare sufficientemente ben documentata da evidenze macro e meso-strutturali in aree settentrionali (CASTELLARIN & PINI, 1989; BETTELLI & PANINI, 1992b).

I sistemi longitudinali

Sono rappresentati da una serie di dislocazioni prevalentemente sviluppate nelle Unità Liguri. La loro interpretazione ed organizzazione in sistemi collegati risulta in molti casi piuttosto speculativa, soprattutto nella porzione occidentale del Foglio, ove il quadro delle dislocazioni a direzione appenninica risulta molto frammentato in corrispondenza della zona di taglio fragile Camugnano-Suviana.

A partire dal limite nordoccidentale del Foglio entro l'insieme delle numerosissime dislocazioni longitudinali presenti, talora di modesta estensione ed importanza, verranno descritti alcuni sistemi di dislocazioni che assumono una certa rilevanza in considerazione o della loro estensione o del rigetto verticale che permette in genere la giustapposizione tra differenti unità strutturali.

Il Sistema Catonello-Molino Provalecchio ed altre dislocazioni longitudinali tra la valle del T. Limentra di Treppio e la Val Brasimone

Questo sistema è rappresentato in pratica da una sola dislocazione che costituisce il limite nordorientale della "placca" di Castel di Casio (fig. 2) e determina la giustapposizione tra l'Unità tettonica Monghidoro ed i terreni dell'Unità tettonica Leo. La dislocazione corre dalla Val Reno all'alveo del T. Limentra di

Treppio e qui si interrompe contro la Linea di Castel di Casio; più ad est la sua prosecuzione risulta piuttosto problematica: probabilmente è rappresentata dal contatto tra la Sottounità tettonica Camugnano e la Sottounità tettonica di Base lungo il T. Setta. Il rigetto verticale apparente, desunto sulla base dei dati cartografici, determina ovunque un sistematico sollevamento dei blocchi settentrionali.

A partire da poco a nord di Guzzano fino all'allineamento Verzuno-Burzanella, entro la zona di taglio fragile di Camugnano-Suviana, sono poi presenti altre dislocazioni di direzione NW-SE od E-W che non fanno parte del sistema descritto in questo paragrafo, ma che qui vengono trattati per completare il quadro regionale. Si tratta di tre dislocazioni che tagliano i terreni dell'Unità tettonica Leo e parzialmente anche quelli dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico implicati entro la zona di taglio. La più settentrionale di queste dislocazioni costituisce di fatto il limite meridionale della "placca" epiligure di M. Vigese giustapponendo le Argille a Palombini ai terreni della parte inferiore della Successione epiligure. Il rigetto apparente verticale di queste dislocazioni è quello di un abbassamento relativo dei blocchi settentrionali.

Il Sistema Poggio Barone-Silla

Questo sistema è costituito da due dislocazioni parallele distanti poche centinaia di metri che costituiscono, l'una il limite meridionale della "placca" di Castel di Casio e l'altra il limite meridionale degli affioramenti dei terreni liguri (fig. 2). Le due dislocazioni corrono per un breve tratto nell'area del Foglio, ma almeno una di loro verso NW prosegue nella Val Reno fino ai dintorni di Silla costituendo ancora il limite tra Unità Liguri ed Unità tettonica Sestola-Vidiciatico. Verso SE le due dislocazioni si interrompono contro la Linea di Castel di Casio; tratti dubbi e di modestissima estensione sono poi forse presenti entro la zona di taglio fragile di Camugnano-Suviana. Il rigetto verticale apparente è complessivamente quello di un abbassamento del blocco settentrionale.

Il Sistema Pian del Voglio-Covigliaio

Rappresenta uno dei sistemi con una maggiore estensione in senso longitudinale e corre tra la Val Brasimone e la Val Savena, per poi proseguire probabilmente fino alla Val Santerno, nei dintorni di Covigliaio (fig. 2). A NW il sistema si interrompe contro la Linea di Rioveggio, mentre a SE è interrotto e disarticolato in corrispondenza della Linea di Castel dell'Alpi. Ad ovest di Pian del Voglio il sistema è in realtà costituito da due dislocazioni parallele distanti circa un chilometro che giustappongono in modo complesso varie porzioni costituite dalle Unità tettoniche Monghidoro e Leo. Il sistema giustappone complessivamente le Unità Liguri alle Unità Toscane *s.l.*; a partire dall'altezza di Bruscoli il sistema

passa entro le Unità Liguri determinando la troncatura verso sud del fianco rovesciato sommitale della grande struttura plicativa di Monghidoro: nella parte meridionale della placca (Passo della Futa-Poggiaccio) infatti è presente solo il “fianco” diritto direttamente sovrastante ai terreni dell’Unità tettonica Leo. Ad est dell’alta Val Savena la possibile prosecuzione mostra una entità di rigetto verticale apparentemente più limitato, determinando presso Covigliaio un modesto gradino negli affioramenti liguri del Sasso di Castro e M. Beni e nel contatto per *thrust* tra i terreni dell’Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e quelli liguri sovrastanti. Complessivamente tutti i terreni affioranti a nord del Sistema Pian del Voglio-Covigliaio risultano ovunque relativamente abbassati rispetto a quelli meridionali.

Il Sistema Monte Civitella-Selva

Si tratta in realtà di una serie di dislocazioni non facilmente raggruppabili, anche per il fatto che non sempre possono essere tra loro fisicamente connesse per la presenza di tratti a direzione antiappenninica che segmentano e suddividono le dislocazioni longitudinali (fig. 2). Il sistema corre parallelamente a quello precedente, da qualche centinaio di metri fino ad oltre un paio di chilometri più a SW. Il tratto più occidentale si sviluppa a NE della struttura di Castiglione dei Pepoli, tra la zona di Lagora e P.gio Rocca, ed è costituito da due dislocazioni parallele che principalmente troncano, sia verso sud, sia verso nord, i terreni della Successione Porretta. Il tratto centrale è di difficile individuazione e rappresentato ancora da due dislocazioni sub-parallele che interessano gli affioramenti dell’Unità tettonica Monghidoro ed i terreni sottostanti, poco a nord del Passo della Futa. Il tratto orientale del Sistema M. Civitella-Selva prosegue verso SE oltre la linea di Castel dell’Alpi ed è, tra Selva e Traversa, ancora costituito da due dislocazioni che poi confluiscono nell’alveo del F. Santerno. In corrispondenza del tratto centrale i rigetti appaiono piuttosto modesti determinando piccoli gradini o sconnessioni tra i contatti per *thrust* fra Unità Liguri e Unità Toscane. Più importante appare l’entità dei rigetti nel tratto sudorientale anche se di difficile valutazione in termini di movimenti relativi. Apparentemente potrebbe delinearsi un generale abbassamento del blocco settentrionale; tuttavia la presenza di ricoprimenti tardivi di terreni dell’Unità tettonica Cervarola *s.l.* sull’Unità tettonica Sestola-Vidiciatico, ben documentabili pochi chilometri ad est in corrispondenza del Passo del Gioigo, potrebbe suggerire anche rigetti opposti, in questo caso necessariamente più modesti. Altrettanto incerti sono infine i rigetti relativi nel tratto occidentale, a causa della mancanza di riferimenti sicuri tra i rapporti geometrici acquisiti in una prima fase tra Successione Porretta ed altri terreni dell’Unità tettonica Sestola-Vidiciatico: in prima ipotesi, coerentemente con i rigetti del parallelo Sistema di Pian del Voglio-Covigliaio, si potrebbe avere un abbassamento dei settori settentrionali.

1.2. - STRUTTURE NELLE UNITÀ TOSCANE

All'interno delle Unità Toscane sono state distinte due principali unità tettoniche i cui rapporti si presentano piuttosto complessi: l'Unità tettonica Cervarola e l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

L'Unità tettonica Cervarola è sovrascorsa dall'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico che con il suo arrivo, ha interrotto la sedimentazione torbiditica nel Langhiano, durante la deposizione della formazione di Castiglione dei Pepoli. Questo evento rappresenta dunque un ricoprimento tettonico sindeposizionale e ha dato luogo a fenomeni precursori quali la sedimentazione di depositi gravitativi costituiti da breccie argillose (BRB) nel bacino di sedimentazione della formazione di Castiglione dei Pepoli (CDP).

A sua volta l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico viene sovrascorsa dall'Unità tettonica Cervarola testimoniando la presenza di una tettonica polifasata che viene descritta in dettaglio nel successivo paragrafo.

1.2.1. - *Strutture nell'Unità tettonica Cervarola*

I *thrust* che interessano questa unità tagliano le successioni torbiditiche che la costituiscono a vari livelli stratigrafici. L'Unità tettonica Cervarola risulta pertanto suddivisibile in varie sottounità tettoniche separate tra loro da superfici di sovrascorrimento, all'interno delle quali possono essere presenti: (a) più formazioni in successione stratigrafica, (b) una sola formazione o (c) solo parte di essa. La stessa formazione può affiorare anche in più sottounità.

Dalla più interna alla più esterna affiorano: la Sottounità tettonica Acquerino, costituita dalla sola formazione dell'Acquerino, la Sottounità tettonica Carigiola, costituita dalle formazioni del T. Carigiola, di Stagno e di Castiglione dei Pepoli, le Sottounità tettoniche Granaglione e Castiglione dei Pepoli, entrambe costituite dalla sola formazione di Castiglione dei Pepoli. Come già detto, per quanto riguarda le relazioni tra queste formazioni (Cap. IV, 1.1a.), mentre le formazioni del Torrente Carigiola, di Stagno e di Castiglione dei Pepoli sono in successione stratigrafica, la formazione dell'Acquerino, alle prime in parte coeva, presenta sempre rapporti tettonici con esse.

Tutte le formazioni che costituiscono le sottounità sono deformate al loro interno in uno stile a pieghe rovesciate con vergenza variabile da N a NE, con direzione assiale da E-W a NW-SE, che talora evolvono in pieghe-faglie e sovrascorrimenti minori orientati anch'essi NW-SE e E-W. Queste due principali orientazioni delle strutture sono dovute alla loro attivazione in tempi diversi,

come meglio specificato in seguito. Nella descrizione delle singole sottounità procederemo da quelle geometricamente sovrastanti a quelle sottostanti.

Sottounità tettonica Acquerino

La Sottounità tettonica Acquerino affiora nel settore meridionale del Foglio e rappresenta, in quest'area, la sottounità più interna dell'Unità tettonica Cervarola. Questa sottounità è interessata da numerose pieghe generalmente rovesciate, vergenti verso N e NNE, associate a *thrusts* minori di estensione plurichilometrica con orientazione E-W e NW-SE. In corrispondenza di alcuni accavallamenti organizzati in numerose scaglie sovrapposte tipo "*leading embriate thrust fan*" (BOYER & ELLIOTT, 1982), affiorano le marne varicolori di Villore che costituiscono il livello di scollamento più profondo della Sottounità tettonica Acquerino. La continuità di queste strutture è talora interrotta da dislocazioni trasversali ad andamento N-S e NE-SW come si vede in prossimità del F. Bisenzio, del T. Stura ed al Passo della Futa. In quest'ultima località il fronte della Sottounità tettonica Acquerino è dislocato di circa cinque chilometri rispetto agli affioramenti più interni del settore occidentale, con componente orizzontale sinistra di movimento.

La Sottounità tettonica Acquerino sovrascorre verso nord sulla Sottounità tettonica Carigiola (*thrust* dell'Acquerino, fig. 2). La superficie di tale sovrascorrimento viene dislocata e rimane sepolta al di sotto dell'Unità tettonica Morello nella zona di Montecarelli, per poi riaffiorare più a nord, come già detto, nel settore ad est del Passo della Futa (M. Gazzaro). Nel settore sud occidentale del Foglio la direzione del fronte del sovrascorrimento della Sottounità tettonica Acquerino sulla Sottounità tettonica Carigiola ha un andamento circa E-W e taglia con relazioni angolari costanti strutture poste sia sul *footwall* sia sul *hangingwall*. In particolare il fronte principale di sovrascorrimento tra le due sottounità taglia entrambi i fianchi delle strutture plicative ad andamento NW-SE che interessano la Sottounità tettonica Carigiola. Tali relazioni di sovrapposizione consentono di affermare che l'attivazione del *thrust* è avvenuta successivamente alla nucleazione delle strutture presenti all'interno delle due sottounità interessate.

I terreni che costituiscono la Sottounità tettonica Acquerino sono stati qui compresi nel Gruppo del Cervarola. Essi presentano caratteristiche di età, litologia (Cap. IV, 1,1a.1) e posizione strutturale che potrebbero permettere una loro correlazione con le Arenarie del M. Falterona, come definite nel Foglio 265 "S. Piero in Bagno". Se ciò fosse confermato il *thrust* dell'Acquerino diventerebbe di importanza primaria a scala regionale.

Sottounità tettonica Carigiola

La Sottounità tettonica Carigiola affiora nella porzione centrale del Foglio;

essa si sovrappone verso nord alla Sottounità tettonica Granaglione e all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico, mentre a sud è sovrascorsa dalla Sottounità tettonica Acquerino (fig. 2).

Il sovrascorrimento di questa sottounità sulle unità più esterne avviene tramite un *thrust* di importanza regionale (*thrust* Badi-M. Tronale), con direzione circa E-W, seguibile da Taviano fino a Poggio Le Valli e, ad est del Passo della Futa, lungo il F. Santerno. Questo fronte taglia sistematicamente le strutture del *footwall* orientate NW-SE confermando le relazioni di sovrapposizione già evidenziate per la Sottounità tettonica Acquerino. In particolare, procedendo da ovest ad est questo *thrust* taglia le strutture che interessano la sottounità tettonica Granaglione e alcune strutture interne all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico (fig. 2).

All'interno della Sottounità Carigiola sono presenti strutture plicative pluri-chilometriche, con superfici assiali da debolmente immergenti a SW a sub-orizzontali, e *thrust* minori. Tra questi ultimi è da segnalare il *thrust* Caviana-M. Citerna (fig. 2). Esso è rappresentato, nel tratto occidentale, da una piega-faglia avente un rigetto di circa 100 metri, mentre, nella parte orientale, evolve in un *thrust*, con andamento E-W, che taglia sia la successione stratigrafica a vari livelli sia le strutture del *footwall*.

