



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA

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

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

foglio 253

MARRADI

A cura di:

A. Benini⁽¹⁾, L. Martelli⁽¹⁾, C. Poccianti⁽¹⁾, S. Rosselli⁽¹⁾

con i contributi di:

M. Benvenuti⁽²⁾, R. Catanzariti⁽³⁾, A. Di Giulio⁽⁴⁾, A. Gargini⁽⁵⁾

Biostratigrafia: **R. Catanzariti⁽³⁾, E. Fornaciari⁽⁶⁾**

Petrografia: **A. Di Giulio⁽⁴⁾**

¹ Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze

³ Istituto di Geoscienze e Georisorse, C.N.R. Pisa

⁴ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia

⁵ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Ferrara

⁶ Dipartimento di Scienze Geologiche, Paleontologiche e Geofisiche, Università di Padova

Ente realizzatore:



Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA

Coordinamento cartografico editoriale:

A. Angelelli (dir. lavori), S. Scappini

Coordinamento informatizzazione:

A. Martini (dir. lavori), M. Grandi

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

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

G. Falanga, S. Stagni - Regione Emilia-Romagna

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

Stampa: **SYSTEMCART** srl - 2014

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	« 11
III	- PRINCIPALI LAVORI PRECEDENTI	« 15
IV	- STRATIGRAFIA	« 19
1.	- UNITÀ LIGURI	« 20
1.1.	- UNITÀ TETTONICA MONGHIDORO	« 20
1.1.1.	- <i>Formazione di Monghidoro</i>	« 20
1.2.	- UNITÀ TETTONICA LEO	« 21
1.2.1.	- <i>brecce ofiolitiche</i>	« 21
1.2.2.	- <i>Calcari a Calpionelle</i>	« 21
1.2.3.	- <i>Argille a Palombini</i>	« 22
1.3.	- UNITÀ TETTONICA MONTE MORELLO	« 22
1.3.1.	- <i>Formazione di Sillano</i>	« 23
1.3.2.	- <i>Formazione di Monte Morello</i>	« 24
2.	- UNITÀ SUBLIGURE	« 24
2.1.	- ARGILLE E CALCARI DI CANETOLO	« 24
2.2.	- ARENARIE DI PONTE BRATICA	« 25
3.	- UNITÀ TOSCANE	« 25
3.1.	- UNITÀ TETTONICA SESTOLA-VIDICIATICO	« 26
3.1.1.	- <i>Unità argilloso-calcareo</i>	« 27
3.1.2.	- <i>Brecce argillose poligeniche</i>	« 28
3.1a.	- SUCCESSIONE DI <i>THRUST TOP BASIN</i> MERIDIONALE	« 29
3.1a.1.	- <i>Marne di Marmoreto</i>	« 29
3.1a.2.	- <i>Marne di Baigno</i>	« 30
3.1a.3.	- <i>Arenarie di Suviana</i>	« 30
3.1b.	- SUCCESSIONE DI <i>THRUST TOP BASIN</i> SETTENTRIONALE	« 31
3.1b.1.	- <i>Marne di Antognola</i>	« 31
3.1b.2.	- <i>Formazione di Contignaco</i>	« 32
3.1b.3.	- <i>Formazione di Pantano</i>	« 32
3.1b.4.	- <i>Formazione di Cigarellò</i>	« 33
3.2.	- UNITÀ TETTONICA ACQUERINO	« 34
3.2.1.	- <i>Marne Varicolori di Villore</i>	« 34

3.2.2.	- <i>Formazione dell'Acquerino</i>	« 35
3.3.	- UNITÀ TETTONICA MONTE CASTEL GUERRINO	« 36
3.3.1.	- <i>Formazione del Torrente Carigiola</i>	« 37
3.3.2.	- <i>Formazione di Castiglione dei Pepoli</i>	« 38
4.	- SUCCESIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA	« 39
4.1.	- FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA	« 39
4.1.1.	- <i>Membro di Biserno</i>	« 42
4.1.2.	- <i>Membro di Corniolo</i>	« 42
4.1.3.	- <i>Membro di Premilcuore</i>	« 43
4.1.4.	- <i>Membro di Galeata</i>	« 43
4.1.5.	- <i>Membro di Collina</i>	« 44
4.1.6.	- <i>Membro di Monte Bassana</i>	« 44
4.1.7.	- <i>Membro di Nespole</i>	« 46
4.1.8.	- <i>Membro di Civitella</i>	« 47
4.1.9.	- <i>Membro di Dovadola</i>	« 48
4.1.10.	- <i>Membro di Modigliana</i>	« 49
4.1.11.	- <i>Membro di Castel del Rio</i>	« 49
4.1.12.	- <i>Principali orizzonti guida</i>	« 49
5.	- DEPOSITI CONTINENTALI	« 52
5.1.	- SUCCESIONE DEL MUGELLO	« 52
5.1.1.	- <i>Sintema del Mugello</i>	« 53
5.1.2.	- <i>Sintema del Fiume Sieve</i>	« 55
5.2.	- SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO	« 56
5.2.1.	- <i>Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore</i>	« 56
5.3.	- DEPOSITI CONTINENTALI NON DISTINTI IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA. DEPOSITI DI VERSANTE	« 57
5.3.1.	- <i>Frane</i>	« 57
5.3.2.	- <i>Detriti di versante</i>	« 58
5.3.3.	- <i>Depositi antropici</i>	« 59
V	- TETTONICA	« 61
1.	- PRINCIPALI ELEMENTI MACROSTRUTTURALI	« 63
1.1.	- STRUTTURE NELLE UNITÀ LIGURI E SUBLIGURI	« 63
1.2.	- STRUTTURE NELLE UNITÀ TOSCANE	« 65
1.3.	- STRUTTURE NELLA SUCCESIONE UMBRO-MARCHIAGIANO-ROMAGNOLA	« 68
1.4.	- IL BACINO DEL MUGELLO	« 71
2.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE	« 72

VI	- UTILIZZO ANTROPICO DELLE RISORSE	« 75
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE	« 75
2.	- MINERALIZZAZIONI	« 76
3.	- RISORSE IDRICHE	« 76
	BIBLIOGRAFIA	« 79

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

L'area del Foglio 253 è ubicata nell'Appennino Tosco-Romagnolo e amministrativamente ricade nelle Province di Firenze, Bologna, Faenza e Forlì-Cesena. Nella seconda edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 è compresa nel Foglio 98 "Vergato" e nel Foglio 99 "Faenza" (CREMONINI & ELMI, 1971a, 1971b).

La zona si estende a cavallo del crinale principale della catena appenninica. Lo spartiacque appenninico, qui orientato circa ONO-ESE, attraversa il settore sud-occidentale del Foglio da Monte Faggio all'Ombrellino ad ovest passando per il Monte Castel Guerrino, il Passo del Giogo, il Passo della Colla di Casaglia, fino all'Alpe di Vitigliano ad est.

Data l'ubicazione geografica dello spartiacque, la maggior parte della superficie del Foglio contiene bacini idrografici che drenano le acque verso NE, confluendo in cinque principali corsi d'acqua: il Torrente Idice, il Torrente Sillaro ed il Fiume Santerno, appartenenti al bacino idrografico del Fiume Reno, ed i Fiumi Senio e Lamone. A sud dello spartiacque le acque confluiscono nel bacino del Mugello, drenato dal Fiume Sieve.

La morfologia del Foglio è caratterizzata da forti dislivelli. Le cime più alte si raggiungono sullo spartiacque appenninico e corrispondono al Monte Lavane (q. 1261 m), nell'estremità sudorientale, al Monte La Faggetta (q. 1144 m) ed al Monte Femmina Morta (q. 1126 m), mentre nei fondovalle, ad esempio a nord-est di Marradi lungo il Lamone o a sud-ovest nel Mugello, si scende fino a quote intorno ai 250 metri.

I rilievi geologici per l'allestimento di questo Foglio sono stati eseguiti alla

scala 1:10.000 nell'ambito del Progetto CARG (Legge 438/95), negli anni 1997-2000, per le aree ricadenti in Toscana e nell'ambito del Progetto Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:10.000, negli anni 1992-1994, per le aree ricadenti in Emilia-Romagna.

I criteri di rilevamento e descrizione adottati sono litostratigrafico per i terreni prequaternari, quello delle unità a limiti inconformi (UBSU) per i depositi fluvio lacustri e alluvionali quaternari (CNR-CCGG, 1992; ISSC, 1994), mentre per i depositi di versante è stato adottato un criterio essenzialmente litologico e morfogenetico.

Durante il rilevamento sono state effettuate numerose campionature sistematiche, per l'acquisizione di nuovi dati biostratigrafici e petrografici, lungo sezioni stratigrafiche misurate.

Per la realizzazione delle sezioni geologiche sono stati utilizzati anche le stratigrafie dei sondaggi per ricerca di idrocarburi ed i profili sismici cortesemente messi a disposizione da ENI S.p.A. - Divisione AGIP; in particolare si ringrazia il Dott. Sergio Rogledi, del servizio Esplorazione Italia, per l'assistenza nell'interpretazione dei profili sismici.

Per la datazione dei campioni è stata utilizzata l'analisi basata sul contenuto dei nannofossili calcarei.

Lo schema tempo adottato è stato così costruito: 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 nannofossili 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 zonali 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 inferiore a FORNACIARI & RIO (1996) e per il Miocene medio e superiore a FORNACIARI *et alii* (1996).

La petrografia delle arenarie delle unità torbiditiche oligo-mioceniche è stata studiata tramite conteggio per punti al microscopio ottico, seguendo la procedura analitica e le classi di conteggio descritte in CIBIN & DI GIULIO (1996); tale

procedura segue il metodo di conteggio Gazzi-Dickinson modificato per consentire il ricalcolo dei parametri classificativi anche secondo il metodo tradizionale (GAZZI, 1966; DICKINSON 1970; si veda anche DI GIULIO & VALLONI, 1992 per una discussione sul metodo).

Su ogni campione è stata eseguita una doppia analisi; la prima riferita a tutti i costituenti della roccia solida (grani d'ossatura, matrice, cementi) arrivando a contare almeno 200 (generalmente 250) grani terrigeni essenziali dell'ossatura, costituisce la base per il ricalcolo della Composizione Principale della roccia (parametri QFL+C), che ne definisce la classificazione su base composizionale.

La seconda analisi è invece stata mirata alla definizione della Composizione della Frazione Litica dell'ossatura (grani litici dell'ossatura, parametri LmLvLs+C), che rappresenta l'elemento maggiormente discriminante tra le unità torbiditiche oligo-mioceniche dell'avanfossa appenninica (VALLONI *et alii*, 1991; ANDREOZZI & DI GIULIO, 1994; DI GIULIO 1999).

L'organizzazione della legenda e la descrizione delle unità cartografate nelle presenti note (ad eccezione dei terreni continentali) segue l'ordine di sovrapposizione geometrica dall'alto verso il basso riconoscibile sul terreno. All'interno di ogni unità tettonica, la descrizione delle unità litostratigrafiche segue l'ordine di sovrapposizione stratigrafica dalla più antica alla più recente.

I depositi continentali quaternari sono invece descritti, secondo l'ordine cronostratigrafico.

PROGETTO
CARG

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'Appennino Tosco-Romagnolo appartiene al settore centrale dell'Appennino Settentrionale. La catena appenninica è il risultato della chiusura di un originario oceano e della successiva deformazione del suo margine continentale passivo (placca Adria *Auctt.*), per accrezione di prismi sedimentari (TREVES, 1984), durante la fase collisionale ensialica dell'orogenesi alpina (subduzione di tipo A, BALLY *et alii*, 1985) iniziata nell'Eocene medio (fase mesoalpina) (BORTOLOTTI *et alii*, 1970; BOCCALETTI *et alii*, 1981, 1990a, 1990b) e tuttoggi ancora in evoluzione, com'è testimoniato dalla costante attività sismica.

La storia che ha portato all'attuale configurazione comincia nel Triassico ed è strettamente connessa dapprima all'evoluzione della catena Alpina e successivamente a quella del Mediterraneo centrale.

Le prime fasi sono riconducibili al *rifting* della crosta continentale nel Triassico medio a cui segue, dal Giurassico inferiore-medio, la formazione dell'Oceano Ligure-Piemontese. Dal Cretaceo superiore iniziano le fasi di convergenza con la creazione di una zona di subduzione che porta, a partire dall'Eocene medio, alla collisione continentale a seguito della completa consumazione 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 e Subliguri.

Nel dominio continentale, fin dal Triassico medio, si depositano successioni,

prevalentemente carbonatiche, che ricalcano l'evoluzione di un margine passivo. Questo margine diventa attivo negli ultimi stadi della sua evoluzione in età oligo-miocenica.

Da questo momento, al fronte della catena, si struttura il sistema "catena a *thrusts*-avanfossa", cioè un margine attivo (di tipo A) con un bacino perisuturale al fronte (BALLY *et alii*, 1985) in cui si depongono le successioni torbiditiche oligo-mioceniche (Macigno, Cervarola, Marnoso-Arenacea) e di scarpata e piattaforma plio-pleistoceniche (Argille Azzurre). La compressione responsabile della strutturazione della catena migra nel tempo e nello spazio, da SO verso NE, e con essa il margine in evoluzione.

Le successioni affioranti vengono generalmente denominate "liguri", "subliguri", "toscani" e "umbro-marchigiano-romagnole" sulla base della loro presunta posizione paleogeografica al momento della deposizione.

Durante le fasi collisionali le Unità Liguri e Subliguri si impilano le une sulle altre e successivamente sovrascorrono sulle più esterne Unità Toscane e sulla Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola, costituendo una coltre alloctona di ricoprimento relativamente continua, trasversalmente alla catena, dal mar Ligure al margine padano-adriatico. Durante le fasi di avanzamento, sulla coltre alloctona si depongono in discordanza successioni di *thrust top basin* (Successione Epiligure o mesoalloctono *Auctt.*), attualmente affioranti nel versante emiliano-romagnolo.

L'attuale fronte della catena, deformato da sistemi di pieghe e *thrusts* strutturati in una serie di archi (PIERI & GROPPI, 1981), sviluppatasi prevalentemente nel Plio-Pleistocene (cfr. *Pedeapenninic Thrust Front* e *External Thrust Front* di BOCCALETTI *et alii*, 1985), è sepolto dai sedimenti padano-adriatici del Pleistocene medio-Olocene.

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 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 toscano-ligure.

In parziale sovrapposizione con la sedimentazione nei bacini, a partire dal Miocene superiore, nella parte interna della catena, si sviluppa un magmatismo a vario chimismo (SERRI *et alii*, 1993 con bibliografia).

Nel Foglio 253 si evidenziano due settori principali: uno occidentale, più articolato strutturalmente, dove affiorano le Unità Liguri, l'Unità Subligure, le Unità Toscane e lembi di successione di *thrust top basin*, oltre ai depositi di origine fluvio-lacustre del Mugello, ed uno che occupa tutta la parte centrale ed orientale

del Foglio, dove affiora la Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola, rappresentata qui dalla sola Formazione Marnoso-Arenacea.

Attualmente, i rapporti tra le unità tettoniche di questo settore dell'Appennino settentrionale si presentano assai più complessi di quanto sopra descritto a causa delle fasi tettoniche più recenti responsabili di sovrascorrimenti fuori sequenza e deformazioni estensionali che hanno invertito gli originali rapporti di sovrapposizione.

Per quanto riguarda le Unità Liguri, esse occupano la posizione più alta nell'edificio strutturale. Esse sono qui rappresentate dall'Unità tettonica Monghidoro, in posizione tettonica sovrastante, dall'Unità tettonica Leo e dall'Unità tettonica Monte Morello. Quest'ultima è la più bassa ed è in contatto tettonico con le Unità Subligure e Toscane (Unità tettonica Acquerino). A scala regionale il contatto sulle Unità Toscane è riferibile ad un sovrascorrimento; in quest'area è rappresentato da una dislocazione ad alto angolo probabilmente connessa alla tettonica più recente.

Geometricamente intercalati tra le Unità Liguri e le Unità Toscane, nella zona a SE di Pietramala, sono stati per la prima volta riconosciuti terreni attribuibili alle Argille e Calcari di Canetolo e alle Arenarie di Ponte Bratica dell'Unità Subligure (cfr. anche CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

Le Unità Toscane sono qui rappresentate da tre unità tettoniche di importanza regionale, separate da superfici di sovrascorrimento e che, dalla più alta e interna alla più bassa ed esterna, sono:

- a) Unità tettonica Acquerino: costituita dalla formazione dell'Acquerino, definita nel Foglio 252, e dalle marne varicolori di Villore, che ne rappresentano il livello di scollamento basale. Questa unità si trova tettonicamente in contatto con l'Unità di Monte Morello a sud ed è sovrascorsa sull'Unità tettonica M. Castel Guerrino a nord.
- b) Unità tettonica Monte Castel Guerrino: comprende la formazione del Torrente Carigiola e la formazione di Castiglione dei Pepoli che in questo Foglio si presentano sempre in contatto tettonico tra loro, ma che in aree limitrofe (Foglio 252), dove sono state definite, sono in successione stratigrafica separate dalla formazione di Stagno, qui non affiorante. Tettonicamente è compresa tra l'Unità Acquerino e la Formazione Marnoso-Arenacea; in quest'area sovrascorre, per attività tardiva fuori sequenza, anche sull'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.
- c) Unità tettonica Sestola-Vidiciatico: costituita da lembi di tettoniti e depositi di *debris flow* (brecce argillose poligeniche), originariamente appartenenti al dominio ligure e subligure, che si presentano privi dell'originario ordine stratigrafico, su cui nell'Oligocene e Miocene si sono deposte successioni di *thrust top basin*; a scala regionale questa unità ricopre le altre Unità

Toscane, in questo Foglio si trova tettonicamente sottostante all'Unità Monte Castel Guerrino per effetto di un sovrascorrimento fuori sequenza e ricopre tettonicamente la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola.