Sottounità tettonica Granaglione

La Sottounità tettonica Granaglione, presente solo nel settore occidentale del Foglio presso il Lago Pavana, è sovrascorsa sia dai terreni dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sia da quelli della Sottounità tettonica Carigiola (fig.2). Per quanto riguarda le strutture presenti all'interno della Sottounità tettonica Granaglione si riconoscono una terminazione periclinale (anticlinale di Pavana), con asse immergente a SE, ed un sovrascorrimento minore: tali strutture hanno piani sub-verticali e direzione NW-SE. Queste tagliano e ripiegano il sovrascorrimento della Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e quindi sono successive ad esso; inoltre, come già detto, vengono a loro volta tagliate dal *thrust*, orientato circa E-W, della Sottounità tettonica Carigiola.

Sottounità tettonica Castiglione dei Pepoli

La Sottounità tettonica Castiglione dei Pepoli costituisce un importante elemento macrostrutturale affiorante nel settore centrale del Foglio. Essa è sovrascorsa dall'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico (fig. 2). I suoi terreni affiorano al nucleo di un'anticlinale con direzione assiale NW-SE (anticlinale del M. Coroncina). Tale anticlinale piega il contatto con l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico; nel settore tra Castiglione dei Pepoli e S.Giacomo il fianco settentrionale si rovescia e sovrascorre su quest'ultima. Le deformazioni a carico della

90

Sottounità tettonica Castiglione dei Pepoli sono quindi successive al ricoprimento dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

Tutte le strutture descritte vengono interrotte e delimitate ad est dalla Linea trasversale di S.Giacomo, orientata circa N-S (Cap. V, 1.1.2.).

1.2.2. - *Strutture nell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico*

L'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico è costituita da litotipi prevalentemente argillosi e calcarei derivanti dalla intensa tettonizzazione di una o più successioni stratigrafiche originarie. Su di essi si sono deposte prima della loro messa in posto sulle turbiditi terziarie del Gruppo del Cervarola, la Successione Modino e la Successione Porretta anche se nell'area del Foglio non sono preservati i rapporti stratigrafici primari (vedi Cap. IV, 1.2.). Le formazioni riferibili alla Successione Modino, a causa dell'intensa tettonizzazione, hanno perduto i loro rapporti stratigrafici originari e sono, nell'area del Foglio, solo in rapporti tettonici. All'interno della Successione Porretta sono ancora riconoscibili i rapporti stratigrafici tra le marne di Bagno e le Arenarie di Suviana che tuttavia risultano ampiamente deformate in pieghe e *thrust* per effetto delle fasi deformative più recenti. In particolare è da segnalare la struttura Brasimone-Storaia (fig. 2) che sovrappone, nel tratto sudorientale le Arenarie di Suviana in posizione rovesciata sull'unità argilloso calcarea. Un'ulteriore segnalazione meritano le strutture plicative di Poggio Castello, Poggio Rocca e Albagino, a nord di Roncobilaccio, che coinvolgono la Successione Porretta insieme all'unità argilloso-calcarea.

Altre importanti strutture che interessano l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico ed i suoi rapporti con le Unità Liguri sono state descritte nel Capitolo V, 1.1.2., (Sistema P.gio Barone-Silla, zona di taglio Camugnano-Suviana, Linea di Rioveggio, Sistema di M.Civitella-Selva e Linea di S.Giacomo).

1.3. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ TOSCANE

Da quanto sopra esposto relativamente all'assetto geometrico degli accavallamenti che caratterizzano le Unità tettoniche Toscane, nonché dalle relazioni di sovrapposizione delle strutture che le interessano, è possibile ricostruire una cronologia relativa delle fasi deformative che hanno determinato l'attuale assetto tettonico di queste unità.

Il sovrascorrimento della Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sulle Sottounità Castiglione dei Pepoli e Granaglione, con i suoi fenomeni precursori rappresen-

tati dalla deposizione delle breccie argillose di M. Bagucci, interrompe la sedimentazione dei depositi della formazione di Castiglione dei Pepoli nel Langhiano. Successivamente a tale sovrascorrimento sono state nucleate le strutture plicative dell'Anticlinale di Pavana e dell'Anticlinale di M. Coroncina che hanno deformato la superficie di sovrascorrimento. A questa fase deformativa sono riferibili le strutture, con orientazione NW-SE e vergenza NE, interne sia alle varie sottounità dell'Unità tettonica Cervarola sia all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico. Queste strutture con orientazione tipicamente appenninica sono sistematicamente tagliate a vari livelli da accavallamenti orientati E-W con vergenza settentrionale, le cui caratteristiche geometriche possono essere riferibili a *thrust* "fuori sequenza" (*sensu* MORLEY, 1988). Queste relazioni sono in accordo con quanto ricostruito in altri settori della catena dell'Appennino Settentrionale (BENDKIK *et alii*, 1994). Ad una fase più recente infine possiamo attribuire le strutture trasversali ad andamento prevalentemente N-S e NNE-SSW che nel settore orientale del Foglio dislocano i terreni delle Unità Toscane e presumibilmente fanno parte della zona di deformazione della "Linea Livorno-Sillaro".

Per quanto riguarda l'attribuzione cronologica degli eventi deformativi sopra descritti, il sovrascorrimento della Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sulla Unità tettonica Cervarola è datato al Langhiano; tutti gli eventi successivi si vanno quindi a collocare in un intervallo di tempo compreso tra il Langhiano ed il Pliocene superiore?-Pleistocene inferiore, età dei depositi del bacino del Mugello che sigillano le strutture del substrato.

1.4. - RAPPORTI TRA UNITÀ LIGURI ED UNITÀ TOSCAINE

Nel Foglio in esame le Unità Liguri si trovano sovrapposte tettonicamente sia all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sia all'Unità tettonica Cervarola. Tale sovrapposizione è una caratteristica diffusa in tutto l'Appennino Settentrionale. Tuttavia la complessa tettonica che ha interessato l'area del Foglio ha fatto in modo che l'originario contatto tettonico tra queste unità sia conservato solo in alcuni punti. In particolare la superficie di sovrascorrimento delle Unità Liguri sulle Unità Toscane è osservabile per brevi tratti a NW del P.so della Futa, presso M. Calvi e nell'area di Montecuccoli.

A sua volta l'Unità tettonica Cervarola si sovrappone localmente alle Unità Liguri, anche se in superficie abbiamo solo limitate evidenze di tali relazioni. In particolare nella zona di Montecarelli sono presenti terreni appartenenti alla Sottounità tettonica Acquerino in una posizione strutturale sia sottostante (in finestra tettonica) che soprastante all'Unità tettonica Morello (piccoli *klippen* e accavallamenti).

Nella rimanente parte dell'area del Foglio i rapporti tra le Unità Liguri e le Unità Toscane sono regolati da contatti ad alto angolo, orientati secondo due direzioni preferenziali NW-SE e NE-SW, che coincidono in massima parte sia con le linee che con i sistemi descritti in precedenza. È probabile che i precedenti contatti a basso angolo siano stati riutilizzati o obliterati dalla successiva tettonica ad alto angolo.

2. - SISMICITÀ (a cura di P. Gasperini e L. Martelli)

Il Foglio in esame si posiziona in corrispondenza del crinale appenninico tra le aree ad elevato potenziale sismogenetico della Garfagnana e del Mugello. Rispetto alla zonazione sismotettonica del Gruppo Nazionale Difesa dai Terremoti (GNDT) del CNR (SCANDONE & MELETTI, 1996) esso si posiziona a cavallo tra le aree n.33, n.34 e n.36, corrispondenti ad una fascia intermedia con carattere dei terremoti attesi prevalentemente distensivo. Il tasso di sismicità recente, deducibile dalle localizzazioni strumentali, effettuate sulla base dei dati della Rete Sismica Nazionale (RSN) dell'Istituto Nazionale di Geofisica (ING), e quello storico, ricavabile sia dai dati del Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (CFTI) di ING/SGA (BOSCHI *et alii*, 1997) che da quelli del catalogo NT 4.1 del GNDT (CAMASSI & STUCCHI, 1997), risultano notevolmente inferiori a quelli delle zone adiacenti, con magnitudo che di norma non superano 3.0-3.5 per gli eventi recenti e 5.0 per quelli storici.

Considerando solo i terremoti al di sopra della soglia del danno (CAMASSI & STUCCHI, 1997), localizzati internamente al Foglio, gli eventi storici sono i seguenti:

Data	Area Epicentrale	Imax MCS
11/04/1470 dicembre 1731	App. Bolognese (Lat 44.167 Lon 11.033) Montale (Lat 44.000 Lon 11.000)	VIII (C.di Casio) VI-VII
15/04/1762	Borgo S.Lorenzo (Lat 44.000 Lon 11.333)	VII
26/01/1830	Treppio (Lat 44.083 Lon 11.000)	VI
25/10/1843	Vernio (Lat 44.033 Lon 11.217)	VIII
04/05/1890	S.Piero (Lat 44.000 Lon 11.250)	V-VI

mentre gli eventi verificatisi nel XX secolo sono i seguenti:

Data	Area Epicentrale	Imax MCS
15/08/1912	Vernio (Lat 44.050 Lon 11.167)	V-VI
26/04/1956	Passo Futa (Lat 44.150 Lon 11.317)	VI
11/05/1962	Camugnano (Lat 44.200 Lon 11.167)	VI
05/09/1964	Roncobilaccio (Lat 44.133 Lon 11.200)	V
15/02/1969	Barberino (Lat 44.083 Lon 11.283)	IV

Le magnitudo stimate macrosismicamente per i terremoti al di sopra della soglia del danno per gli eventi storici, sono comprese tra 4.2 e 5.0, mentre per gli eventi recenti sono comprese tra 3.3 e 4.4.

Entro i confini del Foglio è disponibile in letteratura un'unica soluzione focale affidabile: si tratta dell'evento di magnitudo 3.1 del 14 Settembre 1995 il cui meccanismo focale, calcolato da FREPOLI & AMATO (1997), presenta un carattere distensivo in direzione circa E-W con asse T orientato N102W.

All'interno dell'area in esame la distribuzione degli eventi con la profondità risulta abbastanza insolita in quanto si riscontra, rispetto alle aree adiacenti, una maggiore frequenza relativa di eventi subcrostali (fino a circa 80 km di profondità).

Dalla carta della pericolosità sismica del territorio nazionale (SLEJKO *et alii*, 1996), basata sui dati del catalogo NT4.1, esprimendo il grado di pericolosità in intensità macrosismica, per l'area in esame sono attesi effetti \square VII grado MCS ogni 474 anni (tempo di ritorno convenzionale di riferimento per l'Eurocodice sismico). Esprimendo il grado di pericolosità in termini più fisici e di interesse ingegneristico, per l'area in esame i valori di accelerazione orizzontale di picco (PGA) attesi, sempre con periodo di ritorno di 474 anni, sono compresi tra 0,20g e 0,28g. Ciò vale a dire che esiste quasi il 10% di probabilità in 50 anni che possano verificarsi effetti di scuotimento con valore di Imax \square VII grado MCS o PGA \square di 0,20-0,28g.

PROGETTO
CARG

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - UTILIZZO ANTROPICO DELLE RISORSE¹

1.1 – ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Numerose sono le cave presenti nel territorio del Foglio 252; ne sono state censite una trentina di maggior importanza oltre ad alcune minori. Attualmente solo tre cave sono coltivate, ma ve ne sono diverse altre che risultano potenzialmente ancora sfruttabili e che pertanto sono incluse nell'elenco delle risorse utilizzabili dai "Piani delle Attività Estrattive" predisposti dagli organi che governano il territorio (P.R.A.E-Regione Toscana; Censimento delle cave-Assessorato Ambiente e Difesa del Suolo-Ufficio Attività Estrattive-Regione Emilia-Romagna). Molte delle cave segnalate in carta benché recenti, sono esaurite, così come altre sono ormai solo una testimonianza storica delle attività di sfruttamento delle risorse lapidee nelle valli appenniniche.

Il litotipo più frequentemente cavato nel passato era l'arenaria che veniva uti-

¹Ringraziamenti

Assessorato Ambiente e Difesa del Suolo - Ufficio Informativo Ambientale - A.R.C.EL. - Ufficio Attività Estrattive - Bologna; Regione Emilia-Romagna - Ufficio Risorse Idriche del Servizio Provinciale Difesa del Suolo di Bologna; Provincia di Firenze - Settore Pianificazione Territoriale-Ufficio Difesa del Suolo; Genio Civile della Provincia di Firenze; Autorità di Bacino del Fiume Arno; CONSIAG (Consorzio Intercomunale Acqua Gas e Pubblici Servizi)-Prato; Sorgente Lentula S.r.l.; Fonti del Cigno-Sorgente Palina di L.Forasassi & C. s.a.s.; Comune di Barberino di Mugello; Comune di Cantagallo; Comune di Castel di Casio; Comune di Firenzuola; Comune di Sambuca Pistoiese; Comune di Vernio; Società Autostrade, Centro di Informazione Energia - Brasimone (ENEA-ENEL)

lizzata come materiale da costruzione o ornamentale. In particolare nelle valli del Limentra di Treppio e del Limentra di Sambuca (settore sud-occidentale del Foglio) le numerose piccole cave disseminate sui versanti hanno fornito il materiale per l'edificazione degli antichi borghi delle vallate: le arenarie della parte basale dello strato fornivano i blocchi per la costruzione delle mura mentre la parte più fine verso l'alto dello strato forniva le lastre per i tetti (HOMES, 1996). Le arenarie cavate in queste aree appartengono alla formazione dell'Acquerino ed alla formazione del Torrente Carigiola. Le arenarie della formazione di Castiglione dei Pepoli sono state anch'esse coltivate in piccole cave nei pressi di Pavana Pistoiese, del Bacino del Brasimone e del paese di Montepiano.

Le arenarie della Formazione di Monte Venere sono state utilizzate come pietra da costruzione nel settore nord del Foglio (loc. I Ronchi e Roncogrino). Nella zona del Passo della Futa sono considerate potenzialmente sfruttabili, a scopo ornamentale, alcune cave nelle Arenarie di Suviana (loc. Bruscoli).

Dove affiorano i terreni prevalentemente argillosi delle Unità tettoniche Liguri e dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sono piuttosto diffuse le cave in rocce ofiolitiche (serpentiniti, gabbri e basalti) utilizzate prevalentemente per inerti. Attualmente sono attive solo quelle nei pressi di Montecarelli, lungo il Torrente Sorcella, anche se ve ne sono altre considerate potenzialmente sfruttabili. Tra queste la più importante è forse quella del Sasso di Castro, a nord del Passo della Futa.

Meno numerose sono le cave di calcari e marne, ma tra queste vi sono cave attive o in corso di riapertura. Attualmente è in attività nei pressi della Futa (loc. Biancane) una cava di calcari marnosi della Formazione di Monte Morello utilizzati come materiali inerti. Importanti cave, potenzialmente sfruttabili, sono quelle nei Calcari a Calpionelle della zona di Monte Beni e Covigliaio lungo la statale della Futa. Una piccola cava non attiva nei Calcari a Calpionelle si apre anche sul fianco orientale del Sasso di Castro.