Molti degli Autori precedenti considerano le unità Acquerino e Monte Castel Guerrino elementi dell'Unità Cervarola-Falterona e ritengono le successioni arenacee che le compongono riferibili alle Arenarie del Monte Cervarola (cfr. ABBATE *et alii*, 1969; BRUNI & PANDELI, 1980; BOCCALETTI & COLI, 1982; GUENTHER & REUTTER, 1985; ABBATE & BRUNI, 1987). L'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico corrisponde a parte del *Mélange* di Firenzuola di BETTELLI & PANINI (1992).

I terreni ascrivibili alla successione di *thrust top basin* dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sono costituiti da marne e areniti di scarpata e piattaforma di età oligo-miocenica in parte riferibili, nella parte più settentrionale, alla Successione Epiligure *Auctt.*

La Successione Romagnola, che qui è rappresentata solo dai depositi miocenici di avanfossa (Formazione Marnoso-Arenacea romagnola), occupa la gran parte della superficie del Foglio e rappresenta il livello strutturale più basso affiorante in questo settore della catena. Dai dati di sottosuolo emerge che tali depositi sono tettonicamente indipendenti dal substrato carbonatico mesozoico-oligocenico e il livello di scollamento è per lo più costituito dall'orizzonte pelitico alla base della Marnoso-Arenacea (marne dello Schlier, non affioranti nel Foglio). La Successione Romagnola, pur essendo limitata alla base e al tetto da superfici tettoniche, non viene trattata come unità tettonica in quanto si presenta ancora strettamente associata al suo substrato stratigrafico e l'entità della traslazione è sicuramente più modesta di quella delle altre unità tettoniche dell'Appennino Tosco-Romagnolo.

Su tutte queste successioni marine, giacciono in discordanza i depositi fluvio-lacustri, alluvionali e di versante.

Sul versante toscano, i terreni fluvio-lacustri e alluvionali sono riferibili alla Successione del Mugello (Pliocene superiore?/Pleistocene inferiore - Olocene), sul versante padano i terreni alluvionali sono riferibili alla Supersintema Emiliano-Romagnolo, in particolare ai termini più recenti del Sintema Emiliano-Romagnolo superiore (Pleistocene superiore-Olocene).

III - PRINCIPALI LAVORI PRECEDENTI

Non essendo intenzione degli Autori e né scopo delle presenti note una discussione critica dei precedenti lavori, in questo capitolo saranno indicate le principali pubblicazioni di riferimento per un inquadramento stratigrafico e strutturale a scala regionale dell'area e quelle risultate utili per l'allestimento del Foglio e delle presenti note illustrative. Specifici commenti ai più importanti lavori, e relativi confronti, saranno discussi nei successivi capitoli "stratigrafia" e "tettonica", dove saranno presentati e confrontati i nuovi dati acquisiti per la realizzazione di questo Foglio e quelli già disponibili in letteratura e, caso per caso, saranno discusse le precedenti interpretazioni e quelle degli autori delle presenti note.

Per gran parte della letteratura che ha interessato questo settore precedentemente agli anni settanta si rimanda alla II edizione della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 ed alle relative Note illustrative dei Fogli 98 e 99 (CREMONINI & ELMI, 1971a, 1971b). Per un inquadramento alla scala della catena, la cartografia 1:100.000 è stata sintetizzata a scala regionale nella "Geological Map of the Northern Apennines and adjoining areas" (ABBATE *et alii*, 1969) e nella "Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale" a cura di BOCCALETTI & COLI (1982).

Una sintesi cartografica di estremo dettaglio, in quanto tiene conto di tutti i nuovi rilevamenti realizzati per la Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:10.000 e per il progetto CARG 1:50.000, con correlazioni a scala regionale delle varie unità riconosciute, è la nuova "Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:250.000" di CERRINA FERONI *et alii* (2002).

Per la cartografia di dettaglio dell'area si rimanda invece alla Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:10.000 disponibile presso l'Archivio Cartografico e il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna.

Per quanto riguarda le Unità Liguri, affioranti nella porzione nord-occidentale del Foglio, ad ovest di quella che in letteratura è nota come "linea Livorno-Sillaro" o "Linea del Sillaro" (GHELARDONI, 1965; BORTOLOTTI, 1966; BRUNI, 1973; DE JAGER, 1979; PATACCA & SCANDONE, 1985; CASTELLARIN & PINI, 1989; BETTELLI & PANINI, 1992), i primi principali lavori di sintesi sono quello di MERLA (1951) e le già citate carte geologiche 1:100.000 della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia.

Successivamente, oltre ad alcuni lavori locali sulle diverse "placche" affioranti (ABBATE, 1969; BRUNI, 1973; FIORONI *et alii*, 1996), indagini di dettaglio hanno portato al riconoscimento di numerose unità e successioni (ABBATE & SAGRI, 1970). In particolare, la distinzione genetico-tessiturale tra i terreni caotici tettonitici e quelli derivanti da meccanismi di tipo sedimentario *s.s.* ha rappresentato, a partire dalla metà degli anni '80 (BETTELLI *et alii* 1989a, 1989b, 1996; BETTELLI & PANINI, 1989, 1992; CASTELLARIN *et alii*, 1986b; CASTELLARIN & PINI, 1989), la chiave per distinguere entro tali tipi di terreni livelli di tettoniti, costituiti da porzioni di successioni liguri di età cretacea appartenenti alle successioni stratigrafiche basali dei Flysch ad Elmintoidi liguri, deformate pervasivamente, e potenti corpi sedimentari di breccie poligeniche argillose (*mélanges* sedimentari), legati a meccanismi di messa in posto tipo *debris flow* e *mud flow*. Vengono così distinte, tra l'Appennino modenese e le valli del Sillaro e del Santerno, una serie di unità stratigrafico-strutturali cartografabili all'interno delle liguridi, diverse per struttura, natura e posizione stratigrafica o strutturale.

Per quanto riguarda i depositi oligo-miocenici di avanfossa delle Unità Toscane, per comprendere il dibattito in corso sulla loro suddivisione stratigrafica e le scelte qui adottate, occorre riferirsi ai lavori di MERLA & BORTOLOTTI (1969) sul Macigno; a quelli di NARDI & TONGIORGI (1962) e NARDI (1965) sulle Arenarie del Monte Cervarola e a quelli di FAZZINI (1964) e PELLEGRINI (1965) sulle Arenarie di Monte Falterona. In lavori successivi, BORTOLOTTI *et alii* (1970), DALLAN NARDI & NARDI (1972) e GUENTHER & REUTTER (1985), presentano le prime correlazioni a scala regionale.

Recentemente, in occasione dei rilievi effettuati nei fogli adiacenti (CIBIN *et alii*, 1997; BETTELLI *et alii*, 2002; CIBIN *et alii*, 2003), nelle successioni torbidiatiche oligo-mioceniche sono stati per la prima volta riconosciuti e cartografati vari sistemi deposizionali (cfr. MUTTI, 1985 e 1992; MUTTI & NORMARK, 1987), ai quali è stato attribuito il rango di formazioni, a loro volta suddivise in membri in base alle litofacies. Questo criterio di suddivisione è stato adottato anche per la realizzazione di questo Foglio.

Per quanto riguarda la stratigrafia della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola, questa è stata ampiamente studiata e descritta fino dagli anni '60. Oltre alle già citate carte 1:100.000 della II edizione della Carta Geologica d'Italia, si ricordano i lavori di RENZI (1964 e 1967), RICCI LUCCHI (1967, 1975 e 1981), RICCI LUCCHI & PIALLI (1973), RICCI LUCCHI & VALMORI (1980), BENINI *et alii* (1991), ANTOLINI & CREMONINI (1991), l'analisi petrografica di GANDOLFI *et alii* (1983), la già citata cartografia 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna e le recenti cartografie 1:50.000 della Regione Emilia-Romagna (FARABEGOLI *et alii*, 1994; CREMONINI *et alii*, 2001; MARTELLI, 2002).

Gli studi sull'evoluzione e assetto strutturale del crinale toscano-romagnolo e dell'alto Appennino romagnolo sono di poco successivi; oltre alle già citate cartografie si ricordano i lavori di DE JAGER (1979), TEN HAAF & VAN WAMEL (1979), DELLE ROSE *et alii* (1990), FARABEGOLI *et alii* (1991); SANI (1991), CAPOZZI *et alii* (1991); BENDKIK *et alii* (1994); LANDUZZI (1994) e CERRINA FERONI *et alii* (2001 e 2002).

Recentemente, in occasione dei rilievi effettuati nei fogli adiacenti (CIBIN *et alii*, 1997; BETTELLI *et alii*, 2002; CIBIN *et alii*, 2003), nelle successioni torbiditiche oligo-mioceniche sono stati per la prima volta riconosciuti e cartografati vari sistemi deposizionali (cfr. MUTTI, 1985, 1992; MUTTI & NORMARK, 1987), ai quali è stato attribuito il rango di formazioni, a loro volta suddivise in membri in base alle litofacies. Questo criterio di suddivisione è stato adottato anche per la realizzazione di questo Foglio.

Ulteriori dati bibliografici sulla geologia del Foglio 253 riguardano il bacino fluvio-lacustre quaternario del Mugello. La prima sintesi completa di questo bacino (con carta in scala 1:30.000) è quella di SANESI (1965); CANUTI *et alii* (1989) hanno pubblicato una carta litologica, in scala 1:50.000, di tutto il bacino del F. Sieve. Più recentemente, BENVENUTI (1997) ha cartografato alla scala 1:50.000, con estremo dettaglio e secondo i criteri della stratigrafia sequenziale, i depositi fluvio-lacustri di tutto il Mugello. Quest'ultimo lavoro costituisce il riferimento metodologico e stratigrafico per il rilevamento dei depositi fluvio lacustri del Mugello affioranti in questo Foglio (quadrante sud-occidentale).

Tra i dati di letteratura disponibili e utilizzati, occorre citare anche le stratigrafie dei pozzi per ricerca di idrocarburi Radicosa 1 e Palazzuolo 1, ricadenti nell'area del Foglio e pubblicate da ANELLI *et alii* (1994). Questi dati di sottosuolo, integrati con informazioni da profili sismici (cortesia ENI S.p.A. - Divisione AGIP), sono stati utilizzati soprattutto per la costruzione delle sezioni geologiche allegate alla carta.

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA

Vengono descritte le diverse unità litostratigrafiche presenti nelle varie unità tettoniche riconosciute nel Foglio e le unità continentali.

La descrizione delle unità marine segue l'ordine strutturale delle unità tettoniche riconosciuto a scala regionale sul terreno, dall'unità più alta a quella più profonda. All'interno di ogni unità tettonica la descrizione delle unità litostratigrafiche segue l'ordine stratigrafico. I rapporti geometrici a scala regionale tra le unità tettoniche sono il risultato delle principali fasi di strutturazione della catena che, nel caso di questo Foglio, sono riferibili alla fase ligure dell'Eocene medio, alle successive fasi di strutturazione delle unità toscane e della falda alloctona (Miocene inferiore) ed alla messa in posto di quest'ultima sulla Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola, avvenuta nel Tortoniano superiore. Questi rapporti possono essere localmente mascherati, o addirittura invertiti, dalle fasi tettoniche successive, come ad esempio la riattivazione di strutture fuori sequenza o la tettonica fragile quaternaria. Per un migliore confronto tra carte limitrofe e per una maggiore omogeneità a scala regionale, di queste complicazioni locali non è stato tenuto conto nell'organizzazione della legenda.

I terreni continentali vengono descritti alla fine del capitolo. Per i depositi alluvionali e lacustri è stato seguito il criterio delle unità a limiti inconformi (UBSU) e sono descritti seguendo l'ordine cronostratigrafico. Per i depositi di versante, detriti e frane, non è stato possibile svolgere studi appositi per un inquadramento cronostratigrafico a scala regionale e, quindi, tali depositi vengono descritti sulla base delle litologie e dei processi morfogenetici e trattati come unità ubiquitarie, non distinte in base al bacino di appartenenza. Anche la

descrizione di queste unità informali segue, per quanto possibile, l'ordine cronologico dalla più antica alla più recente.

Nella descrizione delle unità stratigrafiche, per gli spessori degli strati si fa riferimento alla classificazione di CAMPBELL (1967).

1. - UNITÀ LIGURI

Nell'ambito del Foglio 253 sono stati ricostruiti spezzoni di successioni del Dominio ligure, attualmente separate da superfici tettoniche.

Dal punto di vista strutturale sono state distinte tre unità tettoniche: l'Unità tettonica Monghidoro, l'Unità tettonica Leo e l'Unità tettonica Monte Morello.

1.1. - UNITÀ TETTONICA MONGHIDORO

I terreni di questa unità tettonica sono in parte riconducibili ad un'unica successione di importanza regionale estesa dal Reggiano al Bolognese: la Successione della Val Rossenna (BETTELLI *et alii*, 1989b) (cfr. anche il Gruppo della Val di Sambro di ABBATE, 1969 e la *Cantiere-Monghidoro Serie* di HEMMER, 1971). Tale successione a scala regionale di norma occupa la parte sommitale della coltre ligure ed è costituita da due formazioni: la Formazione di Monte Venere e la Formazione di Monghidoro. Essa affiora nel settore nord-occidentale del Foglio ("Placca di Monghidoro" *Auctt.*) ed è rappresentata solo parzialmente: manca infatti la Formazione del Monte Venere che invece affiora estesamente in zone limitrofe.

1.1.1. - *Formazione di Monghidoro* (MOH)

E' costituita da alternanze di arenarie e peliti in strati tabulari, da sottili a molto spessi, con rapporto arenite/pelite variabile (valore modale compreso tra 2 e 1/2). Le arenarie sono generalmente quarzose, gradate da molto grossolane a fini, con grado di cementazione variabile, le peliti sono scure. La base è costituita di frequente da un livello di ghiaietto con prevalenti clasti quarzosi o frammenti di rocce metamorfiche, per uno spessore che può interessare fino ad un terzo del letto arenitico.

La potenza massima affiorante è di circa 100 metri; la formazione affiora nell'estremità nord-occidentale, a nord di Pietramala, sul bordo orientale della cosiddetta "Placca di Monghidoro", dove si presenta con una giacitura degli strati rovesciata.

Il limite inferiore è tettonico con APA, non affiora il limite superiore.

E' un deposito torbiditico di mare profondo.

L'età risulta compresa tra il Maastrichtiano superiore e il Paleocene superiore: nell'area del limitrofo Foglio 237 (PANINI *et alii*, 2002) la formazione è riferibile (FIORONI *et alii*, 1996) ad un intervallo cronostratigrafico 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, BETTELLI *et alii*, 2002) è stata documentata la presenza nella parte sommitale della formazione di associazioni a *Discoaster multiradiatus* che estende l'età della stessa alla sommità del Paleocene (Zona NP9).

1.2. - UNITÀ TETTONICA LEO

Questa unità comprende quei terreni (ofioliti e breccie ofiolitiche, Calcari a Calpionelle e Argille a Palombini) che presumibilmente costituivano la base stratigrafica dell'unità precedentemente descritta. Attualmente i rapporti con la Formazione di Monghidoro, nel Foglio, sono ovunque tettonici.

1.2.1. - Breccie ofiolitiche (bo)

Breccie per lo più costituite da basalti e gabbri, e secondariamente diaspri, potenti al massimo alcune decine di metri. Affiorano in piccoli lembi sparsi, limitati da contatti meccanici, generalmente associati ad APA e CCL. Per quanto riguarda l'interpretazione delle modalità di messa in posto è possibile che i lembi ofiolitici, almeno quelli di minori dimensioni, corrispondano a masse frantate nel bacino durante la sedimentazione delle formazioni cretacee liguri (detrimento ofiolitico) o che siano, al contrario, inclusi tettonici appartenenti al substrato su cui si sono sedimentate le stesse formazioni pre-*flysch* liguri (BORTOLOTTI, 1983).

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 nel Foglio adiacente (Foglio 252) (BORTOLOTTI *et alii*, 1995).

1.2.2. - Calcari a Calpionelle (CCL)

Calcari e calcari marnosi biancastri e grigi, in strati da medi a spessi, talora molto spessi e da calcareniti fini e finissime, gradate. Si tratta di un unico lembo

presso la Rocca di Cavrenno (loc. Tre Poggioli), in contatto tettonico con APA.

La potenza massima è circa 200 metri.

E' un deposito pelagico con torbiditici di piana bacinale.

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

1.2.3. - Argille a Palombini (APA)

Le Argille a Palombini erano state, nella cartografia ufficiale precedente, quasi ovunque attribuite al "Complesso Caotico o Indifferenziato" o alle "Argille Scagliose".