Nel settore nord orientale del Foglio va inoltre ricordato che sono in progetto o in corso di realizzazione opere di grande impatto quali la variante di valico dell'autostrada A1 o, nel Foglio adiacente (Foglio 253), la realizzazione del tracciato ferroviario nell'ambito del Progetto TAV (Treno Alta Velocità) che potrebbero determinare l'utilizzo delle potenzialità estrattive dell'area.

Va infine ricordata la cava attiva di Pilastrina nella zona di Castel di Casio, che ricava materiale inerte dai terreni di fondovalle del Torrente Limentra.

Tutte le cave del Foglio sono cave di versante ed i metodi di coltivazione più diffusi sono quelli a gradoni o a fronte unico. Solo nel caso della cava di Pilastrina il metodo di coltivazione è a fossa.

1.2. - MINERALIZZAZIONI

1.2.1. - *Lignite*

Nel Mugello erano segnalate diverse coltivazioni di lignite presenti in lenti nei terreni quaternari nei pressi di Galliano e Barberino di Mugello, operate dalla Soc. GEMINA (GEMINA, 1962). Non essendo più sfruttate da diversi anni, non sono più riconoscibili sul terreno.

1.2.2. - *Idrocarburi*

Nell'area del Foglio sono note storicamente diverse manifestazioni di idrocarburi, tra le quali si ricordano quelle a metano incontrate durante la realizzazione della Grande Galleria ferroviaria dell'Appennino. Sono stati anche realizzati diversi sondaggi per la ricerca di idrocarburi tra i quali si ricordano il Pozzo Castel dell'Alpi (profondo 1.200 metri), i pozzi di Creda (profondi qualche centinaio di metri) e quelli più superficiali dell'area di Monte Oggioli, Covigliaio e Pian di Casale. Il più recente dei sondaggi effettuati nell'area è il Pozzo Suviana 1 (ANELLI *et alii*, 1994) descritto nel Cap. III, 1. Le produzioni, molto modeste, intercettavano serbatoi di terreni porosi all'interno di corpi prevalentemente argillosi (CREMONINI & ELMI, 1971, con bibliografia) delle Unità Liguri e dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

1.3. - LE RISORSE IDRICHE

Gli afflussi meteorici nell'area del Foglio 252 risultano compresi fra i 1.300 mm/anno di Barberino di Mugello ed i 1.800 mm/anno del crinale appenninico. Il regime pluviometrico mostra un periodo estivo piuttosto asciutto e le piogge più abbondanti in autunno e primavera. I corsi d'acqua hanno tutti caratteristiche torrentizie tipiche dei torrenti montani dell'Appennino, con punte di piena che si esauriscono di solito in poche ore e portate estive assai basse, conseguenti alla mancanza di consistenti risorse idriche sotterranee che possano sostenere il flusso di base.

In quest'area nascono vari importanti corsi d'acqua, tra cui il F. Sieve, il F. Santerno ed il F. Bisenzio. Il corso principale del versante toscano nel Foglio è il Bisenzio che nel primo tratto si dirige verso NNE e all'altezza di Mercatale descrive una netta diversione per dirigersi a sud. Si tratta di un evidente caso di cattura del ramo superiore di un corso d'acqua diretto all'Adriatico, attraverso la

sella di Montepiano, cattura operata, probabilmente nel Pleistocene superiore, dal Bisenzio il cui potere erosivo era alto per l'approfondimento del Bacino di Firenze-Prato-Pistoia (BARTOLINI & PRANZINI, 1981). I corsi d'acqua principali del versante emiliano-romagnolo sono, oltre al già citato Fiume Santerno, i Torrenti Limentra, Brasimone, Setta e Savena tutti appartenenti al Bacino del Fiume Reno che scorre per un breve tratto nell'angolo nord occidentale della carta.

Nell'area del Foglio affiorano in prevalenza rocce a permeabilità bassa e bassissima. Le rocce appartenenti alle formazioni del Gruppo del Cervarola hanno permeabilità di ammasso variabile fra 10^{-6} e 10^{-8} m/s, ovviamente maggiore in corrispondenza dei membri più arenacei e minore in quelli più siltitici e marnosi. Solo in corrispondenza di fasce tettonizzate (faglie ed addensamenti di fratture) la permeabilità raggiunge valori superiori. Nelle formazioni arenacee del Gruppo del Cervarola sono stati calcolati coefficienti di infiltrazione (I/P) di poco superiori all'1% (PRANZINI 1992): quindi solo una piccolissima percentuale degli afflussi meteorici si infiltra nel sottosuolo ad alimentare le falde idriche.

Caratteristiche di permeabilità simili a quelle descritte caratterizzano i litotipi della Formazione di Monghidoro, della Formazione di Monte Venere e della Formazione di Camugnano, mentre i terreni a prevalenza argillosa delle Unità Liguri e dell'Unità Sestola-Vidiciatico hanno permeabilità bassissima o praticamente nulla.

Data questa situazione idrogeologica, la circolazione idrica sotterranea è scarsa e non consente la formazione di falde idriche importanti. Infatti le sorgenti (ne sono state censite circa 270 che non esauriscono quelle presenti sul territorio) sono quasi tutte di bassa portata, di solito al di sotto di 1 l/s e con notevoli variazioni stagionali, od effimere. Fanno eccezione (con una portata complessiva di circa 15 l/s) tre sorgenti che si trovano in prossimità di Covigliaio ed hanno il loro serbatoio in corrispondenza del Sasso di Castro, formato dalla successione Calcari a Calpionelle, Diaspri ed Ofioliti. In corrispondenza dell'anticlinale di Monte Coroncina nel corpo arenaceo della formazione di Castiglione dei Pepoli e nei pressi del sovrascorrimento di quest'ultima sui terreni prevalentemente argillosi dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sono ubicate numerosissime sorgenti alcune delle quali raggiungono portate di 6/9 l/s.

Le sorgenti di maggiore portata sono di solito ubicate al contatto tra formazioni a permeabilità diversa oppure in corrispondenza delle fratture e faglie maggiori. Il serbatoio di molte sorgenti è in realtà costituito dalle coltri detritiche sia di versante che di frana.

Si deve osservare che col tempo alcune sorgenti minori sono andate perdute per la mancanza d'uso, conseguente allo spopolamento della montagna: punti di emergenza sono stati coperti dalla vegetazione o l'acqua si è dispersa e la captazione non è stata ripristinata.

Le sorgenti maggiori sono tutte captate e riforniscono gli acquedotti pubblici dei

piccoli centri abitati o acquedotti privati ad uso potabile ed anche zootecnico.

Un dato preoccupante è la riduzione di portata (attorno al 20%) osservata in tutte le sorgenti dell'Appennino negli ultimi 20 anni: questa è dovuta soprattutto alla riduzione delle precipitazioni nevose, che sono quelle che danno la maggiore infiltrazione.

Nell'area del Foglio sono stati censiti 18 pozzi, utilizzati per la maggior parte per l'alimentazione degli acquedotti pubblici, la cui portata spesso non è nota ma che probabilmente non supera i 5 l/s; con l'eccezione di un pozzo sito in località Covigliaio, che raggiunge i 10 l/s ed evidentemente sfrutta lo stesso acquifero delle tre sorgenti sopra menzionate nella stessa località.

La qualità dell'acqua sotterranea è di solito buona, ma in alcuni casi si registrano inquinamenti dei pozzi e delle sorgenti. Si tratta in genere di inquinamento biologico (coliformi, streptococchi, nitrati) conseguente alla non corretta gestione degli scarichi civili; in qualche caso è stato rilevato anche inquinamento chimico (solfati, rame, piombo, cloruri) legato all'attività agricola e zootecnica.

1.3.1. - *Sorgenti di acque minerali*

Nell'area del Foglio alcune sorgenti sono sfruttate industrialmente. Le principali acque oggetto di sfruttamento sono l'Acqua Lentula, l'Acqua Panna e l'Acqua Palina.

Nel settore occidentale del Foglio viene imbottigliata l'Acqua Minerale Naturale Lentula nei pressi della località omonima nel Comune di Cantagallo. Le sorgenti attualmente sfruttate sono tre e sono situate sui versanti in destra del T. Limentra di Treppio nei depositi torbiditici della formazione del T. Carigiola. Si tratta di sorgenti di versamento diaclasiche di strato dovute cioè a permeabilità secondaria nelle arenite dove, le siltite più o meno marnose intercalate, servono da livello impermeabile. Importante per alcune sorgenti la presenza di un materasso di detrito a monte delle stesse che costituisce un ottimo materiale filtrante.

Le acque imbottigliate presentano le seguenti caratteristiche: temperatura alla sorgente=10,3°C, pH a 20°=7,8, residuo fisso a 180°C=247 mg/l, durezza totale=22,5°F.

Nel settore orientale del Foglio sul versante meridionale del crinale appenninico, nel tratto che dalla Futa arriva al Monte Gazzaro, sono presenti numerose sorgenti oggetto di concessione mineraria per l'imbottigliamento dell'Acqua Panna. Geologicamente quest'area è caratterizzata dai terreni di natura torbiditica della formazione dell'Acquerino e dalle loro marne basali (marne varicolori di Villore). Queste formazioni sono piegate ed accavallate tra loro in scaglie e sovrascorrono sulle arenarie della formazione del Torrente Carigiola.

Da un punto di vista idrogeologico le arenarie fratturate costituiscono l'ac-

100

quifero principale che emerge in corrispondenza dei livelli delle marne, che hanno caratteristiche di minore permeabilità, o lungo i livelli più argillosi della frazione pelitica degli strati. L'emergenza idrica è ovviamente controllata dalle strutture tettoniche sopra descritte nonché da faglie locali. Viene imbottigliata un'acqua oligominerale la cui temperatura alla sorgente è 10,7°C, il pH a 18° alla sorgente è 7,8, il residuo fisso a 180°C è 144 mg/l.

La concessione mineraria Palina, infine, interessa il territorio del Comune di Scarperia posto nel settore sud occidentale del Foglio nei pressi dell'abitato di Marcoiano. È situata pochi chilometri più a sud della concessione precedente in una situazione geologica e strutturale simile. Anche in questo caso le arenite della formazione dell'Acquerino costituiscono l'acquifero principale per fratturazione e le marne varicolori di Villore o i livelli più argillosi intercalati alla successione arenacea forniscono una superficie di separazione relativamente impermeabile che favorisce la venuta a giorno dell'acqua. Le sorgenti sono impostate nei pressi di elementi strutturali importanti, quali sovrascorimenti e pieghe, che determinano le caratteristiche dell'acquifero e dell'emergenza sorgentizia. Anche in questo caso risultano importanti le zone di faglia che, aumentando la fratturazione, incrementano la permeabilità della roccia. L'acqua oligominerale imbottigliata presenta le seguenti caratteristiche: Temperatura alla sorgente=10,3°C, pH a 20° alla sorgente=7,8°C, residuo fisso a 180°C=169mg/l, durezza totale=13,1°F.

1.3.2. - Sorgenti di acque solfuree

Nell'area rilevata sono scarse le venute di acque termali benché, poco al di fuori del confine occidentale del Foglio, siano ubicate le sorgenti di Porretta Terme. Si ricorda la presenza di una sorgente solfurea nella zona di Vernio lungo il Rio Meo in cui sgorga un'acqua acidula con residuo fisso 1,98 g/l.

A nord della località Panna una emergenza di acqua con presenza di H₂S è localizzata in un impluvio lungo il contatto tra i terreni argillosi della Formazione di Sillano ed i terreni del Gruppo del Cervarola.

Viene segnalata una sorgente solfurea anche lungo il Rio Torto, a sud del Lago del Brasimone.

1.3.3. - Bacini artificiali

Un ulteriore utilizzo delle acque presenti sul territorio deriva dalla realizzazione di dighe di sbarramento fluviale con la creazione di invasi per uso irriguo e per la produzione di energia elettrica. Nel Foglio sono presenti tre principali inva-

si artificiali attualmente utilizzati per questi scopi, ovvero i laghi di Pavana, di Suviana e del Brasimone. Sono tutti ubicati a nord del crinale principale appenninico in una situazione geologica che vede l'accavallamento delle arenarie del Gruppo del Cervarola sui terreni più argillosi dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico. Le dighe sbarrano i corsi d'acqua del Limentra di Treppio, Limentra di Sambuca e Torrente Brasimone appartenenti al bacino idrografico dell'alto Reno.

Negli anni '70 è stato creato l'impianto idroelettrico Brasimone-Suviana (ENEL) che grazie a varie centrali (alcune ubicate al di fuori del Foglio) e alimentate da questi invasi, contribuisce al fabbisogno energetico italiano con una produzione media di 450.000.000 di kWh all'anno.

1.4. - PARCHI E RISERVE NATURALI

Il territorio del Foglio 252 si sviluppa in gran parte lungo il crinale appenninico in zone di notevole pregio ambientale. La necessità di conservare l'ambiente nella sua integrità, preservando particolari specie di flora e fauna e gli ecosistemi naturalisticamente rilevanti, ha portato negli ultimi decenni all'istituzione di tre aree protette: la Riserva Naturale Statale dell'Acquerino, la Riserva Naturale "Acquerino - Cantagallo" ed il Parco Regionale dei Laghi di Suviana e Brasimone.

2. - MOVIMENTI FRANOSI

La predisposizione al dissesto di un'area è conseguenza di molteplici fattori, sia locali che variabili nel tempo (per es. piovosità, morfologia, fratturazione, assetto strutturale, sismicità), ma dipende principalmente dalle caratteristiche litologiche delle formazioni presenti che determinano sia la densità che la tipologia delle frane.

In particolare i litotipi stratificati e costituiti da alternanze di livelli litoidi con livelli pelitici o marnosi favoriscono lo sviluppo di frane di scorrimento, rotazionale e/o traslativo, in particolar modo sui versanti con giacitura degli strati a franapoggio. Questo si verifica in tutti i terreni di natura torbiditica che occupano la maggior parte della superficie del Foglio.

Sono state inoltre cartografate frane di "crollo e scivolamento in blocco" (con relativo soprassegno) ampie zone sia nel settore occidentale del foglio (frana di Treppio e frana a nord di Peraldaccio in destra del T. Carigiola) su terreni del Gruppo del Cervarola, che nel settore nord-orientale sui terreni apparte-

nenti alla Formazione di Monghidoro ed alla Formazione di Monte Venere. Si tratta di franamenti di blocchi monoformazionali e di intere porzioni di successione che hanno conservato al loro interno gli originari rapporti stratigrafici inseriti in movimenti franosi complessi di cui costituiscono accumuli rilevanti all'interno del corpo di frana.

Frequentemente, soprattutto nei terreni litoidi, si osservano fenomeni franosi in corrispondenza di direttrici tettoniche, faglie o sovrascorrimenti.

Sono frequenti i casi di depositi di frana che, raggiungendo il fondovalle, hanno provocato la deviazione del corso d'acqua interessato. Un caso particolare è rappresentato dalle frane di Castel dell'Alpi, qui si sono verificati due principali eventi franosi: il primo, risalente all'anno 1909 e classificabile come uno scorrimento traslativo, è avvenuto in destra del T. Savena ed ha provocato lo sbarramento del torrente, formando un lago scomparso dopo circa tre anni per incisione. Un secondo episodio franoso, avvenuto nel 1951 in sinistra del T. Savena, classificabile come scorrimento rotazionale, ancora una volta ha sbarrato il corso d'acqua formando un lago tuttora esistente (C.N.R.-G.N.D.C.I.-R.E.R., 1993, 1994).

In corrispondenza delle scarpate più acclivi su terreni litoidi sono presenti frane di crollo o miste, di crollo e scorrimento. I depositi che si generano alla base di queste scarpate sono state cartografate nel Foglio come detrito di falda (a6).

Dove affiorano terreni prevalentemente argilloso-marnosi (breccie argillose, unità argilloso-calcaree, formazioni argillose appartenenti alle formazioni pre-flysch ad Elmintoidi), concentrati in gran parte nel settore settentrionale del Foglio, la densità dei fenomeni franosi è molto maggiore; prevalgono frane di colata o di tipo complesso, colate e scorrimenti traslativi. Sono inoltre frequenti forme calanchive, fenomeni di soliflusso (*creep*) e di espansione laterale.

Per una approfondita trattazione delle principali frane di questo settore si rimanda ai lavori sopra citati (C.N.R.-G.N.D.C.I.-R.E.R., 1993; 1994).

APPENDICE 1

PETROGRAFIA (a cura di A. Di Giulio)

1. - STRATEGIA DI CAMPIONAMENTO E METODOLOGIA ANALITICA

Lo scopo principale delle analisi petrografiche condotte era quello di fornire la caratterizzazione petrografico-mineralogica dei depositi clastici del Gruppo del Cervarola e della Successione di Porretta a corredo dei tradizionali dati lito-stratigrafici, sedimentologici e micropaleontologici che accompagnano le carte geologiche. Tali dati risultano avere un interesse non solo scientifico di carattere generale, ma anche per gli eventuali impieghi pratici che tali rocce possono avere.

In considerazione degli scopi prefissi e dei caratteri composizionali noti dalla letteratura (MEZZADRI & VALLONI, 1981; VALLONI *et alii*, 1991; ANDREOZZI & DI GIULIO, 1994) per corpi clastici analoghi a quelli affioranti nel presente Foglio, si è adottata una strategia di campionamento e analisi basata sui seguenti punti:

- campionamento di poche sezioni stratigrafiche chiave (1 o 2 per unità lito-stratigrafica studiata) sistematicamente integrato con il campionamento per la biostratigrafia;
- analisi modale su un numero relativamente ridotto di campioni per ciascuna unità stratigrafica campionata in considerazione della notevole omogeneità costantemente presentata dai depositi d'avanfossa nord-appenninica (VALLONI *et alii*, 1991; ANDREOZZI & DI GIULIO, 1994; PANDELI *et alii*, 1994);
- per ciascun campione analizzato quantitativamente, effettuazione di una doppia analisi riguardante rispettivamente la Composizione Modale del Totale

Roccia e la Composizione Modale della Frazione Litica dell'Ossatura (per una descrizione di dettaglio di questi diversi livelli analitici si veda DI GIULIO & VALLONI, 1992), in considerazione di quanto ormai consolidato in letteratura, cioè che solo a questo livello di dettaglio analitico è possibile evidenziare le differenze composizionali esistenti tra i diversi sistemi deposizionali torbiditici che si sono succeduti nel tempo nella avanfossa appenninica;

- analisi modale della Composizione del Totale Roccia effettuata sulla base di una scheda analitica standard appositamente predisposta per l'acquisizione di dati petrografici sulle areniti nell'ambito del progetto CARG (CIBIN & DI GIULIO, 2001).

Le analisi modali condotte sono state effettuate secondo una procedura ormai ben collaudata che prevede un doppio conteggio per punti al microscopio ottico polarizzatore tramite tavolino traslatore a incrementi costanti e tali da caratterizzare almeno 250 grani essenziali dell'ossatura, nel caso del conteggio sul totale roccia, e 200 frammenti di roccia a tessitura fine nel conteggio relativo alla sola frazione litica.

I risultati composizionali ottenuti sono sinteticamente illustrati nei paragrafi seguenti.

1.1. - GRUPPO DEL CERVAROLA

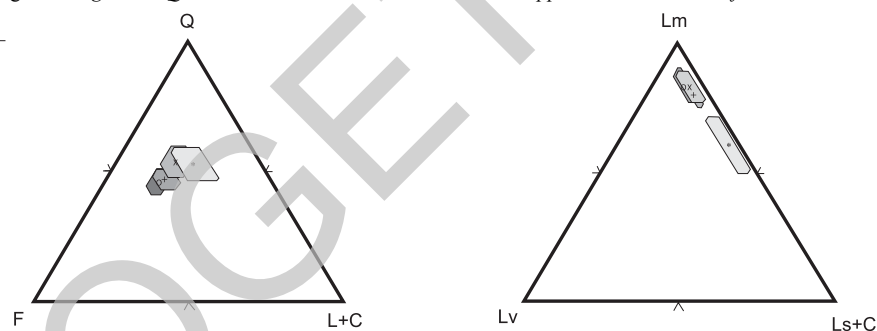
formazione dell'Acquerino

La composizione delle areniti della formazione dell'Acquerino è stata studiata attraverso l'analisi modale di 9 campioni prelevati lungo la sezione Acquerino-Monachino nel membro arenaceo-pelitico che costituisce la parte inferiore dell'unità.

I campioni analizzati mostrano una Composizione Principale moderatamente dispersa intorno a Q46F37L+C17 (fig.4) che consente di definirle come areniti feldspatolitiche (*sensu* DICKINSON,1970); tra i grani essenziali prevalgono quarzo mono e policristallino che complessivamente costituiscono in media circa il 30 % della roccia, K-feldspati e plagioclasi (mediamente 12 e 10 % della roccia rispettivamente) ed i frammenti di rocce metamorfiche a grana fine (mediamente 11 % della roccia), frammenti di rocce granitico-gneissiche (mediamente circa 10% della roccia) e miche (circa 5% della roccia). In subordine, ma costantemente, sono presenti frammenti di rocce sedimentarie (silicolastiche e carbonatiche) e vulcaniche. I costituenti di interstizio sono principalmente costituiti da una matrice argillosa talora abbondante (fino al 10-15 % della roccia in alcuni campioni) e cemento prevalentemente di natura calcitica ed in subordine di natura cloritica.

La Composizione Modale della Frazione Litica dell'ossatura risulta essere mediamente $Lm83Lv6Ls+C11$ (fig.4); tra i frammenti di roccia a tessitura fine risultano particolarmente abbondanti i frammenti metamorfici di grado medio-basso (*s20 slate* e filladi) ed i serpentinoscisti, cui si associano in subordine scisti biotitici, frammenti di rocce sedimentarie sia clastiche che carbonatiche (prevalentemente calcaree), vulcaniti intermedio-basiche e serpentiniti massive.

Fig.4 - Diagrammi $QFL+C$ e $LmLvLs+C$ Riassuntivi del Gruppo del Cervarola: * formazione di



Castiglioni dei Pepoli; x formazione di Stagno; + formazione del Torrente Carigiola; ° formazione dell'Acquerino.

formazione del Torrente Carigiola

Le arenite della formazione del T. Carigiola sono state caratterizzate composizionalmente attraverso l'analisi modale di 11 campioni prelevati nelle sezioni fisicamente correlate affioranti lungo la strada Montepiano-Cavarzano e presso Case dell'Alpi. Degli 11 campioni studiati 3 provengono dai maggiori *megabeds* riconosciuti e cartografati in questa unità, mentre gli altri sono stati prelevati negli strati arenaceo-pelitici che costituiscono la parte preponderante della formazione.

Da questo punto di vista le analisi condotte non hanno evidenziato differenze significative nella composizione dell'ossatura tra megastrati e normale sedimentazione torbiditica; se ne deduce quindi un differente meccanismo di innesco che giustifichi i volumi molto diversi di sedimento mobilizzati, ma una comune area sorgente. Per gli aspetti composizionali quindi megastrati e torbiditi "normali" sono descritti insieme.

La Composizione Principale delle arenite della formazione del T. Carigiola risulta poco dispersa attorno ad un valore medio di $Q47F34L+C19$ (fig.4); si trat-

ta quindi anche in questo caso di areniti feldspatolitiche (*sensu* DICKINSON, 1970). Tra i grani essenziali prevale sempre il quarzo mono e policristallino (complessivamente circa il 30 % della roccia), seguito da feldspati potassici e plagioclasti (mediamente 13% e 7% della roccia) e frammenti di rocce plutonico-gneissiche (in media circa il 15% della roccia) e di metamorfiche a tessitura fine (mediamente 12 % della roccia); in subordine, ma costantemente, sono presenti frammenti di rocce sedimentarie. Tra i costituenti di interstizio è presente e talora abbondante (in particolare nei megastrati) una matrice argillosa assieme a cemento calcitico ed in minor misura cloritico.

La Composizione Modale della Frazione Litica dell'ossatura risulta essere mediamente Lm80Lv5Ls+C15 (fig.4); tra i frammenti di roccia a tessitura fine risultano particolarmente abbondanti i frammenti metamorfici di grado medio-basso (*s20 slate* e filladi), serpentinoscisti, e scisti biotitici, a cui si associano frammenti di rocce sedimentarie prevalentemente calcaree, e più scarse vulcaniti andesitiche.

formazione di Stagno

Nella formazione di Stagno sono stati analizzati complessivamente 20 campioni in considerazione del suo particolare spessore e sviluppo biostratigrafico; di tali campioni 13 sono stati prelevati nel membro arenaceo-pelitico inferiore campionato nella sezione di M. Calvi, i restanti 7 sono stati prelevati nella sezione affiorante lungo il Rio Torto e provengono dal membro pelitico-arenaceo (5 campioni) e dal membro pelitico (2 campioni) che costituisce il *top* dell'unità. I risultati composizionali ottenuti non mostrano differenze significative e quindi la composizione delle areniti della formazione viene descritta unitariamente.

La Composizione Principale delle areniti della formazione di Stagno risulta moderatamente dispersa attorno ad un valore medio di Q54F27L+C19 (fig.4); si tratta quindi anche in questo caso di areniti feldspatolitiche (*sensu* DICKINSON, 1970). Anche in questo caso il quarzo mono e policristallino costituisce circa il 30 % della roccia, i feldspati ne rappresentano mediamente il 17 % (10 e 7% rispettivamente k-feldspati e plagioclasti), i frammenti di rocce metamorfiche a tessitura fine il 12% e quelli di rocce granitico-gneissiche il 10 %. In subordine, ma costantemente, sono presenti frammenti di rocce sedimentarie. Tra i costituenti d'interstizio è piuttosto abbondante la matrice (mediamente 6 % con picchi di oltre il 15), come pure il cemento calcitico (mediamente 5%), è diffuso il cemento cloritico (2.5 % in media) e sono abbondanti le placche di calcite autigena (mediamente 5%).

La Composizione Modale della Frazione Litica dell'ossatura risulta essere mediamente Lm83Lv3Ls+C14 (fig.4); tra i frammenti di roccia a tessitura fine risultano particolarmente abbondanti i frammenti metamorfici di grado medio-basso (*s20 slate* e

filladi), serpentinoscisti, e scisti biotitici, a cui si associano frammenti di rocce sedimentarie prevalentemente calcaree, e più scarse vulcaniti andesitiche.

formazione di Castiglione dei Pepoli

La composizione delle arenarie della formazione di Castiglione dei Pepoli è stata studiata sia su campioni provenienti da sezioni appartenenti alla Sottounità tettonica Castiglione dei Pepoli, dove affiora il membro arenaceo-pelitico, sia su campioni prelevati in sezioni collocate entro la Sottounità tettonica Carigiola, dove è stato distinto il membro arenaceo della formazione. Complessivamente sono stati analizzati 7 campioni provenienti dalla sezione Monte Piano (membro arenaceo), e 16 campioni nel membro arenaceo-pelitico prelevati nelle sezioni Bocca di Rio (6 campioni), 5 campioni presso il bacino del Lago Brasimone e 5 presso Ca' di Landino a sud est di Castiglione dei Pepoli. I caratteri composizionali così come quelli lito e biostratigrafici risultano omogenei nelle due unità e quindi la descrizione verrà fatta unitariamente.

La Composizione Principale delle arenarie della formazione di Castiglione dei Pepoli risulta piuttosto dispersa attorno ad un valore medio di Q53F22L+C25 (fig.4); è caratterizzata quindi da una composizione media litofeldspatica (*sensu* DICKINSON, 1970). Anche in questo caso l'incidenza del quarzo mono e policristallino si aggira intorno al 30 % della roccia, mentre i feldspati calano rispetto alle altre unità descritte incidendo complessivamente per il 12% della roccia, come calano i frammenti di rocce metamorfiche a tessitura fine (mediamente 9 % della roccia) e quelli di rocce granitico-gneissiche (6 %); al contrario aumentano decisamente i frammenti di rocce sedimentarie ed in particolare di quelle carbonatiche che rappresentano in media il 7 % della roccia totale. Tra i costituenti di interstizio complessivamente non molto abbondante la matrice (mediamente 4 % della roccia), mentre risulta decisamente abbondante la calcite autigena (complessivamente 8% della roccia) distribuita tra cemento (5%) e plaghe di sostituzione (3%).

La Composizione Modale della Frazione Litica dell'ossatura risulta essere mediamente Lm61Lv4Ls+C35 (fig.4); anche in questo caso prevalgono i frammenti di rocce metamorfiche di medio-basso grado, ma rispetto alle altre unità stratigrafiche descritte si osserva un deciso incremento delle rocce sedimentarie prevalentemente di tipo calcareo calcari micritici e spatitici.