Questa formazione è rappresentata in gran parte da argilliti grigio-scure e grigio-azzurrognole con intervalli gradati medi e spessi di calcilutiti grigie, biancastre, silicizzate, talora con base arenitica media. Subordinatamente sono presenti intervalli di alternanze pelitico-arenacee in strati sottili e sottilissimi. Presentano sempre una intensa deformazione pervasiva con sviluppo di foliazione nella frazione argillitica e boudinage degli strati più competenti.

Al suo interno, nel settore settentrionale, è stata distinta una litofacies a calcari e arenarie (APA_c) costituita da calcilutiti e calcareniti beiges o grigio chiaro, in strati da sottili a spessi, alternati a marne e marne siltose con fucoidi e da arenarie di spessore da molto sottile a medio, di colore marroncino, gradate, talora con *palaediction* e noduli ferrosi ossidati o piritici alla base. Sono inoltre presenti subordinate emipelagiti marnoso-calcaree chiare.

La potenza affiorante è di circa 150 metri.

E' in contatto tettonico con MOH, MLL, AVC e BAP.

Si tratta di depositi pelagici e torbiditici di piana bacinale.

In aree limitrofe (Foglio 237, PANINI *et alii*, 2002) 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*).

1.3. - UNITÀ TETTONICA MONTE MORELLO

Rappresenta la porzione di coltre ligure affiorante sia sul versante toscano, nell'alto Mugello, sia sul versante padano, ad ovest e nord-ovest di Firenzuola.

In entrambi i casi si sovrappone direttamente alle Unità Toscane. Vengono attribuite a questa successione, da anni nota in letteratura (Supergruppo della Calvana: ABBATE *et alii*, 1969; ABBATE & SAGRI, 1970), alcune formazioni che presentano il maggior sviluppo areale sul versante tirrenico dell'Appennino settentrionale. Si tratta di una successione di età compresa tra il Cretacico superiore e l'Eocene inferiore-medio caratterizzata, nelle aree tipo, 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. Localmente, nella parte sommitale, sono presenti argilliti. Nell'area del Foglio le formazioni appartenenti a questa unità non presentano rapporti stratigrafici.

Sulla base dei litotipi e della loro età e sulla base della posizione geometrica nell'edificio strutturale, questa unità è correlabile, o potrebbe corrispondere, all'Unità della Val Samoggia del basso Appennino bolognese e modenese e all'Unità Sporno dell'Appennino parmense (cfr. anche CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

1.3.1. - *Formazione di Sillano (SIL)*

Argilliti, talora marnose, in bande verdi, grigie e nerastre al taglio fresco e nocciola in superficie alterata, in strati sottili con intercalate calcilutiti grigie, siltiti ed areniti in strati gradati sottili. Il rapporto argilla/calcare varia da maggiore a molto maggiore di 1. La deformazione tettonica molto intensa dà origine ad una foliazione estremamente pervasiva nelle argilliti, mentre i livelli più competenti si presentano sottoforma di *boudins* e cerniere sradicate. Sono presenti inclusi cartografabili di marne chiare (**ma**) e lembi di successioni arenaceo-pelitiche con strati da sottili a spessi (**ar**) di età incerta, limitati da contatti meccanici.

La potenza geometrica è di alcune centinaia di metri.

Questa formazione si trova sempre alla base di MLL.

E' in contatto tettonico con MLL, AVC, ARB e BAP.

Si tratta di depositi pelagici di piana bacinale con sporadici apporti torbiditici.

Da dati di letteratura, l'età risulta compresa tra il Cretacico superiore e l'Eocene medio (BETTELLI & PANINI 1989, 1992, BETTELLI *et alii*, 1989b; CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

Per associazione litologica e posizione strutturale questa formazione sembra corrispondere alle Argille Varicolori della Val Samoggia e della Valle del Sillaro affioranti nel medio e basso Appennino bolognese e modenese (cfr. anche CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

1.3.2. - *Formazione di Monte Morello (MLL)*

Alternanze calcareo-marnose costituite da una porzione basale a grana prevalentemente finissima o fine, grigio-biancastra, passante a calciliti marnose e a marne grigio chiare. Gli strati sono di spessore da medio a molto spesso, fino a banchi. Talora sono presenti liste di selce nera.

La potenza è di circa 200 metri.

E' in contatto tettonico con APA, SIL, AVC, BAP, ARB, ACC, AQR1 e MVV.

E' un deposito torbiditico di mare profondo.

Da dati di letteratura, l'età risulta compresa tra l'Eocene inferiore e medio (BORTOLOTTI 1962; PONZANA, 1988 e 1993; CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

Per litologia e posizione strutturale, questo flysch sembra corrispondere alla Formazione di Savigno dell'Appennino bolognese e modenese e al Flysch di Monte Sporno dell'Appennino parmense (cfr. anche CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

2. - UNITÀ SUBLIGURE

I terreni di questa unità affiorano principalmente a SE di Pietramala, in una scaglia tettonica interposta tra l'Unità tettonica Monte Morello e l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico; vi sono inoltre alcuni lembi di dimensioni minori associati alle breccie argillose dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico. I rapporti tra le formazioni che appartengono a questa unità sono anch'essi di natura tettonica.

2.1. - ARGILLE E CALCARI DI CANETOLO (ACC)

Alternanza di argilliti scure e calcari, in strati da medi a molto spessi, con intercalazioni di arenarie micacee quarzoso-feldspatiche grigie o verdine gradate. I calcari sono marnosi, a grana finissima, e sfumano in marne calcaree grigio chiare o biancastre.

La potenza affiorante è inferiore ai 100 metri.

E' in contatto tettonico con AVC, BAP, MLL e ARB.

L'ambiente deposizionale è torbiditico di mare profondo.

Le età documentate in letteratura si riferiscono all'intervallo Luteziano-Rupeliano; in particolare sono state documentate le seguenti zone: NP15, NP17, MNP21 e MNP23 per le Argille e Calcari del Passo di Ticchiano nell'Unità Aveto-Petrignacola (CATANZARITI & VESCOVI, 1998; CATANZARITI *et alii*, 2002); NP14-15 nell'unità Bratica della bassa Val Sillaro e CC22-23, NP15 nell'Unità Marra in Val Parma (CATANZARITI *et alii*, 2002).

2.2. - ARENARIE DI PONTE BRATICA (ARB)

Alternanza di arenarie e peliti in strati da sottili a medi; le arenarie sono mica-
cee e quarzoso-feldspatiche, talora litiche alla base, grigie, gradate e laminate. Le
peliti sono anch'esse grigie o grigio scuro, sporche, con sporadici microfossili
alla lente. Il rapporto arenite/pelite è generalmente minore di 1.

La potenza è inferiore ai 200 metri.

E' in contatto tettonico con BAP, SIL, MLL e ACC.

Si tratta di un deposito di mare relativamente profondo, probabilmente con-
finato.

Da dati di letteratura, l'età risulta compresa tra la parte superiore del
Rupeliano e il Chattiano, essendo state documentate le zone MNP23, MNP24 e
MNP25 (CATANZARITI *et alii*, 2002).

3. - UNITÀ TOSCANE

Le unità tettoniche riferibili al dominio toscano sono qui rappresentate
dall'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico, dall'Unità tettonica Acquerino e
dall'Unità tettonica Monte Castel Guerrino. A scala regionale l'unità superiore è
la Sestola-Vidiciatico, quella inferiore è l'Unità tettonica Monte Castel Guerrino.
La riattivazione di strutture fuori sequenza, probabilmente nel Pliocene, ha por-
tato ad una locale inversione di questi rapporti e d attualmente in questo Foglio,
l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico è sottostante a quella di Monte Castel
Guerrino.

Nell'adiacente F. 252 Barberino di Mugello (BETTELLI *et alii*, 2002), le unità
tettoniche Acquerino e Monte Castel Guerrino sono considerate sottounità
dell'Unità tettonica Cervarola. In questo foglio, in accordo con CERRINA FERONI
et alii (2002) e PLESI *et alii* (2002) (per la discussione si vedano anche i paragrafi
3.2 e 3.3), allo stato attuale delle conoscenze la Formazione dell'Acquerino, che
forma la successione dell'Unità tettonica Acquerino, è considerata meglio corre-
labile con la formazione del Monte Falterona anziché con le Arenarie del Monte
Cervarola e l'Unità tettonica Falterona è ritenuta indipendente dall'Unità tetto-
nica Cervarola; perciò, per il momento, si preferisce trattare l'Unità tettonica
Acquerino in modo indipendente dall'Unità tettonica Cervarola. Ne consegue
anche un diverso significato dell'Unità tettonica Cervarola rispetto a come defi-
nita nel F. 252 Barberino di Mugello e quindi, in questo foglio, si è preferito non
usare questa definizione.

3.1. - UNITÀ TETTONICA SESTOLA-VIDICIATICO

Sotto la denominazione di “Unità tettonica Sestola-Vidiciatico” vengono compresi quei terreni che per ampi tratti della catena appenninica appaiono sovrascorsi ai flysch arenacei oligo-miocenici dell’avanfossa toscana (qui rappresentati dalle unità tettoniche Acquerino e Monte Castel Guerrino), lungo una fascia a direzione NO-SE, e che sono a loro volta ricoperti dalle Unità tettoniche Liguri. Questa unità presenta strette analogie (litotipi e loro età, posizione geometrica nell’edificio strutturale) con la parte alta dell’Unità Ventasso dell’Appennino reggiano e modenese.

Essa ha una composizione molto articolata ed una complessa struttura interna: il corpo principale è costituito da un insieme eterogeneo di terreni di età cretaceo-eocenica, a composizione prevalentemente argilloso-calcareo (AVC), e breccie argillose di età eo-oligocenica (BAP) sui quali, in tempi successivi ed in discordanza angolare, si sono deposte successioni stratigrafiche (successioni di *thrust top basin*) di età oligo-miocenica. Le formazioni affioranti 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.

Per la presenza di litotipi cretaceo-eocenici ed eo-oligocenici ad affinità ligure e subligure, delle facies di piattaforma e scarpata delle formazioni oligo-mioceniche e per la posizione geometrica a scala regionale, l’Unità Tettonica Sestola Vidiciatico è interpretata come la più interna delle Unità Toscane. A seguito di successivi episodi deformativi, con modalità di sovrapposizione fuori sequenza, le altre unità toscane sono sovrascorse a loro volta sull’Unità Tettonica Sestola-Vidiciatico; in questo Foglio, come già detto, troviamo infatti questa unità in posizione sottostante all’Unità Tettonica Monte Castel Guerrino, oltre che alle Unità Liguri, e sovrastante alla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola.

I terreni oligo-miocenici di *thrust top basin* sono riconducibili a due successioni, una affiorante nella porzione più meridionale, litologicamente affine a successioni torbiditiche silicoclastiche di tipo toscano e nota in parte come Successione di Monte Modino e in parte come Successione di Porretta, e una affiorante nella parte più settentrionale, ad affinità Epiligure. Le zone di affioramento di queste due successioni sono separate da un’importante superficie di sovrascorrimento che raddoppia sia l’Unità Tettonica Sestola-Vidiciatico che l’Unità Tettonica Monte Morello.

La successione di *thrust top basin* affiorante nella porzione settentrionale del Foglio, è costituita da terreni riconducibili alla parte chattiano-serravalliana della Successione Epiligure *Auctt.*; è interessante notare che sulle unità alloctone più esterne e più profonde, a scala regionale, la Successione Epiligure *Auctt.* non si

presenta mai completa ma costituita solo dai termini oligo-miocenici (Formazioni di Antognola e Contignaco, Gruppo di Bismantova e Marne del Termina) e mancante dei termini pre-Antognola (Formazioni di Loiano, Baiso Monte Piano e Ranzano), come se la deposizione di questi terreni su questa unità fosse iniziata non prima del Rupeliano terminale-Chatiano. In questo Foglio, questa successione, per differenziarla dalla Successione Epiligure *Auctt.* deposta al *top* delle Unità Liguri a partire dalla fase mesoalpina (Luteziano), viene indicata genericamente come “successione di *thrust top basin* settentrionale”.

Per i litotipi cretaceo-eocenici ed eo-oligocenici ad affinità ligure e subligure, le facies di piattaforma e scarpata delle formazioni oligo-mioceniche e per la posizione geometrica a scala regionale, l'Unità Tettonica Sestola Vidiciatico è interpretata come la più interna delle Unità Toscane. A seguito di successivi episodi deformativi, con modalità di sovrapposizione fuori sequenza, le altre unità toscane sono sovrascorse a loro volta sull'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico; in questo Foglio troviamo infatti questa unità in posizione sottostante all'Unità Tettonica Monte Castel Guerrino, oltre che alle Unità Liguri, e sovrastante alla Formazione Marnoso-Arenacea romagnola.

Si pone il problema della posizione paleogeografica nell'Oligo-Miocene delle successioni di *thrust top basin*. Per affinità litologica, è ipotizzabile che la successione ad affinità Epiligure occupasse una posizione più interna, cioè più prossima alla Successione Epiligure *Auctt.*, mentre quella della successione ad affinità toscana occupasse una posizione più esterna, a ridosso delle avanfosse; è probabile che il substrato di questa successione costituisse anche la scarpata interna dell'avanfossa toscana. Ciò implica che l'elemento con la successione ad affinità Epiligure, attualmente più esterno, sia sovrascorso su quello caratterizzato dalla successione ad affinità toscana e quindi che il *thrust* che attualmente separa le due successioni sia una struttura fuori sequenza.

3.1.1. - Unità argilloso-calcareo (AVC)

Unità litologicamente molto simile alle argille della Formazione di Sillano, poste alla base della Formazione di Monte Morello, dalla quale differisce per la posizione strutturale e la stretta associazione con BAP e MMA .

Si tratta di argilliti, talora marnose, in bande verdi, grigie e nerastre al taglio fresco e nocciola in superficie alterata, in strati sottili, con intercalazioni di calcilutiti grigie, siltiti e areniti in strati gradati sottili. Il rapporto argilla/calcareo varia da maggiore a molto maggiore di 1. La deformazione tettonica è molto intensa e dà origine ad una foliazione estremamente pervasiva nelle argilliti, mentre i livelli più competenti si presentano sottoforma di *boudins* e cerniere sradicate.

Nella parte alta del corso del T. Diaterna, è stata cartografata una scaglia (**ar**), potente alcune decine di metri e limitata da contatti meccanici, costituita da un'alternanza di siltiti argillose, marne argilloso-siltose scure ed areniti grigio-scure, marroni se alterate, in strati da sottili a spessi, gradati, ricchi in miche.

La potenza geometrica della formazione è valutabile in alcune centinaia di metri.

Sono in contatto tettonico con APA, MLL, SIL, BAP, MMA, ANT, SUV, TCG₁, CDP₂ e FMA, o si trovano come inclusi nei corpi caotici di FMA (per esempio nell'unità caotica di Visignano).

Si tratta di depositi pelagici di piana bacinale con sporadici apporti torbidity.

Le età documentate da CATANZARITI *et alii* (2002) fanno riferimento alle biozone CC9 (Albiano superiore-Cenomaniano medio) per la presenza di *Eiffellithus turriseiffelii*, CC17 (Santoniano superiore-Campaniano inferiore) per la presenza di *Calculites obscurus* e la CC22 (Campaniano superiore) per la presenza di *Quadrum trifidum* ed *Eiffellithus eximius*. Nell'ambito dei rilevamenti per il Foglio 252 (BETTELLI *et alii*, 2002) è stata documentata un'età dell'unità nel suo complesso 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 *Eiffellithus turriseiffelii*), 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.

3.1.2. - Breccie argillose poligeniche (**BAP**)

Sotto questa denominazione informale sono stati compresi tutti quei corpi caotici che possiedono la tessitura tipica delle breccie sedimentarie. Si tratta di breccie molto deformate, con foliazione e assetto caotico, costituite da una matrice argillosa inglobante clasti argillitici di dimensione millimetrica e clasti di calcari micritici, di età cretaceo-eocenica, grigi, di dimensioni centimetriche e decimetriche, raramente metriche. Occasionalmente sono anche presenti clasti decimetrici di siltiti, areniti e marne calcaree. Vi si trovano, anche se raramente, inclusi di breccie ad elementi ofiolitici e di Successione Epiligure.

La potenza geometrica è valutabile in alcune centinaia di metri.

Queste breccie sono in contatto stratigrafico, talora tettonico, con MMA, BGN e SUV e in contatto tettonico con APA, MLL, AVC, CIG, CTG, ANT, TCG₁, CDP₂ e FMA.

Sulla base di considerazioni di carattere regionale, posizione geometrica ed età degli inclusi, l'età risulta compresa tra l'Eocene medio e il Miocene medio.

In prossimità del contatto sulla FMA, per esempio tra Peglio e C. Montarelli e Ca' Bruciata, a ridosso delle sorgenti del T. Diaterna, sono presenti inclusi di FMA tortoniana. E' quindi probabile che parte di queste breccie abbiano anche una componente meccanica e siano in realtà da considerarsi un *mélange* tettonico formatosi durante la messa in posto sulla Formazione Marnoso-Arenacea romagnola nel Tortoniano superiore.