1.2. - SUCCESSIONE PORRETTA

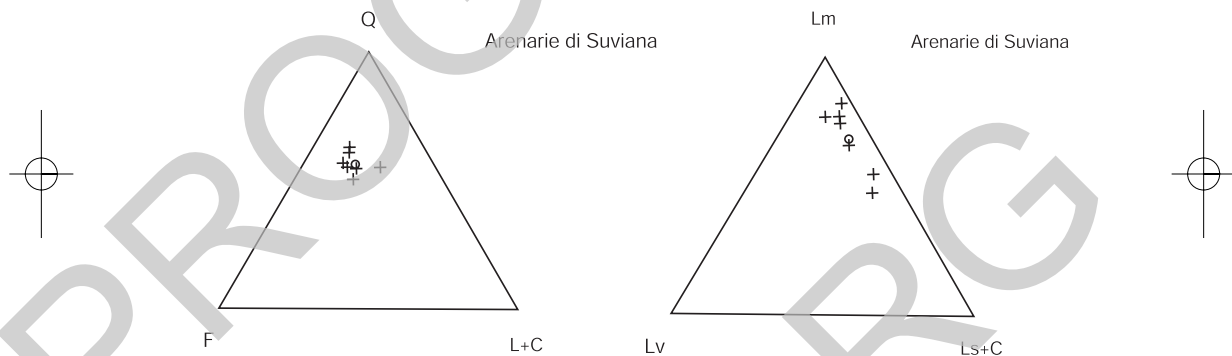
Arenarie di Suviana

A completamento del quadro petrografico, sono state caratterizzate da un punto di vista composizionale anche le Arenarie di Suviana, appartenenti

all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico. A questo scopo sono stati analizzati 7 campioni di arenite provenienti dalle sezioni di M. Baigno e Mad. Del Ponte.

I risultati ottenuti mostrano una Composizione Principale delle Arenarie di Suviana poco dispersa attorno ad un valore medio di Q58F26L+C16 (fig.5), e sono pertanto definibili come arenite feldspatolitiche (*sensu* DICKINSON, 1970). Il quarzo mono e policristallino rappresenta circa il 35% della roccia totale, i feldspati il 14% (10 e 4% rispettivamente k-feldspati e plagioclasti), mentre i frammenti di rocce granitico-gneissiche e di rocce metamorfiche a tessitura fine rappresentano ciascuno circa l'8% della roccia totale; relativamente abbondanti rispetto alle altre arenite descritte risultano i granuli carbonatici intrabacinali rappresentati da bioclasti che mediamente rappresentano il 3% della roccia. Tra i costituenti d'interstizio ed autigeni, risulta relativamente scarsa la matrice (mediamente 3%) ed invece molto sviluppata la calcite di neoformazione sia come cemento (9%), sia come plaghe (5%).

Fig.5 - Diagrammi QFL+C e LmLvLs+C Arenarie di Suviana.



La Composizione Modale della Frazione Litica dell'ossatura risulta essere mediamente Lm70Lv7Ls+C23 (fig.5); tra i frammenti di rocce a tessitura fine risultano assolutamente dominanti i frammenti di rocce metamorfiche di grado medio-basso (filladi, *slate*, serpentinoscisti), seguiti dai frammenti di rocce sedimentarie sia silicoclastiche, sia calcaree.

1.3. - QUADRO COMPOSIZIONALE D'INSIEME DELLE ARENARIE DEL GRUPPO DEL CERVAROLA AFFIORANTI NEL FOGLIO 252

Lo studio delle mode detritiche delle arenite integrato con l'analisi biostrati-

grafica permette di mettere in evidenza l'evoluzione composizionale subita dal detrito che andava accumulandosi nell'avanfossa appenninica nel Miocene inferiore-medio (tab.1). Da questo punto di vista, i dati raccolti mostrano una notevole omogeneità composizionale delle arenarie del Gruppo del Cervarola al livello della Composizione Principale in cui risulta solo una debole tendenza ad spostarsi verso il polo dei litici nelle unità più giovani, con il risultato di portare le Arenarie di Castiglione dei Pepoli a varcare il confine tra areniti feldspatolitiche e areniti liti-cofeldspatiche rappresentato dal valore unitario del rapporto F/L+C (fig.4).

Tab.1- Età e parametri petrologici chiave delle formazioni del Gruppo del Cervarola.

Unità Litostratigrafica	Età biozona	Composizione dell'Ossatura NCE-CE-CI	Composizione Principale QFL+C	Composizione Frazione Litica LmLvLs+C
Formazione di C. DEI PEPOLI	MNN4a?-5a	89 - 8 - 3 6,3 - 4,5 - 2,6	53 - 22 - 25 6,4 - 5,0 - 9,7	61 - 4 - 35 11,3 - 1,9 - 11,1
Formazione di STAGNO	MNN2a-3b	98 - 2 - 0 1,2 - 1,2 - 0,4	54 - 27 - 20 6,1 - 5,6 - 5,5	83 - 5 - 12 6,2 - 2,0 - 6,7
Formazione del T. CARIGIOLA	MNN1 ind.-1d	97 - 2 - 1 1,4 - 1,2 - 0,7	47 - 34 - 19 3,7 - 4,1 - 4,7	80 - 5 - 15 5,2 - 1,2 - 5,5
Formazione dell'ACQUERINO	MNP25a?-MNN3b	99 - 1 - 0 1,3 - 0,5 - 0,9	46 - 37 - 17 4,6 - 5,1 - 3,3	83 - 6 - 11 6,2 - 2,3 - 4,9

Assai più evidente risulta l'evoluzione composizionale a livello della Composizione della Frazione Litica dell'Ossatura che mostra un progressivo spostamento nel tempo delle mode detritiche lungo il lato Lm-Ls+C del diagramma LmLvLs+C, a testimonianza di un progressivo arricchimento del detrito in frammenti di rocce sedimentarie, prevalentemente costituite da calcari micritici e spartitici, a scapito dei frammenti di rocce metamorfiche. Questo *trend* composizionale si inserisce perfettamente nel trend noto dalla letteratura alla scala della catena per l'insieme dei depositi torbiditici oligo-miocenici dell'avanfossa appenninica (ANDREOZZI & DI GIULIO, 1994, con bibliografia).

PROGETTO
CARG

APPENDICE 2

MESOSTRUTTURE DELLE UNITÀ TETTONICHE LIGURI E DELL'UNITÀ TETTONICA SESTOLA-VIDICIATICO

Le caratteristiche alla scala dell'affioramento delle formazioni a dominanza argillosa appartenenti sia alle diverse unità tettoniche liguri (formazioni pre-flysch dell'Unità tettonica Leo e Formazione di Sillano dell'Unità tettonica Morello) sia all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico presenti nel Foglio 252 sono molto simili tra loro e dipendono dalla loro diversa litologia, ma soprattutto dal diverso rapporto tra lo spessore degli strati competenti e quello degli strati incompetenti nella successione originaria. Questo fatto è una riprova che l'ambiente e le condizioni in cui queste unità sono state deformate era del tutto analogo ed analoga deve considerarsi la loro storia deformativa. Pertanto, indipendentemente dalle varie suddivisioni litostratigrafiche eseguite, tutte queste formazioni, da un punto di vista strutturale, possono essere distinte in due tipi base di unità rappresentate:

- dall'alternanza di letti calcarei e pelitici;
- dall'alternanza di letti prevalentemente pelitici.

Il primo tipo di unità è tipicamente rappresentato dalle Argille a Palombini, dalla Formazione di Sillano e dall'unità *argilloso-calcareo* dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico. Il secondo tipo di unità è rappresentato dalle Argille varicolori di Grizzana Morandi e dalle Argilliti di Masinara.

In generale queste diverse formazioni, allo stato indeformato, sono caratterizzate dall'alternanza di letti a diverso grado di competenza, con netta prevalenza per spessore dei litotipi pelitici incompetenti rispetto ai litotipi competenti

intercalati. Alla scala dell'affioramento queste unità presentano quasi costantemente una struttura a "blocchi in pelite", ben distinguibile dalla tessitura a "clasti e blocchi in matrice" che caratterizza le breccie argillose originate da meccanismi deposizionali legati a frane sottomarine per colata (depositi di *mud flow* e *debris flow*) per la mancanza di una matrice clastica: il materiale pelitico che contiene i blocchi di materiale competente, infatti, è esclusivamente formato dalla pelite deformata (da un clivaggio scaglioso) che allo stato indeformato separava i letti competenti da quelli incompetenti. Queste caratteristiche strutturali fanno sì che tali unità siano prive di strati lateralmente continui e non mantengano più l'originario ordine stratigrafico interno. Pertanto esse non conservano i contatti stratigrafici primari con le unità sovrastanti, sottostanti e laterali e la composizione dell'originaria successione stratigrafica non può essere ricostruita direttamente in base ai rapporti fisici direttamente visibili sul terreno, ma attraverso prove indirette che lasciano sempre aperte notevoli incertezze.

Caratteristica comune a tutte le unità a dominanza argillosa, oltre alla struttura a "blocchi in pelite" alla scala dell'affioramento, è la presenza di una "stratificazione" tettonica (foliazione mesoscopica) messa in evidenza dall'allineamento preferenziale dei blocchi non equidimensionali di materiale competente, dal clivaggio scaglioso presente nella pelite e da segmenti di strato o di pacchi di strati poco deformati. Per tutte le unità litostratigrafiche distinte lo stato indeformato e le caratteristiche primarie sono comunque quasi sempre controllabili nei rari affioramenti in cui la stratificazione è ancora riconoscibile, gli strati sono lateralmente continui e la sequenza stratigrafica è mantenuta. Invariabilmente ciò accade quando il rapporto tra lo spessore dei letti competenti e letti incompetenti è superiore all'unità. Qui di seguito sono descritte le principali caratteristiche strutturali mesoscopiche dei due tipi principali di unità sopra distinte, caratteristiche sistematicamente trascurate dalla letteratura geologica precedente. Sulla base dei rapporti intercorrenti tra la Successione epiligure e le Liguridi e tra l'unità argilloso-calcareo e la Successione Modino, tutte le mesostrutture rinvenute sono sicuramente da imputare alla fase ligure (Eocene inf.-medio). Le fasi tettoniche successive hanno originato per lo più strutture cartografabili che non possiedono caratteri di penetratività alla scala dell'affioramento.

Stile strutturale delle unità costituite dall'alternanza di letti calcarei e pelitici

Le unità costituite dall'alternanza di letti calcarei e pelitici, nell'area del Foglio, sono rappresentate dalle Argille a Palombini, dalla Formazione di Sillano e dall'unità *argilloso-calcareo* dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico. Queste unità nei rarissimi affioramenti in cui sono conservate le caratteristiche primarie

(corrispondenti sistematicamente a litofacies in cui lo spessore dei letti pelitici è inferiore a quello dei letti calcarei), appaiono costituite dall'alternanza di argille fissili e di strati di calcilutiti risedimentate, indeformate alla scala dell'affioramento o con pieghe mesoscopiche da chiuse ad isoclinali. Se, tuttavia, si escludono questi affioramenti che sono da considerarsi eccezionali, normalmente queste unità, indipendentemente dall'orientazione dell'affioramento, appaiono come un corpo apparentemente caotico in cui gli originari letti calcarei sono frammentati e ridotti a blocchi isolati di varie forme e dimensioni, dispersi in una massa pelitica deformata con un pronunciato clivaggio scaglioso pervasivo.

I blocchi calcarei in tutti gli affioramenti possiedono in sezione dimensioni e forme differenti, ma a tre dimensioni tendono a prevalere forme prismatiche a sezioni rettangolari o grossolanamente lenticolari. In questi blocchi sono ben conservate strutture sedimentarie, interne ed esterne agli strati, che permettono di stabilire non solo la polarità stratigrafica di ciascun blocco, ma anche il fatto che ognuno di questi rappresenta un segmento intatto di un singolo strato.

Visti in sezioni trasversali alle superfici di stratificazione, le terminazioni laterali dei blocchi calcarei possono avere forme squadrate o lenticolari.

Le terminazioni squadrate dei blocchi a sezione rettangolare sono determinate o da fratture di taglio estensionali a basso o ad alto angolo rispetto alla stratificazione (fig. 6a-b) o da fratture di estensione perpendicolari alla stratificazione stessa (fig. 6c-d): ciò è testimoniato spesso dalla presenza di rivestimenti di calcite (spatica a mosaico, a palizzata o fibrosa) sulla superficie della terminazione che rappresentano originarie vene private di uno dei due labbri (fig. 6d), o dalla presenza di striature, di solchi e scanalature meccaniche e di gradini di calcite fibrosa.

Le terminazioni di forma grossolanamente lenticolare dei blocchi calcarei si sono formate in modi differenti (fig. 6e-h) e possono essere dovute:

- 1) ad una diffusa cataclasi degli angoli vivi dei blocchi con formazione di una breccia ricementata (fig. 6e);
- 2) alla forma ereditata dall'intersezione tra due (fig. 6f) o più fratture di taglio estensionali coniugate (fig. 6g);
- 3) alla rottura con traslazione o con rotazione rigida del cuneo originato da una singola frattura di taglio estensionale (fig. 6h).

Mentre le terminazioni squadrate conservano la geometria della superficie di separazione originaria, le forme lenticolari, invece, nella maggior parte dei casi sono dovute a deformazioni successive alla separazione ed allontanamento dei blocchi causate dall'azione di rifluimento della pelite negli spazi vuoti creatisi in seguito alla separazione stessa.