3.1.a. - SUCCESSIONE DI *THRUST TOP BASIN* MERIDIONALE

Successione costituita da marne e areniti di piattaforma e scarpata di età oligo-miocenica, discordante sui terreni argilloso-calcarei e sulle breccie argillose, affiorante a sud del raddoppio tettonico che attraversa la coltre alloctona tra il T. Diaterna e il Colle di Canda. Questa successione presenta strette analogie con la porzione oligo-miocenica dell'unità Ventasso del crinale appenninico modenese-reggiano e con parte della Successione di Porretta (F. 235 Pievepelago, PLESI *et alii*, 2002; F. 252 Barberino di Mugello, BETTELLI *et alii*, 2002; CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

3.1.a.1. - *Marne di Marmoreto (MMA)*

Formazione costituita da marne, marne siltose, grigio verdastre con rari livelli arenitici sottili e molto sottili, raramente spessi, lenticolari, e *slump*; localmente (Poggio Pioto) si intercala una bancata arenitica di spessore superiore ai 10 metri (**ar**). In associazione talora affiorano lembi, potenti pochi metri, di argille, grigie, verdastre e rossastre, probabilmente correlabili con le argille di Fiumalbo che, nelle zone tipo dell'Appennino modenese e reggiano, ne costituiscono la base stratigrafica.

E' in contatto stratigrafico, spesso tettonico con BAP e BGN; frequentemente è associata, con contatti meccanici ad AVC; è in contatto tettonico con SUV e FMA.

La potenza massima affiorante è circa 100 metri.

Le facies sono compatibili con un ambiente deposizionale di scarpata.

Sono state documentate tutte le biozone dalla sottobiozona MNP21a del Priaboniano terminale alla zona MNP25b del Chattiano. Le associazioni ricche e mediamente conservate sono caratterizzate dall'abbondanza di *D. bisectus*, *C. floridanus* a cui si aggiungono i *markers* e le forme caratteristiche delle diverse biozone: *Ericsonia formosa*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Istmolithus recurvus*

per la MNP21a; *Ericsonia obruta*, *E. formosa*, *R. umbilicus*, *Lanternithus minutus*, *Helicosphaera reticulata*, *Helicosphaera wilcoxonii* per la MNP21b; *R. umbilicus* e *E. obruta*, *Istmolithus recurvus*, *Helicosphaera bramlettei*, *Sphenolithus predistentus*, per la MNP22; *Cyclicargolithus abisectus*, *S. predistentus*, *Sphenolithus distentus*, *helicosphaera recta*, *Helicosphaera perch-nielsenio*, *Helicosphaera euphratis*, per la MNP23; *C. abisectus*, *Sphenolithus ciperensis*, *S. predistentus*, *S. distentus*, *H. perch-nielsenio*, per la MNP24; *C. abisectus*, *S. ciperensis*, *H. perch-nielsenio*, *H. recta*, *H. euphratis* per la MNP25a; *C. abisectus*, *H. recta*, *H. perch-nielsenio*, *H. euphratis* per la MNP25b.

3.1a.2. - Marne di Baigno (BGN)

Marne e marne siltose, talora con sottili livelli arenitici fini, lenticolari, di colore grigio chiaro. Sono presenti livelli centimetrici, di colore giallastro-ocra, biancastro o verde, di natura vulcanoclastica, e livelli di marne scheggie, dure, selciose. Nell'area tipo (F. 252), si riconoscono intervalli metrici di siltiti e areniti in strati sottili e medi, talora poco evidenti per bioturbazione, con liste di selce.

La potenza è di circa 100 metri.

Sono in contatto stratigrafico, spesso tettonico, su BAP e su MMA; al tetto sono in contatto stratigrafico netto con SUV; localmente sono in contatto tettonico con FMA.

Le facies sono compatibili con ambiente deposizionale variabile dalla piattaforma esterna a scarpata.

Le età documentate sono riferibili al Chattiano sommitale-Aquitano e al Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore. Le associazioni rinvenute sono riferibili alla biozona MNN1, caratterizzata dalla presenza di *Cyclicargolithus abisectus* di dimensioni inferiori ai 10 micron, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus dissimilis*, *Sphenolithus conicus*, *Helicosphaera euphratis*. La presenza di *Sphenolithus disbelemnos* in qualche campione specifica il riferimento alla sottozona MNN1d (Aquitano) di una parte delle marne. Altri campioni sono stati attribuiti alle zone MNN4a e MNN4b per la presenza comune e continua in alcuni campioni, scarsa e discontinua in altri di *Sphenolithus heteromorphus* in associazione con *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera mediterranea*, *Coccolithus miopelagicus*, *Calcidiscus leptopus*.

3.1a.3. - Arenarie di Suviana (SUV)

Alternanze di arenarie e peliti in strati spessi e molto spessi, raramente sotti-

li e medi. Le areniti sono a grana medio-fine, raramente grossolana, di colore grigio. Il rapporto arenite/pelite è generalmente maggiore di 1, solo localmente è minore o uguale a 1.

La composizione petrografica delle Arenarie di Suviana è stata caratterizzata nell'ambito di studi per la realizzazione del Foglio 252 Barberino di Mugello (BETTELLI *et alii*, 2002). I risultati ottenuti mostrano una Composizione Principale poco dispersa attorno ad un valore medio di Q58F26L+C16, e sono pertanto definibili come areniti feldspatolitiche (*sensu* DICKINSON, 1970). 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%). La Composizione Modale della Frazione Litica dell'ossatura risulta essere mediamente Lm70Lv7Ls+C23; 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.

La potenza è di circa 150 metri.

Il limite inferiore è stratigrafico netto su BGN e, talora, BAP; è in contatto tettonico con AVC, BAP, MMA, CIG, CDP₂ e FMA.

È un deposito torbiditico di bacino relativamente profondo e confinato.

Le associazioni rinvenute nei campioni presentano associazioni spesso impoverite e mal conservate riferibili al Burdigaliano medio-superiore - Langhiano inferiore. Le biozone documentate sono: MNN3b caratterizzata da forme scarse, banali e molto mal conservate come *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus disbelemnus*, MNN4a e MNN4b.

3.1b. - SUCCESSIONE DI THRUST TOP BASIN SETTENTRIONALE

Questa successione è riconducibile alla porzione oligo-miocenica della Successione Epiligure *Auctt.*; si tratta di lembi strettamente associati alle breccie argillose, affioranti a nord del sovrascorrimento che raddoppia la coltre alloctona tra il T. Diaterna e il Colle di Canda.

3.1b.1. - Marne di Antognola (ANT)

Marne argillose e siltose, verdognole o grigie, con patine manganesifere, fossilifere, e con rari intervalli di arenarie vulcanoclastiche di spessore sottile e medio; la stratificazione è poco evidente.

E' presente, a Poggio Belmonte, un lembo del membro di Anconella (**ANT₄**), costituito da arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche in strati da sottili a spessi, talvolta amalgamati. Le arenarie sono poco cementate, con grana da fine a grossolana, di colore grigio chiaro, alterate in giallastro; il rapporto arenite/pelite è maggiore di 1. I limiti si presentano ovunque tettonizzati.

La potenza affiorante è circa 120 metri.

E' sempre associata a BAP; il limite superiore è netto con CTG; è in contatto tettonico con BAP, AVC e FMA; è compresa come inclusi nei corpi caotici di FMA, in vs.

Si tratta di depositi di piattaforma e scarpata.

Secondo la letteratura (CATANZARITI *et alii*, 1997; CATANZARITI & RIO in ZANZUCCHI & MARTINI, 2000; DI GIULIO *et alii*, 2002), l'età della formazione è compresa tra il Rupeliano superiore e l'Aquitano superiore (zone MNP23-MNN1d di FORNACIARI & RIO, 1996).

3.1b.2. - *Formazione di Contignaco (CTG)*

Marne selciose e calcaree, siltose, di colore grigio-verdognolo o grigio azzurro con patine manganesifere, talora con liste e noduli di selce. Gli strati hanno uno spessore medio; sono inoltre presenti intervalli arenitici gradati, da sottili a spessi, con base netta, correlati con il membro di Villaprara (**CTG₁**) e arenarie vulcanoclastiche grigio-verdi, in strati medi, gradati, con noduli di selce nera.

La potenza è di circa 100 metri.

Il limite inferiore è stratigrafico netto su ANT, quello superiore è netto, probabilmente discordante, con PAT; è in contatto tettonico con BAP e FMA. E' anche presente come inclusi in BAP e nei corpi caotici di FMA, in vs.

Si tratta di depositi di piattaforma e scarpata.

Secondo la letteratura (FORNACIARI & RIO in ZANZUCCHI & MARTINI, 2000 e in PAPANI *et alii*, 2002; DI GIULIO *et alii*, 2002), l'età della formazione è compresa tra l'Aquitano terminale e il Burdigaliano (zone MNN2-MNN4a di FORNACIARI & RIO, 1996).

3.1b.3. - *Formazione di Pantano (PAT)*

Alternanza di arenarie siltose fini e finissime, grigie (marroncine se alterate), e subordinate peliti marnose grigio-chiare; gli strati, generalmente poco evidenti per la presenza di bioturbazione, hanno uno spessore da medio a spesso. In

affioramenti fuori carta, dove la formazione è meglio esposta, queste arenarie presentano frequente laminazione incrociata.

La potenza massima è di alcune decine di metri.

Il limite inferiore è netto, e probabilmente discordante, su CTG, quello superiore è netto con CIG. E' presente anche come inclusi in BAP e nei corpi caotici di FMA (vs).

Le facies indicano un ambiente deposizionale di piattaforma.

Nella Successione Epiligure *Auctt.*, questa formazione costituisce la parte inferiore del Gruppo di Bismantova di AMOROSI *et alii* (1996) e corrisponde alle calcareniti della Pietra di Bismantova (F. 218 Castelnuovo ne' Monti, PAPANI *et alii*, 2002)

Per le facies prevalentemente arenacee e scarsamente fossilifere, l'età della formazione risulta difficilmente determinabile; nell'Appennino parmense e bolognese, i primi fossili riconosciuti, alcune decine di metri al di sopra del limite inferiore della formazione, risultano essenzialmente riferibili al Langhiano inferiore, anche se non può essere escluso un inizio della sedimentazione nel Burdigaliano terminale (PAPANI *et alii*, 1987; vedere anche discussione in PAPANI *et alii*, 2002). Anche i fossili della parte superiore risultano riferibili al Langhiano (PAPANI *et alii*, 2002; AMOROSI, 1992a e 1992b).

3.1b.4. - *Formazione di Cigarellò (CIG)*

E' rappresentata da marne e marne argilloso-siltose grigie e grigio-azzurre, omogenee, a frattura scheggiata, spesso bioturbate, con rari strati arenacei giallastri o marroni (grigi alla frattura fresca), sottili e medi, localmente in banchi a granulometria grossolana. Sono presenti livelli ricchi di microfossili.

La potenza massima è inferiore ai 100 metri.

Il limite inferiore è netto su PAT; è in contatto tettonico con BAP, SUV e FMA. E' presente anche sottoforma di inclusi in BAP e nei corpi caotici di FMA (vs).

Le facies indicano un ambiente deposizionale di piattaforma e scarpata.

Nella Successione Epiligure *Auctt.*, questa formazione costituisce la parte superiore del Gruppo di Bismantova di AMOROSI *et alii* (1996) (vedere anche F. 218 Castelnuovo ne' Monti, PAPANI *et alii*, 2002).

Secondo la letteratura (AMOROSI, 1992a e 1992b; PANINI *et alii*, 2002; PAPANI *et alii*, 2002), l'età risulta compresa tra il Langhiano e il Serravalliano superiore.

3.2. - UNITÀ TETTONICA ACQUERINO

I terreni appartenenti a questa unità tettonica affiorano nel settore sud-occidentale del Foglio. Essi sono tettonicamente interposti tra l'Unità tettonica Monte Morello a sud e l'Unità tettonica Monte Castel Guerrino a nord. Vengono inoltre ricoperti in discordanza dai depositi continentali della Successione del Mugello.

Questa unità è costituita da due formazioni: le marne varicolori di Villore a cui segue la formazione dell'Acquerino, rappresentata da depositi torbiditici di avanfossa.

Questa unità è stata ed è considerata da molti Autori un elemento dell'Unità Cervarola-Falterona (ABBATE *et alii*, 1969; BOCCALETTI & COLI, 1982; GUENTHER & REUTTER, 1985; BETTELLI *et alii*, 2002); recentemente altri Autori l'hanno considerata un'unità tettonica indipendente (PLESI *et alii*, 2002; CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

3.2.1. - Marne Varicolori di Villore (MVV)

Marne e marne argillose variegata, generalmente di colore verde, grigio chiaro o rossastro, intensamente foliate.

La potenza è di circa 100 metri.

Il contatto stratigrafico inferiore non è preservato in quanto questa formazione è sempre tagliata alla base da sovrascorrimenti; costituisce infatti il livello di scollamento preferenziale dei depositi di avanfossa oligo-miocenici. Il contatto stratigrafico superiore è netto, o per rapida alternanza e parzialmente eteropico, con AQR, marcato dalla comparsa di strati torbiditici sottili per uno spessore di pochi metri.

E' in contatto tettonico con MLL e TCG₁.

Si tratta di depositi emipelagici e di scarpata che precedono l'instaurarsi di un'avanfossa a sedimentazione torbiditica grossolana.

Questa formazione corrisponde a parte della Scaglia Toscana o Scisti Varicolori *Auctt.*

Secondo la recente letteratura, l'età della porzione affiorante lungo il crinale toscano-emiliano, nel limitrofo F. 252, è compresa tra il Chattiano e l'Aquitano (BETTELLI *et alii*, 2002; CIBIN *et alii*, 2003), essendo state infatti riconosciute associazioni riferibili alle zone MNP25 e MNN1 di FORNACIARI & RIO (1996); tuttavia, verso sud-est, tra il Mugello e il crinale toscano-romagnolo (fogli 264 e 265), sono state documentate anche età più antiche (Priaboniano-Chattiano, CATANZARITI *et alii*, 2002).

3.2.2. - Formazione dell'Acquerino (AQR)

Nella zona tipo (Foglio 252), questa formazione è articolata in tre membri sulla base dello spessore medio degli strati e del rapporto arenite/pelite e presenta un trend *fining* e *thinning upward*, rappresentando un singolo sistema deposizionale torbiditico. In questo Foglio affiora solo il membro arenaceo-pelitico (AQR₁) basale.

Si tratta di alternanze arenaceo-pelitiche in strati gradati, con spessore da medio a molto spesso; il rapporto arenite/pelite è variabile da 1 a 1. Le arenarie sono a composizione feldspato-litica, ben cementate, di colore grigio. La granulometria varia da fine a grossolana in relazione allo spessore dei livelli di arenite. Le controimpronte di fondo indicano provenienze dei flussi da nord-ovest.

La composizione di queste areniti è stata studiata nell'ambito della realizzazione del Foglio 252 (BETTELLI *et alii*, 2002). I campioni analizzati mostrano una Composizione Principale moderatamente dispersa intorno a Q46F37L+C17 che consente di definirle come areniti feldspato-litiche (*sensu* DICKINSON, 1970); 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; tra i frammenti di roccia a tessitura fine risultano particolarmente abbondanti i frammenti metamorfici di grado medio-basso (*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.

La potenza parziale della formazione affiorante è di circa 400 metri.

Il limite inferiore è generalmente netto, talora per rapida alternanza, con MVV. Al contatto con MVV è generalmente presente una litofacies pelitico-arenacea con una potenza di pochi metri.

E' in contatto tettonico con MLL, TCG₁, CDP₂.

Sono depositi torbiditici di lobo arenaceo e di frangia di lobo in una fase evolutiva iniziale del sistema deposizionale.

Secondo la letteratura recente, l'età di questa formazione è compresa tra il Chattiano terminale e il Burdigaliano, essendo state documentate tutte le zone comprese tra la MNN1a e la MNN3b di FORNACIARI & RIO (1996) (dati da F 252, BETTELLI *et alii*, 2002; CATANZARITI *et alii*, 2002; CIBIN *et alii*, 2003). Il membro basale risulta compreso tra il Chattiano sommitale e l'Aquitano (MNN1; dati da F 252, BETTELLI *et alii*, 2002; CATANZARITI *et alii*, 2002; CIBIN *et alii*, 2003).

Alcuni autori considerano queste arenarie come appartenenti alla successione delle Arenarie del Monte Cervarola (ABBATE *et alii*, 1969; BRUNI & PANDELI

1980; GUENTHER & REUTTER, 1985; BETTELLI *et alii*, 2002). Effettivamente le due successioni risultano coeve (dati da F. 252: CATANZARITI in BETTELLI *et alii*, 2002; CIBIN *et alii*, 2003); tuttavia, poiché tra le due successioni esistono differenze di facies e, a nostro avviso, i rapporti sono tettonici, si è preferito considerare le Arenarie dell'Acquerino una successione distinta da quella del M. Cervarola e probabilmente depositata in un settore di avanfossa, o sottobacino, più interno.

Sulla base delle facies e della posizione geometrica nell'edificio strutturale, questa formazione appare invece meglio correlabile con le Arenarie di Monte Falterona. Occorre però tenere presente che la base e il tetto di quest'ultime risultano sempre più antichi (MNP25a-MNN1d di FORNACIARI & RIO, 1996; dati da F. 265: CATANZARITI & RIO in MARTELLI, 2002; CIBIN *et alii*, 2003; CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

In sintesi, allo stato attuale delle conoscenze preferiamo considerare le arenarie della Formazione dell'Acquerino come una successione a se stante.

3.3. - UNITÀ TETTONICA MONTE CASTEL GUERRINO

Questa unità è tettonicamente compresa, in questo Foglio, tra l'Unità tettonica Acquerino e l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico o la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola.