In tutti gli affioramenti si possono rinvenire resti di pieghe da serrate ad isoclinali, per lo più rappresentate da singole cerniere isolate, ed osservare un

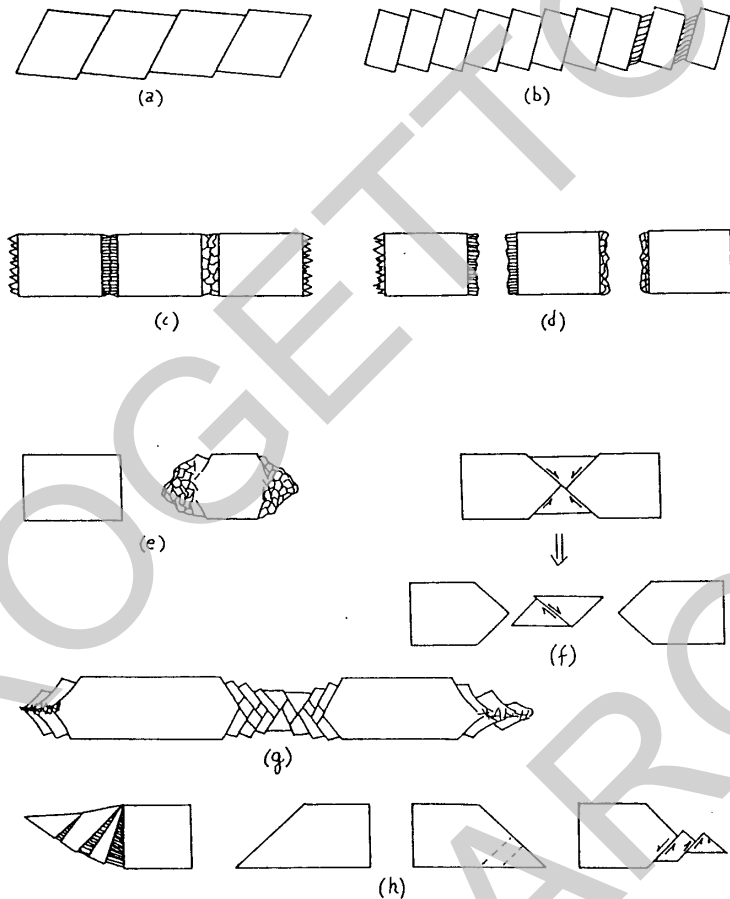


Fig.6 - Rappresentazione schematica delle diverse geometrie delle terminazioni dei boudins nelle unità costituite dall'alternanza di letti calcarei e pelitici ereditata dai meccanismi che hanno portato alla separazione dei letti competenti e dalle deformazioni successive indotte dal rifluimento della pelite nei vuoti creatisi in seguito alla separazione stessa. a) Fratture di taglio estensionali; b) Struttura a domino con fratture di taglio e di modo misto (parte destra della figura); c) Le terminazioni squadrate nei boudins a sezione rettangolare possono essere ereditate da diaclasi (joints di taglio e di estensione) perpendicolari ad So oppure, come rappresentato nella figura, da fratture di estensione con vene di calcite fibrosa, a mosaico o a palizzata; d) Superfici di terminazione dei boudins rivestite da vene di calcite fibrosa, a palizzata ed a mosaico; e) Cataclasi degli spigoli vivi delle superfici di terminazione del boudin con formazione di una breccia e di un apice lenticolare. f) Formazione di apici cuneiformi ereditati dall'intersezione di una coppia di fratture di taglio coniugate. g) Apici lenticolari ereditati da più fratture di taglio coniugate planari o listriche. h) Due tipi di possibili deformazioni del cuneo ereditato da una singola frattura di taglio che portano alla formazione di un apice lenticolare: a destra rottura del cuneo attraverso delle fratture di taglio, a sinistra rottura e rotazione del cuneo per mezzo di fratture di estensione riempite da calcite fibrosa o a mosaico.

allineamento preferenziale dei blocchi non equidimensionali che definisce una stratificazione tettonica o foliazione mesoscopica penetrativa, assecondata dal clivaggio scaglioso presente nella pelite che li contiene: questa struttura planare mesoscopica ha una persistenza alla scala della carta geologica; normalmente presenta inclinazioni molto basse ed è subconcordante con l'assetto della sovrastante Successione epiligure quando questa è presente.

Tipicamente le linee di cerniera dei resti di pieghe sono statisticamente disposte secondo due orientazioni preferenziali, tra loro ad alto angolo od ortogonali e le loro superfici assiali sono parallele alla stratificazione tettonica. A luoghi si possono rinvenire singoli frammenti di letti (soprattutto di sottili strati di siltiti e di arenarie risedimentate originariamente intercalati negli interstrati pelitici) che mostrano due generazioni di pieghe decimetriche sovrapposte con linee di cerniera disposte ortogonalmente o ad alto angolo; questi letti arenacei mostrano evidenze che la deformazione si è verificata in condizioni di pre-litificazione.

I blocchi calcarei non sono internamente indeformati, ma presentano diversi tipi di strutture fragili (sistemi di diaclasi di taglio e di estensione; fratture di estensione ortogonali alla stratificazione con vene di calcite di diverso spessore; sistemi di fratture di taglio estensionali). Tutte queste strutture non penetrano la pelite degli interstrati e sono limitate al materiale competente. Le vene di calcite sono distinguibili in due tipi fondamentali in base alle loro dimensioni ed alle loro caratteristiche geometriche: (1) microvene con spessori da frazioni di millimetro a millimetriche e (2) macrovene con spessori da plurimillimetriche a pluricentricimetriche. Le microvene, pur essendo disposte preferenzialmente ad altissimo angolo rispetto ad S_0 , possiedono un assetto incostante ed una geometria anastomizzante e sono la struttura più antica presente all'interno dei blocchi calcarei poiché appaiono dislocate sia dai sistemi di diaclasi, sia dalle macrovene e dai sistemi di fratture di taglio estensionali (vedi più avanti).

Le macrovene, da plurimillimetriche a pluricentricimetriche, sono chiaramente ordinate in famiglie di orientazione costante e sono costituite di calcite fibrosa o di calcite spatca. I sistemi di vene di calcite fibrosa sono ordinati secondo due orientazioni preferenziali, non isocrone, ad altissimo angolo tra loro e, molto spesso, sono ortogonali facendo così assumere al blocco calcareo, se visto nel piano di stratificazione, un caratteristico aspetto a tavoletta di cioccolato. Le fibre di calcite in queste vene sono per lo più rettilinee e raramente sigmoidali, normalmente ortogonali o subperpendicolari ai labbri della frattura e sempre parallele o subparallele ad S_0 . Queste strutture indicano chiaramente che la stratificazione primaria ha subito una generale estensione parallelamente a sè stessa; l'estensione massima si è verificata lungo due direzioni ad alto angolo tra loro che corrispondono alla direzione ed alla immersione della foliazione mesoscopica.

La presenza di due direzioni di estensione tra loro tendenzialmente ortogonali, lungo direzione e lungo immersione della stratificazione tettonica, e di età diversa, è confermata anche da altre strutture fragili. Si tratta di fratture di taglio estensionali (fig.6b) ordinate in due sistemi tra loro ortogonali ad alto angolo rispetto ad S_0 . Questi sistemi di fratture impartiscono ai blocchi calcarei, visti in sezione trasversale ad S_0 , o una caratteristica forma asimmetrica a gradinata singola o a domino (fig.6b), oppure una forma simmetrica a doppia gradinata dovuta alla presenza di due sistemi di fratture di taglio estensionali, prevalentemente concentrate alle terminazioni dei blocchi ed a luoghi di forma listrica (fig.6g). È in buona parte a questi sistemi di fratture di taglio che si deve la formazione degli apici e delle terminazioni assottigliate dei blocchi calcarei. L'osservazione di questi sistemi di fratture estensionali sulla superficie di stratificazione mostra delle relazioni di sovrapposizione indicanti che le due direzioni di estensione ed allungamento, tra loro ad altissimo angolo, registrate da queste strutture non sono isocrone.

Rapporti di sovrapposizione direttamente osservabili sul terreno tra cerniere di pieghe, microvene, macrovene e fratture di taglio estensionali sono rari, ma in diversi casi è possibile documentare che le microvene ed i sistemi di diaclasi sono costantemente ripiegati sia dalle cerniere parallele alla immersione della stratificazione tettonica, sia dalle cerniere parallele alla direzione della stratificazione tettonica.

Sulle superfici S_0 degli strati calcarei possono essere presenti lineazioni date da solchi e striature meccaniche, più raramente da sottilissimi accrescimenti di calcite fibrosa in scalini. A luoghi, sulle superfici di strato, sono presenti due generazioni sovrapposte di lineazioni meccaniche che si intersecano ad alto angolo.

In alcuni affioramenti sono presenti vene tabulari di calcite fibrosa parallele ad S_0 con fibre perpendicolari ad S_0 ripiegate da pieghe metriche da serrate ad isoclinali.

Tutte le mesostrutture presenti negli strati carbonatici delle Argille a Palombini, della Formazione di Sillano e dell'unità *argilloso-calcareo* indicano che:

- essi hanno subito una estensione parallela alla stratificazione;
- i blocchi calcarei isolati all'interno della massa pelitica sono dei reali *boudins* generati da una estensione nel piano di stratificazione;
- il *boudinage* è di tipo fragile nei litotipi calcarei, già diagenizzati al momento della deformazione, e di tipo "duttile" o in quelli arenitici che erano ancora privi di cementazione;
- esistono due direzioni di estensione nel piano di stratificazione, non contemporanee e tra loro perpendicolari o quasi perpendicolari, indicanti che il *boudinage* si è verificato almeno in due stadi successivi differenti;
- esistono indizi importanti che portano a ritenere che le cerniere isolate di pieghe isoclinali, o le pieghe senza radici, non siano il frutto di meccanismi di

taglio paralleli alla stratificazione, ma il risultato di fasi plicative interessanti l'intera formazione come dimostrato dall'esistenza, in rari affioramenti ancora stratigraficamente ordinati, di pieghe da metriche a pluridecametriche, spesso isoclinali, dal rinvenimento di singoli letti con pieghe sovrapposte e dall'alternanza di allineamenti di *boudins* diritti e rovesciati;

- le due direzioni di estensione non contemporanee giacenti nel piano di stratificazione sono probabilmente il risultato di due generazioni di pieghe isoclinali sovrapposte che hanno portato alla trasposizione della stratificazione alla scala dell'affioramento, al *boudinage* degli strati calcarei tramite la produzione di sistemi ortogonali di fratture di estensione e di fratture di taglio estensionali ed alla formazione dei due sistemi di cerniere isolate di pieghe che si rinvencono sistematicamente in ogni affioramento, orientate lungo immersione e lungo direzione della stratificazione tettonica. Una interpretazione di questo tipo, già avanzata da BETTELLI *et alii* (1994; 1996a), sembra in grado di spiegare tutte le mesostrutture osservate e le loro relazioni di sovrapposizione verificate sul terreno. Prove decisive a sostegno di una tale ipotesi non possono essere rinvenute basandosi esclusivamente sugli affioramenti presenti nel Foglio 252. Al di fuori dell'area del Foglio l'unico affioramento che mostra la sovrapposizione di due generazioni di pieghe isoclinali ortogonali di dimensioni pluridecametriche è quello descritto da BETTELLI *et alii* (1994; 1996a) a NE di Guiglia che ricade al confine tra il Foglio 219 ed il Foglio 220.

Evoluzione strutturale. Nelle unità caratterizzate dall'alternanza di letti calcarei e pelitici sembra, pertanto, che sia possibile ricostruire la seguente successione cronologica relativa alla formazione delle strutture mesoscopiche osservate:

- formazione delle vene di calcite fibrosa parallele ad S_0 (con fibre perpendicolari ad S_0) e delle microvene, generate probabilmente da sovrappressione dei fluidi le prime e da fratturazione idraulica le seconde, quando i letti erano ancora orizzontali e indeformati;
- formazione di diaclasi sistematiche di taglio in sistemi coniugati;
- piegamento isoclinalo accompagnato dal *boudinage*, simmetrico od asimmetrico, dei letti competenti sviluppatosi sui fianchi delle pieghe e per effetto dello stesso piegamento;
- nuovo piegamento con pieghe da chiuse ad isoclinali, con assi approssimativamente a 90° dal precedente, e ripiegamento di tutte le strutture orientate favorevolmente (diaclasi, vene di estensione e fratture di taglio estensionali associate alle pieghe di prima generazione), *boudinage* secondo una direzione ad alto angolo rispetto a quella determinata dalla prima fase plicativa. Il clivaggio scaglioso con caratteri penetrativi presente nella pelite, in questo quadro, può essere il risultato

della concentrazione degli sforzi di taglio generati da un piegamento di tipo flessurale con scorrimento tra gli strati causato dall'elevato contrasto di competenza tra letti calcarei e letti pelitici e dallo spessore disomogeneo degli strati calcarei.

Stile strutturale delle unità caratterizzate dall'alternanza di letti prevalentemente pelitici

Le unità litostratigrafiche liguri caratterizzate dalla presenza quasi esclusiva di letti pelitici nell'area del Foglio sono rappresentate da affioramenti sparsi e di limitata estensione appartenenti alle Argille varicolori di Grizzana Morandi ed alle Argilliti di Masinara. Sulla base dei caratteri mesostrutturali possono essere distinti due tipi fondamentali di unità:

- unità coerenti, in cui è ancora riconoscibile la stratificazione primaria (S_0) e gli strati sono lateralmente continui;
- unità incoerenti, in cui la stratificazione primaria o non è più riconoscibile o lo è solo per brevissimi tratti ed in cui si ha un netto sviluppo di una marcata stratificazione tettonica mesoscopica.

Unità coerenti. Le unità coerenti, alla scala dell'affioramento, sono ovunque caratterizzate da pieghe da metriche a decametriche complesse con differenti stili in funzione della litologia e dello spessore dei letti piegati. Accanto a pieghe da chiuse ad isoclinali di tipo simile con sviluppo da metrico a decametrico è possibile, infatti, rinvenire pieghe metriche di tipo *chevron* con vari gradi di apertura e pieghe molto irregolari da disarmoniche a convolute. Indipendentemente dallo stile di deformazione mostrato, i letti costituiti dai materiali più competenti (calcilutiti, siltiti, arenarie, ecc.), che saltuariamente si rinvergono all'interno delle peliti, sono sempre discontinui e ridotti a blocchi isolati con separazioni notevolissime, benché la continuità di quelli pelitici venga mantenuta. I litotipi calcarei mostrano strutture di deformazione interne di tipo fragile del tutto analoghe a quelle già descritte per le alternanze di letti calcarei e pelitici: queste strutture indicano che il *boudinage* si è verificato secondo due direzioni quasi ortogonali, non contemporanee, nel piano S_0 quando i letti erano già completamente diagenizzati. Molti *boudins* arenacei mostrano invece di aver subito lo stesso meccanismo estensionale in condizioni di prelitificazione. La continuità mostrata dai letti pelitici e la discontinuità, invece, di quelli competenti indica che l'estensione parallela ai letti è stata accomodata in questi litotipi da una diminuzione di volume, cioè da una riduzione di spessore dei letti pelitici.