Affiora nel settore sud-occidentale del Foglio ed è costituita da una potente successione arenitica di avanfossa miocenica.

Per la posizione geometrica intermedia e i caratteri composizionali intermedi tra quelli delle arenarie di avanfossa del dominio toscano e quelle del dominio umbro-romagnolo, questa unità è stata considerata talora appartenente all'Unità Cervarola-Falterona, talora la più interna delle unità romagnole.

Grazie ai rilevamenti per questo Foglio e per quello occidentale (F. 252 Barberino di Mugello, BETTELLI *et alii*, 2002) è stata dimostrata la possibilità di correlazione di questa successione con le formazioni di Castiglione dei Pepoli, di Stagno e del T. Carigiola, a loro volta correlate, sulla base delle facies e dell'età (Aquitano - Burdigaliano) con le Arenarie del Monte Cervarola.

In questo Foglio sono solo parzialmente rappresentate la formazione del T. Carigiola e la formazione di Castiglione dei Pepoli, che si trovano in rapporti tettonici tra loro.

3.3.1. - *Formazione del Torrente Carigiola (TCG)*

La formazione nell'adiacente Foglio 252 è stata interamente suddivisa in 2 membri; nell'area del Foglio affiora solo il membro inferiore, prevalentemente pelitico-arenaceo, caratterizzato dalla presenza di megastrati (**TCG₁**, membro pelitico-arenaceo a megastrati). Si tratta di alternanze pelitico-arenacee in strati di spessore estremamente variabile, da sottili a molto spessi fino a banchi plurimetrici, con un rapporto arenite/pelite variabile ma, nel complesso, minore di 1.

Le areniti hanno composizione feldspato-litica e sono molto ben cementate; le peliti sono grigie e molto indurite. Le paleocorrenti indicano provenienze dei flussi da ovest/nord-ovest. Sono presenti livelli costituiti da gruppi di strati a netta prevalenza marnoso-siltosa. Caratteristica di questa formazione è la presenza, a vari livelli della successione, di megastrati a base molto grossolana o microconglomeratica, con areniti di spessore da 5 a 20 metri e frazione pelitica quasi sempre superiore a quella arenitica. Sono presenti *slumps* di qualche metro di spessore e livelli con selce.

La composizione di queste areniti è stata studiata nell'ambito della realizzazione del Foglio 252 (BETTELLI *et alii*, 2002). La Composizione Principale risulta poco dispersa attorno ad un valore medio di Q47F34L+C19, si tratta quindi anche in questo caso di areniti feldspatolitiche (*sensu* DICKINSON, 1970). 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; tra i frammenti di roccia a tessitura fine risultano particolarmente abbondanti i frammenti metamorfici di grado medio-basso (slate e filladi), serpentinoscisti, e scisti biotitici, a cui si associano frammenti di rocce sedimentarie prevalentemente calcaree, e più scarse vulcaniti andesitiche.

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.

La potenza parziale è di circa 500 metri.

Non affiorano il tetto e la base stratigrafici della formazione. E' in contatto tettonico con CDP₂, AQR₁, SUV, BAP e FMA.

La formazione sembra essersi deposta al passaggio Chattiano-Aquitano e durante l'Aquitano. Infatti i campioni raccolti documentano la biozona MNN1 caratterizzata da *Cyclicargolithus abisectus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera euphratis*, *Sphenolithus dissimilis*, *Sphenolithus conicus*, rara *Helicosphaera carteri*, e la sottobiozona MNN1d ed MNN1c, riconosciute per la presenza e l'assenza, rispettivamente di *Sphenolithus disbelemnus*.

3.3.2. - Formazione di Castiglione dei Pepoli (CDP)

Anche questa formazione nell'area tipo (F. 252) è costituita da due membri, mentre in questo Foglio affiora solo quello superiore arenaceo-pelitico (CDP₂, membro arenaceo-pelitico).

È costituito da alternanze arenaceo-pelitiche in strati spessi e molto spessi. Le arenite hanno una granulometria che varia da media a grossolana, colore grigio, composizione lito-feldspatica e sono ben cementate. Le peliti sono anch'esse grigie e moderatamente indurite. Le impronte di fondo indicano provenienze dei flussi da nord-ovest. Il rapporto arenite/pelite varia da maggiore a molto maggiore di 1. Localmente è presente una litofacies con alternanza di arenarie micacee fini e livelli spessi e molto spessi di marne con basi arenitiche sottili e medie, rapporto arenite/pelite minore di 1, a geometria lenticolare, con bioturbazione diffusa e locali livelli in slump.

La composizione di queste arenite è stata studiata nell'ambito della realizzazione del Foglio 252 (BETTELLI *et alii*, 2002). La Composizione Principale risulta piuttosto dispersa attorno ad un valore medio di Q53F22L+C25, che ne definiscono una composizione media litico-feldspatica (*sensu* DICKINSON, 1970) 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; 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 (calcarei micritici e spatitici).

Non affiorano la base e il tetto della formazione. È in contatto tettonico con TCG₁, AVC, BAP, MMA, BGN, SUV e FMA.

La potenza affiorante è di circa 200 metri.

Si tratta di un deposito torbiditico di lobo arenaceo e di frangia di lobo.

I campioni indicano un'età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano. Le biozone documentate nei campioni raccolti sono la MNN4a, la MNN4b e la MNN5a. Le prime due caratterizzate rispettivamente da comune *Sphenolithus heteromorphus*, scarso e discontinuo *S. heteromorphus*, presentano un'associazione che contiene forme abbastanza bene conservate di *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera ampliaperta* e rara *Helicosphaera walbersdorfensis*. La sottobiozona MNN5a oltre a *S. heteromorphus* comune contiene *Calcidiscus leptoporus*, scarso *Calcidiscus premacintyreii* e scarsa *H. walbersdorfensis*.

4. - SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

Di questa successione, nel F. 253 “Marradi”, è presente solamente parte della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola (FMA), della quale non affiorano né la base, sempre elisa tettonicamente, né il tetto. I membri sommitali della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola affiorano nei limitrofi fogli settentrionali (F. 238 Castel S.Pietro Terme e F. 239 Faenza) e orientali (F. 254 Modigliana).

La FMA costituisce l'elemento più profondo nell'edificio strutturale di questo settore della catena, essendo stata sovrascorsa sia dalle Unità tettoniche Liguri che dalle Unità tettoniche Toscane.

4.1. - FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA (FMA)

Formazione composta da sequenze torbiditiche arenite-pelite con subordinate emipelagiti marnose. Il rapporto arenite/pelite e lo spessore degli strati è variabile.

Le arenarie sono gradate, generalmente da medie a molto fini; si presentano grossolane o molto grossolane solo alla base degli strati più spessi. Hanno le caratteristiche strutture sedimentarie trattive (*flute* e *groove-casts* alla base, laminazione piano-parallela nella parte inferiore, *ripples* e laminazione convoluta nella parte superiore). Al tetto dei livelli arenitici le peliti sono grigie e laminate; nelle successioni meno arenacee, sopra alle peliti laminate, a diretto contatto con le areniti soprastanti, si osservano talvolta emipelagiti, costituite da marne siltose, grigie chiare, compatte.

Le controimpronte di fondo indicano apporti prevalenti da nord-ovest, subordinatamente da sud-est. La composizione delle areniti è stata da tempo descritta da GANDOLFI *et alii* (1983). Le areniti con paleocorrenti indicanti paleoflussi da nord-ovest hanno generalmente composizione arcocosa; le areniti con paleocorrenti da sud-est sono invece ibride (*sensu* ZUFFA, 1980) o calcarenitiche (colom-bine *Auctt.*).

Nell'ambito della realizzazione di questo Foglio sono state condotte ulteriori analisi, su campioni provenienti da sezioni affioranti nel Foglio stesso e nell'alta valle del Bidente (F. 265). I campioni sono stati prelevati solo sui “normali” strati torbiditici e non sugli strati guida (ad eccezione dello strato noto in letteratura come “strato a Briozoi”) al fine di caratterizzare e classificare la frazione arenitica della parte prevalente della formazione, evitando strati in qualche misura “anomali” per facies deposizionale e spesso per composizione e sorgente. Le analisi sono state condotte nell'intervallo Langhiano-Serravalliano (mem-

bri FMA₁₋₅ e 7-8; vedi nel seguito) per intervalli stratigrafici scanditi dagli strati guida conosciuti a scala regionale, in modo da poter essere utilizzate per intervalli stratigrafici discreti identificabili su larga scala. Ciò nonostante, poiché le analisi hanno evidenziato una composizione omogenea per tutto l'intervallo indagato, dalla base all'intervallo stratigraficamente sovrastante l'unità caotica di Casaglia, il calcolo della composizione media è stato effettuato sull'intero set di campioni. Nel complesso le arenarie studiate risultano essere Extrareniti non carbonatiche con frazione terrigena dell'ossatura a composizione Feldspatico-litica (Composizione Principale media Q57.8 F24.6 L+CE17.6) e frazione litica dell'ossatura abbastanza equamente ripartita tra frammenti di rocce metamorfiche e frammenti di rocce sedimentarie in larga misura carbonatiche (Composizione della Frazione Litica a Tessitura Fine dell'ossatura mediamente Lm52.3 Lv5.2 Ls+C42.5). Quest'ultima in particolare ben si inserisce nell'evoluzione nota in letteratura delle mode detritiche dei sistemi oligo-miocenici di avanfossa dell'Appennino Settentrionale (es.: ANDREOZZI & DI GIULIO, 1994; DI GIULIO, 1999).

Per la composizione petrografica delle areniti ibride e delle "colombine" si rimanda alle note illustrative del F. 265 Bagno di Romagna (MARTELLI, 2002). Le areniti ibride si concentrano nella porzione langhiana della successione, mentre le "colombine" si sedimentano tutte nel Serravalliano inferiore. Per la loro particolarità composizionale e per le controimpronte indicanti flussi da SE, le colombine e le areniti ibride, queste ultime essendo spesso megatorbiditi, costituiscono ottimi strati guida. Molti di questi sono stati riconosciuti fino alla valle del Savio, nell'Appennino cesenate (RICCI LUCCHI, 1975 e 1981; BENINI *et alii*, 1991; ANTOLINI & CREMONINI, 1991; F. 265 S. Piero in Bagno, FARABEGOLI *et alii*, 1994 o Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002; F. 254 Modigliana, CREMONINI *et alii*, 2001) e probabilmente sono correlabili con strati dell'Appennino Tosco-Umbro (DELLE ROSE *et alii*, 1994; F. 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002; F. 289 Città di Castello, PIALLI *et alii*, in stampa; BROZZETTI *et alii*, in stampa); lo strato Contessa è stato riconosciuto da Gubbio alla Valle del Santerno (RICCI LUCCHI, 1975 e 1981).

Paleocorrenti da sud-est sono state osservate anche in taluni strati silicoclastici molto spessi del Membro di Nespoli; questi ultimi, tuttavia, non mostrano apprezzabili differenze composizionali dalla maggioranza degli strati silicoclastici del resto della formazione, con provenienza da nord-ovest.

Ottimi strati guida sono anche gli orizzonti arenacei della successione prevalentemente pelitico-arenacea del Tortonianiano inferiore, che costituisce la parte alta della FMA affiorante in questo Foglio.

La Formazione Marnoso-Arenacea romagnola è stata interamente suddivisa in membri di valore regionale e litozone di interesse locale, ma comunque car-

tografabili alla scala 1:50.000. In questo Foglio affiora la porzione di successione compresa tra il Langhiano inferiore e il Tortoniano inferiore, corrispondente a 10 dei 14 membri in cui la formazione è stata suddivisa a scala regionale.

Nell'area del Foglio sono stati riconosciuti anche tre sistemi deposizionali *sensu* MUTTI & NORMARK (1987) e MUTTI (1992) (vedere anche CIBIN *et alii*, in stampa). Nell'insieme l'intera FMA è costituita da almeno 4 sistemi deposizionali. Il primo sistema deposizionale comprende i membri di età Langhiano e Serravalliano inferiore (membri di Biserno, Corniolo, Premilcuore, Galeata e Collina) e corrisponde ai depositi di "inner stage" di RICCI LUCCHI (1981), il secondo comprende i successivi due membri di età Serravalliano superiore (membri di Monte Bassana, Nespoli e unità caotica di Casaglia), mentre il terzo, parzialmente presente nell'area, si sviluppa nel Tortoniano inferiore, corrisponde ai depositi della prima fase di "outer stage" di RICCI LUCCHI (1981) e comprende i membri sommitali affioranti in questo Foglio (unità caotica di Visignano, membri di Civitella, Dovadola e Modigliana).

La potenza affiorante massima è di oltre 3.000 metri.

I passaggi tra le sottunità stratigrafiche sono generalmente graduali per alternanza, con parziale eteropia; quando possibile i limiti dei membri sono stati posti in corrispondenza di orizzonti guida di importanza regionale. In relazione alla morfologia del bacino, tuttavia, gli spessori dei membri sono generalmente molto variabili e, a causa dei rapporti di eteropia, sono frequenti i casi in cui gli orizzonti guida intersecano i limiti dei membri.

La base della FMA non affiora in questo Foglio. Il contatto di base lo si può tuttavia osservare in affioramento non distante dal limite meridionale dell'area rilevata, dove si riscontra un passaggio rapido tra le marne dello Schlier e le torbiditi fini del Membro di Biserno, datato al Burdigaliano medio-superiore (MNN3b). Anche nel vicino pozzo Dicomano 1 (F. 264) è stato incontrato il limite inferiore della FMA, descritto come un passaggio da marne calcaree dure ad argille marnose e siltose tipo Schlier del Miocene inferiore.

La parte alta della formazione, in quest'area, è costituita dal Membro di Castel del Rio (Tortoniano superiore). Nei fogli limitrofi (ad es. il F. 238 ed il F. 254) al tetto di FMA sono presenti depositi pelitici di mare basso noti in letteratura come Ghioli o Formazione di Letto.

FMA è in contatto tettonico con TCG₁, BAP, CIG, CTG, ANT, AVC, BGN, MMA e SUV.

L'ambiente deposizionale è una piana bacinale generalmente sovralimentata, in cui i sedimenti emipelagici venivano facilmente erosi dai frequenti apporti torbiditici.

4.1.1. - *Membro di Biserno (FMA₁)*

In questo membro il rapporto tra arenaria e pelite è generalmente compreso tra 1/3 ed 1/5, talora anche inferiore, e vi si intercalano sottili emipelagiti dotate di una buona continuità laterale. I letti arenitici sono da molto sottili a medi, talora spessi, raramente molto spessi, e si presentano mediamente cementati. I letti pelitici sono generalmente più spessi.

In questo Foglio risultano praticamente assenti strati calcarenitici di provenienza appenninica al contrario di quanto osservato più ad Est (fogli nn. 254 e 265); ciò può essere dovuto, oltre che alla maggiore distanza dalle aree sorgenti, anche alla ridotta estensione del membro, sostituito generalmente da quello più arenaceo di Premilcuore e sue litofacies.

La potenza del membro aumenta da sud a nord, generalmente inferiore a 140 metri. Non affiora la base stratigrafica.

Secondo la letteratura, l'età è generalmente riferibile al Langhiano inferiore (zone MNN4b-MNN5a; dati da F. 265: Fornaciari e Rio in MARTELLI, 2002; CIBIN *et alii*, in stampa, CATANZARITI *et alii*, 2002). Tuttavia, immediatamente a nord di San Godenzo (Foglio 264 Borgo San Lorenzo) affiora il passaggio inferiore alle marne dello Schlier e sono state documentate associazioni riferibili alla zona MNN3b (Burdigaliano medio-superiore). Questa età della base della FMA è in perfetto accordo anche con i dati provenienti da sezioni dell'Appennino Tosco-Umbro, dove la base della formazione affiora più estesamente (FORNACIARI, 1996; PIALLI *et alii*, in stampa).

4.1.2. - *Membro di Corniolo (FMA₂)*

Il rapporto tra arenarie e peliti è compreso tra 1/3 ed 1/2 e sono presenti subordinatamente emipelagiti sottili. I letti arenitici variano da sottili a spessi e subordinatamente molto spessi e banchi. I letti pelitici sono generalmente di poco più spessi. Le areniti sono pressoché esclusivamente arcose e si presentano da mediamente a poco cementate con frequenti strati a struttura caotica caratterizzati da una scarsa cementazione in corrispondenza della struttura disordinata (strati "*sandwich*" di RICCI LUCCHI, 1978).

Analogamente al membro precedente, anche FMA₂ è caratterizzato da una scarsa estensione areale e ridotti spessori a favore del Membro di Premilcuore che tende a sostituirlo quasi completamente.

La potenza totale è di circa 150 metri.

Secondo la letteratura, l'età del membro è prevalentemente Langhiano (MNN5a; dati da F. 265: Fornaciari e Rio in MARTELLI, 2002).

4.1.3. - *Membro di Premilcuore (FMA₃)*

Generalmente caratterizzato da un rapporto arenite/pelite da poco inferiore a 1 a circa 2, in quest'area talora sono presenti orizzonti con rapporto arenite/pelite fino a 6 e strati amalgamati. Diventano più frequenti gli strati calcarenitici, mentre sono rare le emipelagiti. Gli spessori dei letti arenitici sono organizzati secondo due classi modali: moda principale data da strati spessi e molto spessi, moda secondaria strati medi e banchi. Si osserva una cementazione differenziale nei letti arenitici, generalmente da media a buona alla base e debole al tetto.

Nelle zone di affioramento più interne, a ridosso del "thrust" dell'Unità tettonica Castel Guerrino, è stata distinta una litofacies arenacea costituita da strati arenacei amalgamati con rapporto arenite/pelite anche maggiore di 6 (FMA_{3a}), spessa da alcune decine di metri fino a circa 200 metri, che per facies e posizione geometrica sembra correlabile con la litofacies arenacea di Campigna del F. 265.

Sono talora presenti (ad es. in località Monte Fossa del Lupo, nei pressi di Marradi) areniti a struttura caotica contenenti inclusi calcarei micritici di provenienza extraformazionale.

E' presente anche un orizzonte caotico, circa 150-200 metri sotto allo strato Contessa, noto come slump di Quadalto (**qa**); trattasi di un corpo di franamento sottomarino con elementi solo intraformazionali nel settore più esterno e con elementi extraformazionali varicolori nel settore più interno. Questo presenta forti variazioni laterali e superficie di base molto irregolare. Nel fianco nordorientale della sinclinale Osteto-Poggio dei Ronchi-Poggio della Frasca presenta al tetto circa 40 metri di peliti prevalenti simili a FMA₁ che a luoghi risulta coinvolto nello *slumping*. Nel fianco sudoccidentale si trovano al suo interno anche blocchi di calcare a *Lucinae*. Lo spessore è compreso tra 20 e 120 metri.

La potenza varia notevolmente da sud a nord; nell'elemento tettonico più interno supera i 1.000 metri.

Secondo la letteratura, l'età del membro varia dal Langhiano al Serravalliano inferiore (zone MNN5a-MNN6a; dati da F. 265. FORNACIARI & RIO in MARTELLI, 2002).

4.1.4. - *Membro di Galeata (FMA₄)*

Membro pelitico-arenaceo con subordinate calcareniti ed emipelagiti; il rapporto arenite/pelite è generalmente minore di 1, per lo più compreso tra 1/3 e 1/2. Le areniti sono organizzate in letti da sottili a spessi e, in minor misura, molto spessi o banchi. La cementazione è generalmente buona. Diventano frequenti i livelli carbonatici.

Nella parte medio-alta si inserisce un corpo discontinuo più grossolano (**FMA_{4a}**, litofacies arenaceo-pelitica di Querceto), potente da qualche decina ad oltre 120 metri, caratterizzato da un rapporto arenite/pelite compreso tra 1/2 e 2 e facies simile a **FMA₃**; questa litofacies potrebbe essere correlabile con la litofacies di Le Cortine del F. 265. Nella parte bassa, nel settore nordorientale del Foglio, sono presenti dei livelli di *slumping* di spessore massimo di una decina di metri non cartografabili, che interessano il limite inferiore del membro.

La potenza varia da meno di 100 a oltre 400 metri.

Secondo la letteratura, l'età del membro è Serravalliano inferiore (zone MNN6a-MNN6b; dati da F. 265: Fornaciari e Rio in MARTELLI, 2002).

4.1.5. - *Membro di Collina* (**FMA₅**)

Membro prevalentemente pelitico con frequenti livelli carbonatici ed emipelagiti; il rapporto arenite/pelite è generalmente molto minore di 1, per lo più compreso tra 1/5 e 1/3. Le arenite sono organizzate in livelli sottili e medi, in minor misura spessi, raramente in banchi. Si inseriscono a varie altezze dei corpi lenticolari più grossolani, spessi qualche decina di metri, con continuità laterale massima dell'ordine del chilometro, difficilmente cartografabili. Si osservano saltuariamente livelli discontinui, talora simili a "*boudins*", di calcilutiti giallastre di origine diagenetica nella parte alta della coda torbida o alla base delle emipelagiti.

E' stata cartografata una litofacies marnoso-calcareo (**FMA₅₀**) simile a quella affiorante nell'alta Val Savio (F. 266), caratterizzata da torbiditi sottili alternate a marne emipelagiche e marne calcaree di provenienza sudorientale. Il rapporto arenite/pelite è circa 1/6, torbidite-emipelagite circa 1/3÷1/4. Lo spessore è compreso tra 30 e 60 metri.

La potenza del membro è compresa tra circa 100 e 350 metri.

Secondo la letteratura, l'età del membro è Serravalliano inferiore (zona MNN6b; dati da F. 265: Fornaciari e Rio, 2002).

4.1.6. - *Membro di Monte Bassana* (**FMA₇**)

Membro pelitico-arenaceo, caratterizzato da rapporto arenite/pelite inferiore, talora uguale, a 1; le calcareniti diventano rare e le emipelagiti sono nettamente subordinate. Gli strati si presentano da sottili a spessi, subordinati i banchi.

Comprende l'unità caotica di Casaglia (**cas**).

Il membro tende ad assottigliarsi verso nord-est e scompare a ridosso del "*thrust*" di S. Sofia.

A varie altezze è presente una litofacies pelitico-arenacea caratterizzata da strati da sottili a molto spessi con rapporto arenite/pelite minore di 1/3 (**FMA_{7a}**) spessa fino a circa 80 metri.

La potenza del membro varia da 0 ad oltre 250 metri.

I campioni provenienti dalla parte superiore indicano un'età riferibile al passaggio Serravalliano inferiore-superiore (MNN6b-MNN7) per la presenza di *Coccolithus miopelagicus* (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune), *Cyclicargolithus floridanus* (rimaneggiato), *Dictyococcites* spp., *Helicosphaera carteri* (comune), *Helicosphaera intermedia* (rara), *Helicosphaera walbersdorfensis* > 7 micron (comune).

La base, per posizione stratigrafica, è riferibile alla parte alta del Serravalliano inferiore (zona MNN6b).

unità caotica di Casaglia (cas). Corpo caotico potente fino ad alcune centinaia di metri con materiale extraformazionale ad affinità ligure (argille varicolorate, marne calcaree) e subligure (argille e calcari tipo Canetolo che hanno fornito una generica età eocenica), anche in spezzoni di successione cartografabili (**Ig**), che passa ad uno *slump* intraformazionale verso nord e verso est, riducendosi fortemente di spessore.

La base, erosiva, interessa un orizzonte stratigrafico compreso tra la penultima e l'ultima colombina, alla base di FMA₈ e in FMA₇, fino al tetto di FMA₅.

Al tetto di questo orizzonte è presente localmente (loc. Casa Fontana) un livello di marne siltose ed areniti fini, talora bioturbate con stratificazione poco evidente, avente uno spessore di circa 15 metri.

Questa unità è interpretata come dovuta a scivolamenti e risedimentazione in massa di materiali del fronte della coltre alloctona in avanzamento.

L'età di questo orizzonte è riferibile al limite Serravalliano inferiore-superiore (MNN6b-MNN7) per posizione stratigrafica e per la presenza nelle marne di Casa Fontana di associazioni riferibili alla parte inferiore della zona MNN7: *Coccolithus pelagicus* (comune), *Coccolithus miopelagicus*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7 micron, *Calcidiscus macintyreii* > 11 micron, *Calcidiscus leptoporus*, *Cyclicargolithus floridanus* (rimaneggiato), *Dictyococcites* spp., *Helicosphaera carteri* (comune), *Helicosphaera intermedia* (rara), *Sphemolithus* spp., *Reticulofenestra* < 7 micron e assenza di *Calcidiscus premacintyreii*.

Questo evento caotico sembra correlabile, per posizione stratigrafica ed età, con gli *slumps* che caratterizzano la parte alta della FMA langhiano-serravalliana nell'alta valle del F. Savio (F. 265 Bagno di Romagna, MARTELLI, 2002) e in Umbria (F. 289 Città di Castello, PIALLI *et alii*, in stampa).

4.1.7. - *Membro di Nespoli (FMA₈)*

Membro prevalentemente arenaceo, con letti arenacei da sottili a banchi, perlopiù spessi; il rapporto arenite/pelite è quasi sempre maggiore di 1, talora poco minore di 1, per lo più compreso tra 1/2 e 2.

Nel quadrante di NE questo membro è rappresentato quasi esclusivamente dalla litofacies di Toncone (FMA_{8a}), alternanza di peliti e subordinate arenarie, con rapporto arenite/pelite compreso tra 1/3 e 1; sono presenti sottili emipelagiti. La potenza di questa litofacies varia da circa 150 a oltre 500 metri.

Al tetto, nel quadrante nord-orientale, è presente un orizzonte pelitico, con rapporto arenite/pelite generalmente compreso tra 1/3 e 1/2, talora fino a 1/6, potente fino a circa 100 metri, distinto come litofacies marnosa dell'Orticaia (FMA_{8b}); questo orizzonte, verso ovest sembra essere stato interessato da episodi di instabilità sinsedimentaria ed è probabilmente stato inglobato dall'unità caotica di Visignano (vs).

Nel settore occidentale del Foglio aumentano gli strati molto spessi ed il rapporto arenite/pelite cresce fino a circa 20 nella zona di Firenzuola, dove i banchi arenacei più spessi e meglio cementati sono sfruttati per la produzione di arenaria da costruzione e ornamentale nota come Pietra Serena o di Firenzuola.

Nella parte inferiore si intercala lo slump di Bedetta (bd), potente fino a 40 metri, corpo caotico caratterizzato da prevalenti marne e subordinate arenarie, talora con stratificazione sottile e molto sottile ordinata anche per qualche centinaio di metri, e olistoliti di calcari a *Lucinae*. Nel quadrante sud-occidentale, il limite inferiore del membro si abbassa fino a comprendere anche l'unità caotica di Casaglia; in questo settore questo membro sostituisce interamente anche FMA₇. Il limite superiore corrisponde alla base dell'unità caotica di Visignano.

Il limite inferiore è talora posto in corrispondenza del livello di Brento Sanico (bs) (vedere 4.1.12).

La potenza totale del membro varia da 150 ad oltre 500 metri.

Alla base del membro è stata documentata la parte inferiore e media della zona MNN7 per la presenza di *Coccolithus miopelagicus*, per la presenza comune e continua di *Helicosphaera walbersdorfensis* e *Reticulofenestra pseudumbilicus* > 7 micron e assenza di *Calcidiscus premacintyreii*. Sono inoltre state riconosciute le seguenti forme: *Coccolithus pelagicus* (comune), *Calcidiscus macintyreii* > 11 micron, *Calcidiscus leptoporus*, *Cyclicargolithus floridanus* (rimaneggiato), *Dictyococcites* spp., *Helicosphaera carteri* (comune), *Helicosphaera intermedia* (rara), *Sphemolithus* spp., *Reticulofenestra* < 7 micron.

Anche sopra e sotto lo slump di Bedetta è stata documentata la zona MNN7 con la differenza, rispetto all'associazione appena descritta, di sporadica presen-

za di *Calcidiscus premacintyreii* e rare forme di *Helicosphaera pacifica-orientalis*.

Verso l'alto diminuisce la frequenza di *Coccolithus miopelagicus*, fino a scomparire al passaggio dalla litofacies di Toncone alla litofacies marnosa dell'Orticaia e sotto il contatto con l'unità caotica di Visignano. L'ultima presenza comune e continua di *Coccolithus miopelagicus* è indicativa della parte alta della zona MNN7. (parte alta del Serravalliano superiore).

unità caotica di Visignano (vs). Corpo caratterizzato da assetto caotico e composto da varie litologie di provenienza extrabacinale, ad affinità ligure, epiligure e subligure, talora con spezzoni di successioni cartografabili: argilliti nerastre e varicolorate, intensamente foliate, e marne siltose grigio-verdi inglobanti calcari e calcari-marnosi, grigio chiari e biancastri, arenarie grigie e grigio-verdi, marne e marne selciose. Verso est diminuiscono gli elementi extraformazionali e diventa uno *slump* prevalentemente marnoso con subordinate arenarie (**vs_a**), talora contenente frammenti di calcari a *Lucinae*.

Potenza mal valutabile, comunque fino ad oltre 100 metri.

Si intercala tra FMA₈ e FMA₉.

Questa unità è interpretata come dovuta a scivolamenti e risedimentazione in massa di materiali del fronte della coltre alloctona in avanzamento.

L'età di questa unità è riferibile al Serravalliano terminale-Tortoniano basale; infatti, immediatamente al di sotto del contatto è stata riconosciuta un'associazione indicativa della parte alta della zona MNN7 (cfr. età del tetto del Membro di Nespoli), mentre al tetto è stata riconosciuta un'associazione indicativa della sottozona MNN8a del Tortoniano inferiore.)

4.1.8. - Membro di Civitella (FMA₉)

Si tratta di un membro pelitico-arenaceo con strati da sottili a spessi e rapporto arenite/pelite generalmente inferiore a 1, generalmente circa 1/3-1/2, in cui si intercalano frequenti orizzonti arenacei, con rapporto arenite/pelite anche maggiore di 6, da metrici a decametrici, con strati molto spessi e banchi, talora amalgamati. Alcuni di questi corpi arenacei costituiscono orizzonti guida e come tali sono stati cartografati (vedere 4.1.12).

Nell'area nord-occidentale del Foglio, nella parte inferiore del membro e al tetto di **vs**, sono state distinte le seguenti litofacies.

litofacies pelitico-arenacea di Castelvecchio (FMA_{9a}): costituita da strati medi e sottili, subordinatamente spessi e molto spessi, con rapporto arenite/peli-

te minore di 1, talora fino a 1/3, che, verso il basso, diminuisce ulteriormente fino a 1/6; le arenite si presentano talora mal cementate e con geometria talora lenticolare; sono presenti Lucine; si inseriscono intervalli decametrici di strati arenacei amalgamati e rapporto arenite/pelite uguale e maggiore di 3, talora fino a 10, con rapide chiusure laterali, equivalenti a **FMA_{9b}**. Nella parte inferiore compaiono strati medi di argille marnoso-siltose o sabbiose grigio scure e verdastre con foraminiferi rimaneggiati. La potenza complessiva massima è di 250 metri.

litofacies arenacea di Peglio (FMA_{9b}): costituita da strati da spessi a molto spessi, subordinatamente medi e sottili, con rapporto arenite/pelite maggiore di 3 fino ad oltre 10, con strati amalgamati; sono presenti intervalli di strati decametrici più pelitici con rapporto arenite/pelite inferiore a 3, fino a 1/2, non cartografabili per la forte eteropia laterale e le rapide riduzioni di spessore. Gli strati arenacei sono mal strutturati, ricchi di *clay chips* pelitici e talora contenenti frammenti di calcari extraformazionali, con geometria lenticolare. La potenza massima affiorante è di circa 100 metri.

La potenza totale del membro è superiore ai 550 metri.

I campioni indicano che l'età della base si colloca nella parte alta della zona MNN7, Serravalliano terminale, per la presenza comune e continua di *Helicosphaera walbersdorfensis* e *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7 micron, assenza di *Calcidiscus premacintyreii* e perché al di sopra dell'ultima presenza comune e continua di *Coccolithus miopelagicus*. Sono inoltre state riconosciute le seguenti forme: *Coccolithus pelagicus* (comune), *Calcidiscus macintyreii* > 11 micron (comune), *Calcidiscus leptoporus* (comune), *Cyclicargolithus floridanus* (rimaneggiato), *Dictyococcites* spp., *Helicosphaera carteri* (comune), *Helicosphaera intermedia* (rara), *Helicosphaera pacifica-orientalis* (rara), *Sphemolithus* spp., *Reticulofenestra* < 7 micron (comune).

Secondo la letteratura, il membro si sviluppa quasi interamente nel Tortoniano inferiore (ANTOLINI & CREMONINI, 1991; dati da F. 254 Modigliana, CREMONINI *et alii*, 2001).

4.1.9. - Membro di Dovadola (**FMA₁₀**)

Membro generalmente arenaceo-pelitico, con strati da sottili a spessi, subordinatamente molto spessi e banchi, con rapporto arenite/pelite compreso tra 1/2 e 2. Analogamente al membro sottostante, si inseriscono pacchi di strati arenacei di spessore plurimetrico, con strati spessi e banchi talora amalgamati, e rapporto arenite/pelite uguale e maggiore di 3, fino a 10, in alcuni casi cartografati

come orizzonti guida (vedere 4.1.12). Assenti strati a composizione calcarea o di provenienza sudorientale. E' presente anche un corpo più pelitico, non cartografabile, caratterizzato da strati sottili e medi e rapporto arenite pelite circa 1/3-1/2.

La potenza è superiore ai 250 metri.

Secondo la letteratura, l'età è Tortoniano inferiore (ANTOLINI & CREMONINI, 1991; da F. 254 Modigliana, CREMONINI *et alii*, 2001).

4.1.10. - *Membro di Modigliana (FMA₁₁)*

Membro prevalentemente pelitico e pelitico-arenaceo, caratterizzato da rapporto arenite/pelite sempre minore di 1 (compreso tra 1/5 e 1/2), con strati medi e sottili, subordinatamente spessi, e subordinate emipelagiti. Analogamente ai membri sottostanti, si inseriscono pacchi di strati con banchi arenacei e rapporto arenite/pelite uguale e maggiore di 3, fino a 10, spessi da 5 a 15 metri.

La potenza è di circa 200 metri.

Secondo la letteratura, l'età è Tortoniano inferiore-medio (ANTOLINI & CREMONINI, 1991; da F. 254 Modigliana, CREMONINI *et alii*, 2001).