In molti affioramenti è possibile verificare che, lungo sezioni orientate parallelamente alle linee di cerniera di certi gruppi di pieghe, si hanno pieghe con linee di cerniera ortogonali alle prime ed in alcune esposizioni è possibile rinvenire pieghe ortogonali sovrapposte a carico di singoli strati o gruppi di strati costitui-

ti da litotipi competenti. Sui fianchi delle pieghe chiuse o isoclinali si può sviluppare un intenso *boudinage* che, a seconda del contrasto di competenza tra i letti a diversa composizione litologica, può essere di tipo fragile o duttile, a luoghi con formazione di strutture da strozzamento duttile (struttura *pinch and swell*). Nelle zone di cerniera, a causa del diverso spessore dei letti piegati, si possono formare vari tipi di strutture di aggiustamento o accomodamento (*accommodation structures*) rappresentate da superfici di taglio interstratali cieche, parallele ai fianchi e terminanti in cerniera (*limb thrusts*), da cerniere a forma bulbosa o a carena, ecc. Caratteristico è l'ispessimento dei letti che si verifica in corrispondenza delle cerniere delle pieghe di tipo simile e nelle quali si sviluppa un accentuato clivaggio scaglioso a forma di ventaglio divergente verso l'intradosso e delle micropieghe (di dimensioni millimetrico-centimetriche) che ripiegano sia la fissilità primaria sia il clivaggio scaglioso stesso. Un accentuato clivaggio scaglioso sub-parallelo ad S_0 si sviluppa anche sui fianchi delle pieghe, tra uno strato e l'altro, sia in presenza sia in assenza di documentabili superfici di taglio interstratali cieche.

All'interno delle unità coerenti, a luoghi, sono presenti zone prive di limiti ben definiti con stili di deformazione molto complessi, caratterizzate da pieghe metriche convolute e disarmoniche (pieghe reomorfiche), pieghe senza radici e cerniere di pieghe isolate a cui si associa un intenso *boudinage* con conseguente perdita della continuità laterale degli strati. Queste zone ad intensa deformazione sono tipicamente caratterizzate dallo sviluppo di un clivaggio scaglioso pervasivo, parallelo ad S_0 in ogni punto della piega ove questa sia ancora riconoscibile.

In molti affioramenti è possibile osservare l'esistenza di nette superfici di taglio mesoscopiche che tagliano le unità a pieghe accostando volumi con pieghe a diversa orientazione o con stili differenti. In aree al di fuori del Foglio sono state osservate anche strutture di intrusione e dicchi di iniezione che tagliano i fianchi delle pieghe ad alto angolo e le stesse superfici di taglio sopracitate (BETTELLI *et alii*, 1994, 1996; cfr. Note Illustrative Foglio 219).

Queste strutture indicano che almeno alcuni orizzonti pelitici possedevano una elevata mobilità anche dopo che si era già verificata una importante deformazione con pieghe e superfici di taglio e che con ogni probabilità questi possedevano ancora una rilevante quantità di fluidi.

Unità incoerenti. Le unità incoerenti sono dei corpi molto deformati e privi di organizzazione stratigrafica interna. In queste unità la stratificazione primaria (S_0) non è più riconoscibile o lo è solo per brevissimi tratti e per estensioni da decimetriche a metriche. La struttura mesoscopica più appariscente è data da regolari e più o meno marcate superfici di taglio tendenzialmente planari, di

estensione da plurimettrica a pluridecametrica, che si intersecano tra loro sotto bassi angoli determinando un andamento tipicamente anastomizzante (una sorta di "stratificazione" tettonica incrociata). Queste superfici di taglio suddividono la roccia in corpi allungati di dimensioni variabilissime (da metrici a pluridecametrici) che in sezione assumono forme che variano da stratiformi, a losanga, a trapezoidali o a lenticolari. Gli assi maggiori di questi corpi allungati tendono ad essere marcatamente subparalleli e ciò impartisce all'affioramento una accentuata stratificazione tettonica persistente anche alla scala della carta geologica. I singoli volumi pelitici, delimitati dalle superfici di taglio, sono internamente molto deformati e caratterizzati da un clivaggio scaglioso penetrativo alla scala del campione che può essere sia parallelo o subparallelo alle superfici di taglio mesoscopiche, sia nettamente discordante anche se di solito con angoli bassi. Gli originali singoli strati pelitici alternati di diverso colore sono stirati e laminati e ridotti a bande discontinue ed irregolari allineate secondo il clivaggio scaglioso.

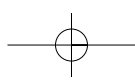
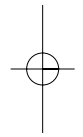
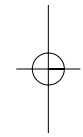
All'interno di ogni singolo volume deformato, delimitato dalle superfici di taglio, si possono rinvenire singoli spezzoni di strato o pacchi di strati ancora in successione, cerniere isolate di pieghe e pieghe senza radici da molto irregolari ad isoclinali.

I rapporti tra le unità incoerenti e quelle coerenti sono spesso difficilmente definibili in affioramento, ma in molti casi, ove questi siano direttamente controllabili, i due tipi di unità mostrano di essere messi a contatto attraverso una netta superficie di taglio, spesso con alti angoli rispetto ai fianchi delle pieghe. In altri casi il passaggio tra le unità coerenti ed incoerenti sembra, invece, molto graduale.

In generale, si può pertanto concludere che i multistrati pelitici delle Liguridi mostrano di aver subito una intensa deformazione plicativa, con pieghe spesso disarmoniche, prima di venire successivamente smembrati attraverso superfici di taglio a formare le unità incoerenti. Queste superfici di taglio sono morfologicamente molto diverse dalle faglie fragili tardive che si rinvencono in questi stessi litotipi e si sono probabilmente formate quando le peliti non erano ancora completamente diagenizzate ed erano ancora ricche in fluidi, come d'altra parte testimoniato, in aree adiacenti, dalla presenza di dicchi di iniezione successivi a queste superfici di taglio e dalla tendenza alla espulsione mostrata da certi nuclei di pieghe.

Evoluzione strutturale. Non esistono elementi per ritenere che il diverso stile di deformazione di queste unità pelitiche corrisponda ad una storia deformativa diversa da quella delle altre unità: in particolare, le Argille varicolori di Grizzana Morandi e le Argille a Palombini erano tra loro legate probabilmente da parziali rapporti di eteropia e non vi è quindi dubbio che abbiano partecipato alle stesse

vicissitudini tettoniche. Il differente stile osservato è pertanto esclusivamente imputabile alle differenti caratteristiche litologiche, alla loro bassa permeabilità che ha permesso di trattenere più a lungo i fluidi e al fatto che, trattandosi delle unità più recenti della successione, sono state deformate quando il loro grado di diagenesi era incompleto. A questo si può aggiungere che essendo le unità immediatamente sottostanti ai Flysch ad Elmitoidi devono aver maggiormente risentito dei fenomeni di taglio legati al piegamento disarmonico ed allo scollamento di quest'ultimi.



BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1976) - *Norme generali per il rilevamento e la compilazione della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*, Boll. Serv. Geol. D'Italia Vol. **XCVII**: 259-320
- ABBATE E. (1969) - *Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro "Aucti") ed i terreni sovrastanti (Appennino modenese e bolognese). - Dati preliminari*. Boll. Soc. Geol. It., **88**(4): 637-644.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1970a) - *Olistostromes and olistolith*. In: SESTINI G. (Ed.) *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Ed. Sedim. Geol., **4**: 521-557.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970b) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. In: SESTINI G. (Ed.) *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedimentary Geology, **4**: 207-249.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & SAGRI M. (1981) - *An approach to olistostromes interpretation*. I.A.S., 2nd European Regional Meeting, Bologna (Italy), 1981. Excursion guidebook. Tecnoprint, Bologna.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., MARCUCCI M., PASSERINI P. & PRINCIPI G. (1994a) - *Genetic models for the Northern Apennines ophiolites: a discussion in the light of radiolarian biostratigraphy*. *Ofioliti*, **19**(2b): 333-347.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P., PRINCIPI G. & TREVES B. (1994b) - *Oceanisation processes and sedimentary evolution of the Northern Apennine Ophiolite suite: a discussion*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48**: 117-136.
- ABBATE E. & BRUNI P. (1987) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine nord-appenninico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **39**: 19-34.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. SESTINI (Ed.) *Development of the Northern Apennines geosyncline*. *Sedim. Geol.*, **4**: 251-340.
- ABBAZZI L., BENVENUTI M., ROOK L. & MASINI F. (1995) - *Biochronology of the Mugello intermontane basin (Northern Apennines, Italy)*. *Il Quaternario*, **8**: 5-10.
- AIELLO I.W. (1994) - *Stratigraphy of the Mt. Alpe Cherts in Eastern Liguria, Italy*. *Ofioliti*, **19**(2a): 301-306.
- AMADESI E. (1964) - *Nuove ricerche nei dintorni di Porretta Terme (Bologna)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **83**, (1): 213-222.
- AMADESI E. (1965) - *Ricerche geologiche nei dintorni di Lizzano in Belvedere (Bologna)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **86**: 1-17.
- AMADESI E. (1966) - *Considerazioni generali sulla stratigrafia e l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli*. *Gior. Geol.* **34**: 411-466.
- AMADESI E. (1968) - *Schema strutturale e tettonico dell'Appennino settentrionale (versante emiliano) fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli*. *Giorn. di Geol.*, ser.2, **34**(2): 353-380.
- AMADESI E. & MARABINI F. (1967) - *Lineamenti strutturali e tettonici dell'Appennino Settentrionale fra l'Abetone e Fanano*. *Gior. di Geol.*, ser. 2a, **34**: 1-13.
- 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.
- 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., 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. - (1996) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 355-367.
- ANDREOZZI A. (1989) - *Stratigrafia fisica delle arenarie del Cervarola (settore NW - Appennino Sett.) e relative osservazioni biostratigrafiche basate sui Nannofossili calcarei*. Tesi di Dottorato. Università di Parma.
- ANDREOZZI M. & DI GIULIO A. (1994) - *Stratigraphy and petrography of the Mt. Cervarola Sandstones in the type area, Modena Province*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 351-360.
- ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1994) - *Subsurface well data in the Northern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 461-471
- AZZAROLI A. (1953) - *Appunti sulla serie di Loiano*. Boll. Soc. Geol. It., **72**: 27-32 .
- AZZAROLI A. (1977) - *The Villafranchian Stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary*. Giorn. Geol., **41**: 61-79.
- BALDACCI & PLESI (1989) - *Sul significato della Finestra tettonica di Soraggio e sui rapporti fra i flysch arenacei oligo-miocenici lungo la sezione Valle di Soraggio - M. Cusna - M. Prampa..* Mem. Soc. Geol. It., **39**: 46-56.
- BALLY A.W. & SNELSON S. (1980) - *Realms of subsidence*. In: MIALI A.D. (Ed.), *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*. Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir, **6**: 9-94.
- BARTOLINI C. & PRANZINI G. (1981) - *Plio-Quaternary evolution of the Arno basin drainage*. Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl., **BD 40**: 77-91
- BENDIK A.M., BOCCALETTI M., BONINI M., POCCIANTI C. & SANI F. (1994) *Structural evolution of the outer Apennine chain (Firenzuola-Città di Castello sector and Montefeltro area, Tuscan-Romagnan and Umbro-Marchean Apennine)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 515-522.
- BENVENUTI M. (1997) - *Physical stratigraphy of the fluvio-lacustrine Mugello Basin (Plio-Pleistocene, northern Apennines)*. Giorn. Geol., Serie 3, Vol. **59**/1-2: 91-111.
- BERGGREN W.A., DENNIS V. KENT, SWISHER C.C. III & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy*. In: BERGGREN W.A., KENT D.V., AUBRY M.P. & HARDENBOL J. (Eds). *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publi., **54**: 39-55.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1987) - *I flysch terziari del crinale appenninico (Macigno, Modino, Cervarola)*. In: *La geologia del versante padano dell'Appennino settentrionale - Guida alla Escursione*, 1-16. Convegno della Società Geologica Italiana, Modena, 25-27 Maggio 1987. Istituto di Geologia - Università di Modena, STEM Mucchi, Modena.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1989a) - *Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenaria di M. Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 1-18.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1989b) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 91-126.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1989c) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 215-246.
- 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. & PANINI F. (1985a) - *Tettonica sinsedimentaria nella successione postorogena ligure del M. Stadola (Appennino settentrionale - Prov. di Reggio Emilia)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **115** (1984): 91-106 .

- BETTELLI G. & PANINI F. (1985b) - *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) - *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. & PANINI F. (1992b) - *Liguridi, mélanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la "linea del Sillaro" (Appennino settentrionale, provincie di Firenze e Bologna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 387-415.
- 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, 1994.
- BETTELLI G., CAPITANI M. & PANINI F. (1996a) - *Origine della struttura a "blocchi in pelite" e dell'estensione parallela alla stratificazione nelle formazioni smembrate liguri del Supergroup del Baganza affioranti nel settore sudorientale dell'Appennino emiliano*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi, **15**, Miscellanea Geologica: 261-298.
- BETTELLI G., CAPITANI M., PANINI F. & PIZZIOLLO M. (1996b) - *Le rocce caotiche dell'Appennino emiliano: metodi sperimentali di rilevamento stratigrafico, esempi e nomenclatura*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi, **15**, Miscellanea Geologica: 189-220.
- BETTELLI G., BONAZZI U., CAPITANI M., FAZZINI P., FIORONI C., FREGNI P., GASPERI G., PANINI F. & PIZZIOLLO M. (in stampa) - *Note illustrative al Foglio 236 "Pavullo nel Frignano" della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000*.
- BERTACCHINI M., GELMINI R. & PONZANA L. (1987) - *Le Arenarie di Monte Cervarola: caratteri sedimentologici e petrografici di alcune sezioni dell'Appennino modenese*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 35-47.
- BOCCALETTI M., COLI M., NAPOLEONE G. (1977) - *Nuovi allineamenti strutturali da immagini LANDSAT e rapporti con l'attività sismica negli Appennini*. Boll. Soc. Geol. It **96**: 679-694.
- BOCCALETTI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A., & ZANZUCCHI G. (1987) - *Note illustrative alla Carta strutturale dell'Appennino settentrionale a scala 1:250.000*. Tipografia senese.
- BOCCHI G., CALANCHI 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.
- BONATTI S. (1938) - *La roccia granitoide del Sasso di Castro (Passo della Futa)*. Atti Tosc. Sc. Nat., Mem., **47**: 1-16.
- 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.
- BORTOLOTTI V. (1962a) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(2): 225-314.

- BORTOLOTTI V. (1962b) - *Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (ofioliti e Alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(1): 1-50.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Osservazioni preliminari sulla posizione delle rocce ofiolitiche nelle zone di Berceto (Parma), di Boccasuolo (Modena), dei monti livornesi e di Pomarance (Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 259-264.
- BORTOLOTTI V. (1966) - *La tettonica trasversale dell'Appennino. I - La linea Livorno - Sillaro*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 529-540.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The Miogeosynclinal Sequences*. In: SESTINI G. (Ed.), *Development of the Northern Apennines Geosyncline*. Sediment. Geol. **4**, 3/4.
- BORTOLOTTI V., CELLAI D., CHIARI M., VAGGELLI G. & VILLA I.M. (1995) - *⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Apenninic Ophiolites: 3. Plagiogranites from Sasso di Castro, Northern Tuscany, Italy*. Ofioliti, **20**(2): 55-65.
- BOSCHI, E., E. GUIDOBONI, G. FERRARI, G. VALENSISE & P. GASPERINI (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*, ING-SGA, Bologna, pp. 644 con CD-ROM.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D., (1982) - *Thrust systems*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **66**: 1196-1230
- 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.
- CAMASSI R. & M. STUCCHI (1997) - *NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*.
Disponibile in Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/NTnew.html>
- CANDE S. & KENT D. (1992) - *A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. Jour. Geoph. Res., **13**: 917-971.
- CANDE S. & KENT D. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. Jour. Geoph. Res. **100**: 6093-6095.
- CANUTI P., FORI G., LOLI A., MORETTI S., RODOLFI G. & SAULLE G. (1989) - *Carta litologica del bacino del Fiume Sieve (Firenze)*. S.EL.CA.
- CALANCHI N., MARRONI M. & SERRI G. (1987) - *Geology and petrology of the Sasso di Castro ophiolite and associated plagiogranites*. Ofioliti, **12**: 151-178.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:100.000 - Foglio. 98 "Vergato". (1970) - II edizione. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000 - Foglio 198 "Bardi". Serv. Geol. Nazionale, Roma, in stampa.
- 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. & 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., RIO D., MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Mem. Sci. Geol., **49**: 207-253.
- CAVAZZUTI M. & PIZZIOLO M. (1994) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000. Sez. N. 237140 "Monteacuto Ragazza"*. S.EL.CA, FIRENZE.
- CHIARI M. (1994) - *Radiolarian assemblage from ophiolite sequence of Northern Apennines: 2 - Sasso di Castro sections*. Ofioliti, **19**(2b): 377-397.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *"Il Complesso di M. Modino nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda Toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi"*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 139-163.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1995) - *La struttura della finestra di Gazzano (Val Dolo, Appennino Reggiano-Modenese)*. Accad. Naz. delle Scienze, Scritti e Documenti, **14**: 195-227.

- CIBIN U. - (1989) *Petrografia e provenienza delle Arenarie di Loiano (Eocene superiore - Oligocene inferiore, Appennino bolognese e modenese)*. *Giornale di Geologia*, **51**: 81-92.
- CIBIN U. & DI GIULIO A. (2001) - *Proposta di normativa per l'analisi microscopica della composizione delle areniti nell'ambito della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000*. *Boll. Serv. Geol. It.* Vol. **65**: 87-98.
- CIBIN U., POCCIANI C. & ROSSELLI S. (1997) - *Sistemi deposizionali torbiditici nell'avansfossa miocenica dell'Appennino settentrionale (Arenarie del Cervarola, Aquitaniano - Langhiano inferiore)*. *Geoitalia*, 1° Forum FIST, Vol. **2**: 94-95.
- COBIANCHI M. & VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia del Calcarea a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia, Appennino ligure)*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **35**: 199-211.
- C.N.R. - G.N.D.C.I. - R.E.R. (1993) - *Atlante dei centri abitati instabili dell'Emilia Romagna, 5 - Provincia di Bologna*. In: *Previsione e prevenzione di eventi franosi a grande rischio*, Programma Speciale SCAI. C.N.R. - G.N.D.C.I. - R.E.R. (1994) - *Fenomeni Franosi e Centri abitati*. *Atti del Convegno di Bologna del 27 Maggio 1994*.
- 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 - Sez. N.238110 "Fontanelice"*. S. EL. CA., Firenze
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: TURNER A.K. & SCHUSTER L. (Eds.) *Landslides: investigation and mitigation*, Special Report **247**, Transp. Res. Board, National Research Council: 36-75, Washington.
- CUOGHI A. & PIZZIOLLO 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
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. *Mem. Acc. Lunig. Sc.*, **42**: 1-212.
- DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillaro line" (Northern Apennines, Italy)*. *Geologica Ultraiectina*, **19**: pp. 98.
- DICKINSON W. (1970) - *Interpreting detrital modes of greywacke and arcose*. *Jour.Sed. Petr.*, **40**: 695-707.
- DIECI G. (1965) - *Età luteziana delle "Argille di Rio Giordano" (Appennino settentrionale modenese)*. *Documentazione micropaleontologica*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **4**: 9-27.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizioni modali*. *Acta Naturalia Ateneo Parmense*, **28**: 55-101.
- ELTER P. (1975a) - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. In: *Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino*, *Acc. Naz. Lincei*, **183**: 97-118.
- ELTER P. (1975b) - *Introduction à la géologie de l'Appennin septentrional*. *Bull. Soc. Géol. France*, **17**: 956-962.
- ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M., OTTRIA G. (1997) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, pp.106
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**: 299-309.
- FERRINI G. & PANDELI E. (1984) - *Le Arenarie di Porretta Terme - Serie di Suviana: analisi di facies e considerazioni paleogeografiche*. *Gior. Geol.*, ser.2, **45**(2): 199-226.
- 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.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene calcareous Nannofossil bio stratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42**: 37-63.

- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region*. *Micropaleontology*, **42**: 1-36.
- FREGNI P. & PANINI F. (1995) - *Dati biostratigrafici sulla Formazione di Cigarellò (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.
- FREGNI P., PANINI F. & PIZZIOLLO 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.
- FREPOLI A. & AMATO A. (1997) - *Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault-plane solutions*, *Geophys. J. Int.*, **129**: 368-388.
- G.N.G.F.G. (1987) - *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **196**: 199-221.
- 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.
- GEMINA (1962) - *Il bacino del Mugello*. In: *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*: 61-70 Roma.
- GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84**, (3): 277-290
- GRADSTEIN F.M., AGTEBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J VEEN P.V., THIERRY L. & HUANG Z. (1994) - *A Mesozoic time scale*. *Journ.Geoph. Res.*, **99**, 24051-24074.
- GROSCURTH (1971) - *Zur Geologie des Randgebietes des westlichen Teils des Mugello Beckens ostlich der Prato-Sillaro "Linie" (Nord App.)*. Thesis Freie Univ. Berlin.
- 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.
- HEYMANN H. F. (1968) - *Zur Geologie der Toskanischen und Emilianischen Serien des Nordapennins im Bereich des oberen Panaro und oberen Lima-Tales (Prov.Modena, Bologna, Pistoia)*. Diss. Freie Univ. Berlin: pp. 179, Berlin.
- HEMMER C. (1971) - *Zur Geologie des Gebietes zwischen Lago di Suviana und Passo della Futa, (Prov. Bologna und Firenze, Italien)*. Diss. Freie Univ. Berlin: pp. 234.
- HOMES B. (1996) - *Le pietre dell'Alta Limentra orientale*. - Gruppo di Studi dell'Alta Valle del Reno (Porretta Terme), Società Pistoiese di Storia Patria (Pistoia): 20-21.
- KRAMPE K. (1964) - *Zur geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza*. Diss. Freie Univ. Berlin: pp. 161.
- ISSC (1976) - *International Stratigraphic Guide* - Hedberg H.D. ed. Wiley & s., New York, pp. 200.
- ISSC (1994) - *International Stratigraphic Guide* - SALVADOR A. EDITOR, II ed. The International Union of Geological Sciences and Geological Society of America Inc., pp. 214.
- LIPPARINI T. (1944) - *Studi stratigrafici e tettonici dell'Appennino settentrionale*. *Boll. R. Uff. Geol. d' It.*, **69**: 33-108.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*, In: A.FARINACCI (Ed)., *Proceedings II Palnktonic Conference*, **2**: 739-785, Roma 1970.
- MARTINI G. & PLESI G. (1988) - *Scaglie tettoniche divelte dal complesso di M. Modino e trascinate alla base delle unità subligure e ligure: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino reggiano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **107**(1): 171-191.

- 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 alla scala 1:100.000 – Foglio 97 "S. Marcello Pistoiese"* – II Edizione. Servizio Geologico d'Italia, Roma
- MEZZADRI G. & VALLONI R. (1981) - *Studio di provenienza delle Arenarie di M. Cervarola (Torre degli Amorotti, Reggio E.)*. Miner. Petrog. Acta, **25**: 91-102.
- MOCHI E., PLESI G. & VILLA G. (1995) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei della parte basale della successione del M. Modino (nell'area dei Fogli 234 e 235) ed evoluzione strutturale dell'unità omonima*. Studi Geol. Camerti, **13**: 39-73.
- MORLEY C.K. (1988) - *Out-of sequence thrusts*. Tectonics, **7**: 539-561.
- MUTTI E. (1985) - *Turbidite systems and their relations to depositional sequence*. In: G.G. ZUFFA (Ed.) *Provenance of Arenites*. D. Reidel Publishing Company: 65-93.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. Agip© Spa - S. Donato Milanese, pp. 165.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987) - *Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts*. In: LEGGETT J.K. E ZUFFA G.G. (Eds.) *Marine clastic sedimentology*. Graham and Trotam: 1-38, London.
- N.A.C.S.N. (1983) - *North America Stratigraphic Code*. A.A.P.G. Bull., **67** (5): 841-875.
- PANDELI E., FERRINI G. & LAZZARI D. (1994) - *Lithofacies and petrography of the Macigno formation from the Abetone to the Monti del Chianti areas (Northern Apennines)*. Mem. Soc. geol. It., **16 48**: 321-329.
- 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 alla scala 1:10.000. Sezione N. 237110 "Rioveggio"*. Regione Emilia Romagna, S.EL.CA, Firenze
- PANINI F. (1994b) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:10.000. Sezione N. 237100 "Vergato"*. Regione Emilia Romagna, S.EL.CA., Firenze.
- PANINI F., PIZIOLO M., BONAZZI U., BETTELLI G., CAPITANI M., GASPERI G., FIORONI C. & FREGNI P. (in stampa) - *Note illustrative al Foglio 237 "Sasso Marconi" della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000*.
- PAREA G. C. (1965) - *Caratteri sedimentologici delle torbiditi pre-Oligoceniche dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**(1): 223-266.
- PASQUARE' G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA L., SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000 Guida al Rilevamento* Servizio Geologico Nazionale Quaderni Serie III n.1, pp. 203.
- PELLIZZER R. (1955) - *Ricerche sulle ofioliti della zona tra La Futa e la Raticosa*. Boll. Serv. Geol. d'It., **77**: 605-681.
- PERILLI N. & NANNINI D. (1997) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Calpionella Limestone and Palombini Shale (Bracco/Val Graveglia unit) in the eastern Ligurian Apennines (Italy)*. Ofioliti, **22**(2), 213-225.
- 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.
- 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**: 183-229.
- PONZANA L. (1988) - *La Formazione di M. Morello e i suoi complessi di base (Appennino settentrionale, Cretacico superiore - Eocene medio)*. Università di Modena e Bologna - Tesi di Dottorato, Bibl. Naz. Roma e Firenze, pp. 81.

- PONZANA L. (1993) - *Caratteristiche sedimentologiche e petrografiche della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 201-218.
- PRANZINI G. (1992) - *Distribuzione e portata delle sorgenti in alcune formazioni geologiche dell'Appennino Settentrionale*. Atti del Convegno "Ricerca e Protezione delle Risorse Idriche Sotterranee delle Aree Montuose". Brescia, 24 e 25 Ottobre 1991: 3-36.
- RENTZ K. (1970) - *Zur Geologie der Zone zwischen der Secchia und dem Apennin-Hauptkamm (Prov. Modena und Reggio Emilia)*. Inaug. Diss. Freie Univ. Berlin, pp.338.
- 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.
- 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 Symp. Fribourg: 137-176.
- RICCI LUCCHI F., COLELLA A., ORI G.G., OGLIANI F. & COLALONGO M.L. (1981) - *Pliocene fan deltas of the Intra-apenninic Basin, Bologna*. In: Exc. Guidebook (ed. by F. Ricci Lucchi) ,2nd IAS Eur. Reg. Meeting, Bologna: 79-162.
- 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*: 17-46. Bologna.
- RINALDI M. & RODOLFI G. (1995) - *Evoluzione olocenica della pianura alluvionale e dell'alveo del Fiume Sieve nel Mugello (Toscana)*. Geogr. Fis. Din. Quatern., **18**: 57-75.
- 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.
- 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.
- ROVERI E. (1966) - *Geologia della sinclinale Vetto-Carpineti (Reggio Emilia)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 241-267.
- SALVADOR (1987) - *Unconformity Bounded Stratigraphic Units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**, 232-237.
- SANESI G. (1965) - *Geologia e morfologia dell'antico bacino lacustre del Mugello* - Firenze. Boll. Soc. Geol. It., **84**:169-252.
- SCANDONE P. & MELETTI C. (1996) - *Zonazione sismogenetica del territorio nazionale ed aree limitrofe*. In Internet: http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/ZONE/zone_sismo.html
- 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**: 153-157.
- SERRI G., INNOCENTI F. & MANETTI P. (1993) *Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of Central Italy*. Tectonophysics, **223**: 117-147.
- SESTINI G. (1970) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*. In: G. SESTINI (Ed.), *Development of the Northern Apennines Geosyncline*. Sediment. Geol., **4**: 445-480.

- SIGNORINI R. (1936) - *Osservazioni geologiche sul bordo settentrionale del Casentino*. Boll. Soc. Geol. It., **55**, 283-294.
- 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.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. Geol. Mijnbouw, **56**/1: 37-65.
- SLEJKO D., PERUZZA L. & REBEZ A. (1996). - *Pericolosità sismica del territorio nazionale*. Disponibile in Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/PS.html>
- 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.
- VALLONI R., LAZZARI D. & CALZOLARI M.A. (1991) - *Selective alteration of arkose framework in Oligo-Miocene turbidites of the Northern Apennines foreland: impact on sedimentary provenance analysis*. fs16 In: MORTON A.C., TODD S.P. & HAUGHTON P.D.W. (Eds.) "Developments in Sedimentary Provenance Studies", Geol. Soc. Sp. Publ., **57**: 125-136.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements. Types and processes*. In: R.L. & KRIZKER R.J. (Eds.) "Landslides: Analysis and Control" Special Report **176**: 11-33. Transp. Res. Board, National Research Council, Washington.
- VENZO G. (1965) - *Carta geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*. L. A. C. Firenze
- VON STRUENSEE G. (1967) - *Zur Stratigraphie und Tektonik des oberen Reno-Tales (Prov. Bologna und Pistoia)*. Diss. Freie Univ. Berlin, pp. 156.
- 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.