4.1.11. - *Membro di Castel del Rio (FMA₁₂)*

Membro prevalentemente arenaceo-pelitico, caratterizzato da strati spessi e banchi, subordinatamente medi e sottili, con rapporto arenite/pelite superiore a 3, talora fino ad oltre 10, con strati amalgamati. Sono presenti intervalli decametrici più pelitici con rapporto arenite/pelite minore di 3, fino a 1/2. Gli strati arenacei sono mal strutturati, ricchi di *clay chips* pelitici e talora contengono frammenti di calcari extraformazionali.

In questo Foglio non affiora il tetto stratigrafico; nei fogli limitrofi (F. 238 Castel S. Pietro Terme, FARABEGOLI *et alii*, in stampa e F. 254 Modigliana, CREMONINI *et alii*, 2001) il limite superiore è graduale, per aumento delle arenarie, con il membro di Fontanelice.

La potenza affiorante è superiore ai 500 metri.

Secondo la letteratura, l'età è Tortoniano medio-superiore (ANTOLINI & CREMONINI, 1991; da F. 254 Modigliana, CREMONINI *et alii*, 2001).

4.1.12. - *Principali orizzonti guida*

In questo Foglio sono stati riconosciuti molti dei livelli guida della

Formazione Marnoso-Arenacea, sia umbra che romagnola (RENZI, 1964; RICCI LUCCHI & PIALLI, 1973; RICCI LUCCHI, 1967, 1975 e 1981; RICCI LUCCHI & VALMORI, 1980; BENINI *et alii*, 1991; ANTOLINI & CREMONINI, 1991; FARABEGOLI *et alii*, 1994; DELLE ROSE *et alii*, 1994; CREMONINI *et alii*, 2001; MARTELLI, 2002; PIALLI *et alii*, in stampa; BROZZETTI *et alii*, in stampa; cfr. anche le varie edizioni della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna). In particolare sono state cartografate le principali arenite ibride langhiane (strati di Calanca, Imolavilla e Contessa), la più importante colombina (Montellero) e gli orizzonti arenacei tardo-serravalliani e tortoniani di interesse regionale.

Gli orizzonti guida, essendo spesso singoli strati torbiditici, possono essere considerati delle linee tempo e perciò spesso tagliano i limiti litostratigrafici che separano le sottunità (membri) di FMA.

Di seguito vengono descritti, dal basso, i principali strati e orizzonti guida riconosciuti (con sigla in neretto quelli cartografati nella carta 1:50.000).

Strato Fonte Abate: torbidite carbonatica in cui si riconoscono lamine marcate da mica bianca: arenite ibrida spessa 45 centimetri e marna spessa circa 1,6 metri. Paleocorrente da sud-est. L'età è Langhiano inferiore per posizione stratigrafica.

Strato di Calanca (ca): megatorbidite carbonatica, con arenite ibrida di spessore variabile da 90 a 115 centimetri e pelite spessa da 3 a 4 metri; alla base dello strato sono evidenti le strutture di fondo, riempite da sabbia molto grossolana, che mostrano in maniera inequivocabile la provenienza della corrente di torbida da sud-est. L'età è Langhiano inferiore (MNN5a, FORNACIARI & RIO in MARTELLI, 2002).

Strato di Imolavilla (io): torbidite carbonatica con arenite ibrida a granulometria da media a fine, spessa 50-60 centimetri e marna spessa 160-180 centimetri. Paleocorrente da sud-est. Secondo FORNACIARI & RIO in MARTELLI (2002) l'età è langhiana, riferibile al passaggio MNN5a-MNN5b; questo strato è stato correlato da MARTELLI (2002) con lo strato Dante dell'Appennino Tosco-Umbro (DELLE ROSE *et alii*, 1994; PIALLI *et alii*, in stampa; BROZZETTI *et alii*, in stampa).

Orizzonte di Fiumicello: coppia di strati torbiditici molto spessi, amalgamati, a composizione arcocosa. Lo spessore complessivo della arenaria è superiore ai 3 metri, la pelite varia da 160 a 200 centimetri. Talora risulta difficile il suo riconoscimento sul campo poiché si pone a ridosso di altre megatorbiditi del tutto simili sia come spessore che composizione. L'età è Langhiano superiore (MNN5b, FORNACIARI & RIO in MARTELLI, 2002).

Strato Contessa (cs): megatorbidite carbonatica con arenite ibrida, grossolana alla base, generalmente media e fine, spessa da 3 a oltre 4 metri e marna da 3,5 a 7 metri. All'interno di fratture beanti è facile trovare concrezioni calcaree.

Paleocorrente da sud-est, con impronte di fondo molto marcate e caratteristiche. Secondo FORNACIARI & RIO in MARTELLI (2002) l'età è riferibile al Langhiano superiore (zona MNN5b).

Colombina della Valbura: torbidite carbonatica con base calcarenitica medio-fine di spessore variabile da 55 a 75 centimetri e marna compresa tra 150 e 180 centimetri. Paleocorrente da sud-est. Secondo FORNACIARI & RIO in MARTELLI (2002) l'età è riferibile al Serravalliano inferiore (zona MNN6a).

Colombina di Montellero (mt): è la torbidite carbonatica più spessa della FMA, mantiene qui le sue caratteristiche pressoché inalterate; calcarenite spessa da 65 a 90 centimetri, medio-fine, grossolana alla base, e marna di spessore variabile da circa 200 a 250 centimetri, data da marna calcarea biancastra o grigio chiaro. Paleocorrente da sud-est. Marca di frequente il limite tra **FMA₄** e **FMA₅**. Secondo Fornaciari & Rio in MARTELLI (2002) l'età è riferibile alla parte alta del Serravalliano inferiore (zona MNN6b).

Colombina di Tiravento: torbidite carbonatica con calcarenite fine di spessore variabile da 45 a 75 centimetri e marna di circa 140 centimetri. Nella frazione fine presenta cogoli o boudins calcilutitici di origine secondaria, che talora formano una pseudostratificazione, che riduce apparentemente lo spessore della pelite. Paleocorrente da sud-est. Secondo FORNACIARI & RIO in MARTELLI (2002) l'età è riferibile alla parte alta del Serravalliano inferiore (zona MNN6b di FORNACIARI & RIO, 1996).

Orizzonte di Susinana (su): orizzonte probabilmente costituito da due strati amalgamati a composizione arcossica. Lo spessore complessivo dell'arenaria è compreso tra 3 e 3,6 metri, la pelite è circa 1,5 metri. Paleocorrente da nord-ovest. All'intorno di questo orizzonte è stata riconosciuta un'associazione indicativa della sottozona MNN6b (cfr. età del tetto del membro di Monte Bassana), corrispondente alla parte alta del Serravalliano inferiore.

Colombina di Monte Mirabello: torbidite carbonatica con calcarenite spessa 17-23 centimetri e marna compresa tra 80 e 100 centimetri. Paleocorrente da sud-est. L'età è Serravalliano inferiore (MNN6b) per posizione stratigrafica.

Colombina della Fratta: è la colombina più alta tra quelle riconosciute. Si tratta di una torbidite carbonatica con calcarenite qui spessa 20-27 centimetri e marna di circa 90-105 centimetri. Paleocorrente da sud-est. Si colloca tra un altro strato marnoso, posto a circa a 6-8 metri più in basso, di provenienza sudorientale spesso circa 35 centimetri ed una arenite di provenienza alpina spessa circa 200-230 centimetri, posta 15-20 metri al di sopra. Secondo FORNACIARI & RIO in MARTELLI (2002) l'età è riferibile alla parte alta del Serravalliano inferiore (zona MNN6b).

strato di Brento Sanico (bs): megatorbidite a composizione arcossica; lo spessore dell'arenaria è compreso tra 3 ed oltre 4 metri, la pelite è maggiore di 1

metro. L'età, per posizione stratigrafica, è riferibile alla parte bassa del Serravalliano superiore.

Nella porzione pelitico-arenacea del Tortoniano inferiore affiorante in questo Foglio (quadrante nord-est), sono presenti numerosi intervalli arenacei alcuni dei quali sono stati distinti come orizzonti guida. Si tratta di associazioni di strati torbiditici, talora amalgamati, spessi e molto spessi, con rapporto arenaria/pelite sempre maggiore di 1, talora fino a circa 15. Le arenarie sono talora grossolane, con microconglomerati alla base e *clay chips*; gli spessori sono generalmente compresi tra 5 e 20 metri.

I corpi arenacei cartografati come orizzonti guida sono i seguenti:

orizzonte di Monte della Vecchia (mv)

orizzonte di Maiolo (ml)

orizzonte di Albignano (ag)

orizzonte della Caspa (sp)

orizzonte di Oriolo (or)

orizzonte di Alidosi (al)

orizzonte di Valdifusa (vd)

5. - DEPOSITI CONTINENTALI

Per il rilevamento dei depositi alluvionali e lacustri è stato seguito il criterio delle unità a limiti inconformi (UBSU); nelle presenti note vengono descritti seguendo l'ordine cronostratigrafico. Per i depositi di versante, detriti e frane, non è stato possibile svolgere studi appositi per un inquadramento cronostratigrafico a scala regionale; quindi tali depositi sono stati descritti sulla base delle litologie e dei processi morfogenetici e trattati come unità ubiquitarie, non distinte in base al bacino di appartenenza.

I depositi alluvionali del versante romagnolo sono stati correlati alla parte alta dei depositi intravallivi del Supersintema Emiliano-Romagnolo superiore (RER & ENI-AGIP, 1998); i depositi alluvionali del versante toscano sono stati correlati con quelli della parte alta della successione del Mugello (BENVENUTI, 1997); i depositi fluviolacustri affioranti a sud di Ronta appartengono alla parte inferiore della successione del Mugello (BENVENUTI, 1997).

5.1. - SUCCESSIONE DEL MUGELLO

Il bacino del Mugello, di cui in questo Foglio ricade solo una porzione del

suo bordo settentrionale, rappresenta un bacino lacustre intramontano allungato in direzione ovest/nord-ovest-est/sud-est, di lunghezza circa 25 Km e larghezza 15 Km. E' drenato dal Fiume Sieve, uno dei maggiori affluenti in destra idrografica del Fiume Arno. E' delimitato dall'allineamento Monte Gazzaro-Monte Castel Guerrino a nord-est e da quello Monte Senario-Monte Giovi a sud-ovest. I suoi depositi affiorano limitatamente al settore sud-occidentale del Foglio.

Il suo riempimento, iniziato dubitativamente nel Pliocene superiore, si è articolato in due principali cicli sedimentari: quello più antico a carattere fluviale e lacustre e quello più recente a carattere prettamente fluviale (SANESI, 1965). La successione del Mugello è stata recentemente oggetto di una nuova analisi (BENVENUTI, 1997) condotta secondo il criterio delle unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU; SALVADOR, 1987) entro un approccio stratigrafico-deposizionale di suddivisione dei depositi. In particolare i depositi più antichi, di origine alluvionale e lacustre sono stati raggruppati nel sintema del Mugello, a sua volta suddiviso in tre subsintemi separati tra loro da superfici di discontinuità di rango inferiore: subsintema di Ronta, subsintema di Pulicciano e subsintema di Farneta. Queste sottounità, a loro volta, sono state ulteriormente suddivise in base alle litofacies presenti. I depositi più recenti di origine fluviale, costituiscono, nel loro insieme, il sintema del Fiume Sieve, suddiviso anch'esso in tre subsintemi, ognuno dei quali corrisponde ad un ordine di terrazzi: subsintema di Scarperia, subsintema di Luco di Mugello e subsintema di Sagginale.

La successione del Mugello, essendo costituita da 2 sintemi, potrebbe essere considerata un supersintema. Tuttavia, essendo ancora in discussione la correlazione dei vari sintemi che costituiscono il riempimento dei bacini fluvio-lacustri intramontani e l'eventuale loro raggruppamento in un supergruppo di significato regionale, in attesa di ulteriori rilevamenti e studi, preferiamo raggruppare l'insieme del sintema del Mugello e del sintema del F. Sieve in una successione di rango superiore per il momento informale.

5.1.1. - *Sintema del Mugello (MGO)*

Depositati di origine alluvionale e lacustre composti da ciottolami, sabbie ed argille. Giacciono in discordanza angolare sul substrato marino (MLL, AQR₁, MVV, TCG1) e sono delimitati superiormente da una superficie erosiva prodotta dai successivi cicli fluviali 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 di distinguere tre subsintemi, dal più antico, subsintema di Ronta, a quelli di Pulicciano e di Farneta. Al loro interno sono state operate distinzioni in base alle litofacies presenti; i rapporti tra queste litofacies sono di natura etero-

pica con frequenti passaggi latero-verticali. I depositi più grossolani sono ubicati prevalentemente ai bordi del bacino ed immergono verso il centro, SSO, con inclinazioni che in quest'area possono superare i 45-50. 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).

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

Subsintema di Ronta (MGO₁). Costituito dalle seguenti litofacies:

a - ciottoli angolari o subangolari, anche di grosse dimensioni, con tessitura da matrice-sostenuta a clasto-sostenuta, scarsamente o moderatamente stratificati; frequenti intercalazioni di sabbie e limi sabbiosi; sono presenti resti di vertebrati del Villafranchiano superiore; potenza fino ad oltre 50 metri;

b - sabbie stratificate giallastre in strati tabulari di spessore fino a 2 metri a prevalente laminazione piano-parallela; tra gli strati sono spesso presenti discontinue intercalazioni limoso-argillose; frequenti anche livelli di *mud clasts* e ghiaie; gli strati sabbiosi hanno limiti netti; sono presenti resti di vertebrati del Villafranchiano superiore; potenza fino a circa 50 metri;

c - argille limose, talora calcaree e limi argilloso-sabbiosi grigi non laminati o a laminazione piano-parallela, in strati di spessore variabile da pochi centimetri a 2-3 m; talvolta sono presenti, nelle zone marginali, intercalazioni di ciottoli e sabbie a stratificazione anche inclinata; è inoltre molto frequente la presenza di sostanza organica (resti di legno) e molluschi di acqua dolce; potenza fino a circa 50 metri;

d - alternanze irregolari di ciottoli, da scarsamente a ben classati, e sabbie in strati tabulari, di spessore medio di 2 m, con limiti netti, talora debolmente erosivi; la tessitura dei ciottoli è clasto-sostenuta con matrice sabbiosa, talora si presentano cementati; gli strati sabbiosi presentano laminazione piano-parallela, quelli più grossolani mostrano frequentemente gradazione normale, talora inversa alla base; potenza fino a qualche decina di metri.

L'età di questa sottounità è dubitativamente attribuita al Pliocene superiore – Pleistocene basale.

Subsintema di Pulicciano (MGO₂). Costituito dalle seguenti litofacies:

a - alternanze irregolari di ciottoli scarsamente classati e limi sabbiosi in strati di spessore fino a 2 m; i limiti degli strati sono netti e frequentemente erosivi; i ciottoli, fino a 50 centimetri di diametro, sono scarsamente classati, con tessitura da grano a matrice sostenuta prevalentemente sabbiosa; i clasti sono talora

embriciati; i limi sabbiosi sono giallastri e generalmente si presentano privi di laminazione, debolmente pedogenizzati e bioturbati da radici con gasteropodi terrestri; potenza da pochi metri fino a circa 10 metri;

b - sabbie medio-fini e limi sabbiosi in strati spessi fino ad 1 m; le sabbie sono a laminazione piano-parallela e talora inclinata anche in *sets* concavi; sono spesso presenti *ripple marks*; raramente i limi si presentano laminati; potenza fino a 50 metri;

c - argille limose e limi argilloso-sabbiosi grigi, con stratificazione poco evidente o con laminazione piano-parallela in strati di spessore variabile da pochi centimetri a 2-3 m; sono presenti, nelle zone marginali, intercalazioni di ciottoli e sabbie a stratificazione anche inclinata; frequente la presenza di molluschi di acqua dolce; depositi lacustri fino a qualche decina di metri.

L'età di questa sottounità è attribuita al Pleistocene inferiore.

Subsintema di Farneta (MGO₃). È presente solo la litofacies **a** data da ciottoli relativamente ben classati ed embriciati in strati lenticolari di spessore raramente superiore al metro con lenti di sabbie e limi. Il subsintema è caratterizzato al tetto dal profilo tronco di un suolo fersiallitico (SANESI, 1965). Potenza variabile da pochi metri a qualche decina di metri.

L'età di questa sottounità è attribuita al Pleistocene inferiore.

5.1.2. - *Sintema del Fiume Sieve (SIV)*

Successione di depositi fluviali terrazzati e attuali in contatto discordante, talora erosivo, sia su terreni del substrato prequaternario (MLL, AQR₁, MVV, TCG₁, FMA₃) che sui depositi del Sintema del Mugello (MGO).

Sono stati distinti i subsintemi di Scarperia, di Luco di Mugello e di Sagginale.

Allo stato attuale delle conoscenze manca una precisa collocazione cronologica per ogni singolo subsintema. Si attribuisce tentativamente questo sintema ad un periodo compreso tra la fine del Pleistocene Inferiore e l'Olocene (ABBAZZI *et alii*, 1995; RINALDI & RODOLFI, 1995).

Subsintema di Scarperia (SIV₁). Ciottoli ben classati e ghiaie embriciate con intercalazioni limoso-sabbiose, alterati e con indizi di pedogenesi. Depositati terrazzati potenti fino a 10 metri.

L'età di questa sottounità è dubitativamente attribuita al Pleistocene inferiore e medio.

Subsintema di Luco di Mugello (SIV₂). Ghiaie, talora embriciate, e sabbie siltose poco alterate in depositi terrazzati. Depositii terrazzati potenti fino a 10 metri.

L'età di questa sottounità è attribuita al Pleistocene medio e superiore.

Subsintema di Sagginale (SIV₃). Ghiaie, talora embriciate, e sabbie con subordinati limi, prevalentemente in evoluzione negli alvei attuali e in aree adiacenti stagionalmente interessate da piene o costituenti i terrazzi inferiori. Potenza fino a 5 metri.

L'età di questa sottounità è attribuita al Pleistocene superiore e all'Olocene.

5.2. - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO

In questa unità stratigrafica a limiti inconformi, istituita per descrivere i depositi alluvionali del margine appenninico-padano e della pianura padana, sono compresi i depositi alluvionali intravallivi del versante romagnolo.

L'unità è stata suddivisa a scala regionale nel sintema emiliano-romagnolo inferiore (AEI) e nel sintema emiliano-romagnolo superiore (AES); in questo Foglio affiora solamente la parte sommitale, di età Pleistocene superiore-Olocene, dell'AES.

Attualmente, i corsi d'acqua del versante romagnolo sono prevalentemente in fase erosiva e molti torrenti in più tratti incidono le rocce del substrato; i depositi alluvionali attuali di fondovalle si trovano infatti spesso a quote leggermente superiori rispetto all'alveo e sono distinguibili vari ordini di terrazzi.

5.2.1. - Sintema 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.

Il contatto inferiore è erosivo e discordante sui vari terreni pre-quadernari del versante settentrionale del Foglio.

L'unità è stata regionalmente suddivisa in subsintemi, dei quali, in questo Foglio, affiorano solamente i 2 superiori attribuiti al Pleistocene superiore e all'Olocene.

Subsintema di Villa Verucchio (AES₇). Depositii alluvionali terrazzati, potenti pochi metri, corrispondenti ai terrazzi più alti, del VI e VII ordine, riferibili al Pleistocene superiore.

Subsintema 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. Lo spessore dei terrazzi è generalmente di pochi metri.

I ripiani morfologici che costituiscono i terrazzi alluvionali sono spesso sede di sfruttamento agricolo ed insediamenti urbani. Allo sbocco delle valli montane sono presenti frequentemente depositi di piccole conoidi alluvionali, la cui origine è probabilmente dovuta all'interazione del trasporto torrentizio e della gravità.

L'età varia dal Pleistocene superiore terminale, per i depositi terrazzati più alti, all'Olocene per quelli più bassi e all'Olocene attuale per quelli in deposizione in alveo.

5.3. - DEPOSITI CONTINENTALI NON DISTINTI IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA. DEPOSITI DI VERSANTE

Appartengono a questo insieme tutti quei terreni, eterogenei per genesi e litologia, che sono il risultato della deposizione in ambiente continentale, in particolare depositi di versante, che si trovano in discordanza sulle unità stratigrafiche descritte nei precedenti paragrafi e per i quali, allo stato attuale delle conoscenze, non è stato possibile ricostruire una correlazione regionale. Queste unità quaternarie sono rappresentate nell'area del Foglio da frane e detriti di versante.

5.3.1. - Frane (**a₁** e **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 stati distinti gli accumuli di frana in evoluzione (**a₁**) e quelli di frana senza indizi di evoluzione (**a₂**). Per accumulo di frana in evoluzione s'intende un deposito *“associato 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 frana senza indizi di evoluzione s'intende un accumulo dovuto 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 quiescenti che presentano localizzati fenomeni di riattivazione, spesso non cartografabili.

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

La densità e la tipologia delle frane varia notevolmente in relazione alle caratteristiche litologiche del substrato su cui si impostano. 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 torbida presenti e che occupano la maggior parte della superficie del Foglio.

In alcuni casi, in particolare lungo i versanti con giacitura degli strati a franapoggio inclinata come il pendio, si osservano scivolamenti di blocchi in cui sono parzialmente conservati i rapporti stratigrafici originali. Ciò può trarre in inganno e l'affioramento può sembrare in posto. Questi spostamenti in blocco sono stati distinti in carta con apposita simbologia.

Frequentemente si osservano fenomeni franosi in corrispondenza di direttrici tettoniche, faglie o sovrascorrimenti.

In corrispondenza delle scarpate più acclivi su terreni litoidi sono presenti frane di crollo o miste, di crollo e scorrimento. Dove affiorano terreni prevalentemente argilloso-marnosi (breccie argillose, unità argilloso-calcaree e formazioni argillose), 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. In queste litologie, sono inoltre frequenti forme calanchive, fenomeni di soliflusso (*creep*) e di espansione laterale.

5.3.2. - *Detriti di versante* (**a₃**, **a₄**, **a₆**)

Le coperture detritiche sono state distinte in detriti di versante *s.l.*, coltri eluvio-colluviali e detriti di falda.

I 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.

Sui ripiani o sui versanti con debole pendenza sono talora presenti coltri eluvio-colluviali (**a₄**); queste sono costituite da elementi litoidi di varie dimensioni e da materiali incoerenti, quali sabbie, limi ed argille, talora pedogenizzati, che rappresentano il mantello detritico, ancora in posto, derivante dall'alterazione della roccia del substrato o accumulato dopo un breve trasporto per ruscellamento superficiale.

Ai piedi e nella parte inferiore delle scarpate più ripide si accumulano, per gravità, materiali incoerenti ed eterogenei ad elementi in genere grossolani che vanno a costituire i detriti di falda (a_6).

Ad eccezione delle frane in evoluzione e dei detriti di falda (a_1 e a_6), chiaramente attuali, l'età dei depositi di versante riferibili alle unità a_2 , a_3 e a_4 , è presumibilmente da riferirsi al periodo Pleistocene superiore-Olocene, dubitativamente anche a parte del Pleistocene medio.

5.3.3. - *Depositi antropici*

L'area del Foglio 253 è interessata, lungo tutto il settore centro orientale, dalla realizzazione di un'opera di grande impatto quale il nuovo tracciato ferroviario Bologna-Firenze nell'ambito del Progetto TAV (Treno Alta Velocità) ancora in corso di realizzazione al momento della redazione del Foglio 253. Le attività connesse a questa opera stanno determinando, oltre alla costruzione di nuove infrastrutture viarie, alla presenza di ingenti accumuli di materiale di risulta dello scavo delle gallerie principali e di servizio. Questi depositi vengono parzialmente stoccati nell'area del Foglio in diverse zone. I depositi più importanti per spessore ed estensione sono attualmente ubicati nell'area del Fiume Santerno e nelle adiacenti vallate e sono cartografati con apposito simbolo.

Sono presenti anche alcune discariche legate all'attività estrattiva, ancora in corso, nella Formazione Marnoso-Arenacea romagnola per la produzione della tipica pietra di Firenzuola (vedere cap. VI.1.).

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

Nell' "Inquadramento geologico regionale" (Cap. II) abbiamo descritto l'impianto strutturale complessivo e la distribuzione areale delle principali unità strutturali del Foglio. Le unità tettoniche distinte, con le varie formazioni che le compongono, sono state descritte nel capitolo Stratigrafia (Cap. IV). La trattazione delle caratteristiche strutturali sarà incentrata dunque sull'analisi delle principali macrostrutture plicative e disgiuntive presenti, distinte sulla base dei terreni interessati e, quando possibile, riferite ad una specifica fase deformativa. Nello schema tettonico allegato è stato realizzato infatti un tentativo di attribuzione cronologica delle principali strutture in base sia ad informazioni stratigrafiche riferibili a questo Foglio sia alle conoscenze acquisite a scala regionale e reperibili in letteratura.

La sovrapposizione tettonica delle diverse unità è piuttosto articolata in considerazione delle varie fasi di deformazione che le stesse unità hanno subito nel corso della loro evoluzione. I terreni affioranti in questo Foglio hanno infatti età che spaziano dal Giurassico all'Olocene. Le relazioni geometriche attualmente esistenti tra le differenti unità litostratigrafiche sono il frutto di una lunga storia deformativa iniziata alla fine del Cretaceo e non ancora conclusa. Alla fine del Cretaceo, si realizza 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 (fase “mesoalpina” *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. Sulla base dei più recenti rilevamenti, sintesi e considerazioni di carattere regionale, la strutturazione di questa catena è avvenuta secondo le modalità di messa in posto di un duplex complesso (CERRINA FERONI *et alii*, 2001 e 2002)

L’insieme delle Unità Liguri e Subliguri, che rappresentano le unità più interne, costituisce il *roof thrust* in questo settore della catena e si sovrappone sulle Unità Toscane e Umbro-Romagnole, così come classicamente e frequentemente presente nell’Appennino settentrionale.

Relativamente a questi rapporti, all’interno del dominio toscano e umbro-romagnolo, la strutturazione, si è protratta nel tempo anche con successive riattivazioni dei *thrust* più interni, talvolta presentando geometrie *out of sequence* (MORLEY, 1988; BENDKIK *et alii*, 1994; BOCCALETTI & SANI, 1998). Da un punto di vista temporale si deve quindi distinguere il momento della prima messa in posto dei sovrascorrimenti dai successivi episodi di riattivazione e rimobilizzazione.

Questi rapporti sono ben visibili nei quadranti occidentali del Foglio dove affiora la struttura nota in letteratura come “Linea del Sillaro” (GHELARDONI, 1965; BORTOLOTTI, 1966; BRUNI, 1973; DE JAGER, 1979; PATACCA & SCANDONE, 1985; CASTELLARIN *et alii*, 1986a; CASTELLARIN & PINI, 1989; BETTELLI & PANINI, 1992). Le alte valli del Santerno e del Sillaro, costituiscono uno straordinario spaccato geologico di questo settore di catena. I dati di terreno, integrati con quelli di sottosuolo (pozzi e profili sismici) indicano che la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola si immerge e prosegue sotto la coltre alloctona. Da questo punto di vista è particolarmente interessante il pozzo Radicosa 1, profondo 1648 metri, localizzato presso l’omonimo passo, che ha attraversato 1185 metri di terreni liguri, 104 metri di Formazione Marnoso-Arenacea romagnola, 98 metri di materiale ad affinità ligure e nuovamente Formazione Marnoso-Arenacea fino a fondo pozzo (ANELLI *et alii*, 1994); l’orizzonte ad affinità ligure alternato con la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è stato interpretato come un olistostroma, che del resto è presente in affioramento qualche chilometro più a est. Pertanto, l’orientazione trasversale alla catena della “Linea del Sillaro” altro non è che l’intersezione della superficie di accavalla-

mento della coltre alloctona con la topografia. In questo contesto, l'Appennino romagnolo assume il significato di una finestra tettonica come già ipotizzato da VAI (1988), ANELLI *et alii* (1994), CERRINA FERONI *et alii* (1997) e recentemente confermato da CERRINA FERONI *et alii* (2001 e 2002), in accordo con i dati di ZATTIN *et alii* (2000). Secondo questi Autori l'erosione della coltre alloctona sarebbe stata favorita dall'inarcamento e deformazione ad anticlinale, con culminazione nella Romagna centrale (ANELLI *et alii*, 1994), probabilmente dovuti ad un raddoppio nel basamento (ARGNANI *et alii*, 1997).

Le fasi deformative più recenti, infine, hanno dato origine quasi esclusivamente a strutture fragili, ben rappresentate in tutto il Foglio, che tagliano ad alto angolo le strutture precedentemente formate o, talvolta, si impostano su queste ultime rimobilizzandole e determinando inversione dei rigetti che da inversi diventano normali, come si osserva lungo il bordo settentrionale del bacino del Mugello. Siamo dunque in presenza di una strutturazione complessa e polifasata.

1. - PRINCIPALI ELEMENTI MACROSTRUTTURALI

Sono rappresentati sia da strutture plicative sia da sistemi di faglie ed interessano tutte le principali unità tettoniche.

Le Unità Liguri e Subliguri, come è logico attendersi, sono interessate da un grado di tettonizzazione superiore a quello delle Unità Toscane. Le principali macrostrutture sono costituite dalle superfici di accavallamento a basso angolo, erose in prossimità della valle del Sillaro e perciò solo apparentemente orientate trasversalmente alla catena.

Nelle Unità Toscane e nella Formazione Marnoso-Arenacea romagnola prevale uno stile tettonico con sviluppo di superfici di *thrust* prevalentemente nord-est vergenti con pieghe associate, di estensione plurichilometrica in senso longitudinale, parallelamente all'asse della catena.

La tettonica fragile ad alto angolo, caratterizzata sia da sistemi trasversali (NE-SO) sia longitudinali (NO-SE), interessa tutte le unità tettoniche.

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 E SUBLIGURI

Nel settore nord-occidentale del Foglio le strutture principali consistono per lo più in sovrascorrimenti che pongono a contatto le varie unità Liguri, queste

sulla scaglia Subligure e tutto l'insieme sull'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

Fondamentalmente differenti per stile strutturale sono i terreni riconducibili all'Unità tettonica Monghidoro da quelli riferibili all'Unità tettonica Leo e Subligure. I primi sono caratterizzati 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 dall'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 Monte Morello, confrontando i terreni dell'omonima formazione e quelli delle altre unità litostratigrafiche prevalentemente argillitiche (Formazione di Sillano). 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 di questi terreni.

Sul bordo nord-occidentale del Foglio affiora la propaggine orientale della "Placca di Monghidoro" (BRUNI, 1973). Questa è costituita a scala regionale da una megastruttura plicativa (una sinclinale rovesciata) attualmente privata dell'originaria zona di cerniera e laminata, con asse orientato in senso meridiano. Nell'area del Foglio 253 affiora una porzione del fianco rovesciato di questa struttura la cui formazione è stata attribuita dai vari Autori alla fase deformativa ligure in quanto in altri settori dell'Appennino tale struttura viene sigillata dalla Successione Epiligure.

Anche all'interno della Formazione di Monte Morello sono presenti spezzoni di successione con polarità rovesciata in contatto tettonico con porzioni a polarità diritta. In parte si tratta probabilmente di antiche strutture plicative, isoclinalizzate e sradicate, che attualmente si presentano come piani di taglio a basso angolo.

La cronologia della deformazione, in particolar modo la distinzione della "fase ligure" dagli episodi deformativi successivi all'interno delle Unità Liguri, è comunque poco documentabile nell'area del Foglio per mancanza in quest'area di depositi epiliguri che sigillano tali unità. La loro messa in posto viene considerata come una traslazione tettonica da SO verso NE, tempo-trasgressiva e sin-sedimentaria con la deposizione dei terreni mio-pliocenici della Successione Umbro-Marchigiano-Romagnolo (TEN HAAF, 1985; CASTELLARIN *et alii*, 1986a; CASTELLARIN & PINI, 1989; LANDUZZI, 1994; CERRINA FERONI *et alii*, 2001, 2002).

Abbiamo ipoteticamente attribuito alle strutture che coinvolgono le sole Unità Liguri una generica età pre-tortoniana, cioè precedente alla messa in posto di tali unità sul dominio Umbro-Marchigiano-Romagnolo ed alla strutturazione

del loro attuale substrato. Per quanto riguarda invece l'età delle dislocazioni che interessano oltre che le Unità Liguri e Subliguri anche i terreni dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico, queste possono essere attribuite alle fasi tettoniche contemporanee o successive alla messa in posto di queste unità, per ricoprimento tettonico, sulla Formazione Marnoso-Arenacea romagnola.

1.2. - STRUTTURE NELLE UNITÀ TOSCANE

All'interno delle Unità Toscane sono state distinte tre principali unità tettoniche i cui rapporti si presentano piuttosto complessi: l'Unità tettonica Acquerino, l'Unità tettonica Monte Castel Guerrino e l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

Per quanto riguarda le macrostrutture che definiscono l'assetto delle prime due, 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. Tali strutture hanno un andamento circa NO-SE e separano le successioni stratigrafiche in unità strutturali di importanza regionale. L'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico viene considerata come un *mélange* (tettonico e/o sedimentario), che a scala regionale ha subito una progressiva migrazione tettonica sui depositi torbiditici di avana fossa miocenici, determinando la chiusura dei bacini stessi (BETTELLI & PANINI, 1992).

L'Unità tettonica Acquerino affiora nel settore sud-occidentale del Foglio e rappresenta attualmente, in quest'area, l'unità più interna delle Unità Toscane. Essa è interessata da numerosi sovrascorrimenti organizzati in scaglie sovrapposte tipo "*leading embriate thrust fan*" (BOYER & ELLIOTT, 1982), alla cui base affiorano le marne varicolori di Villore che costituiscono il livello di scollamento principale di questa unità. L'orientazione dei sovrascorrimenti presenti all'interno dell'unità è NNO-SSE.

L'Unità tettonica Acquerino sovrascorre verso nord sull'Unità tettonica Castel Guerrino tramite un sovrascorrimento a scala regionale orientato ONO-ESE. In settori adiacenti dell'Appennino settentrionale (BENDKIK *et alii*, 1994; BETTELLI *et alii*, 2002; CIBIN *et alii*, 2003; MARTELLI, 2002) è stata riconosciuta una geometria *out of sequence* per questa struttura. In quest'area la superficie di tale sovrascorrimento affiora quasi ovunque con una forte inclinazione ed è dislocata e rimobilizzata da faglie ad alto angolo con abbassamento dei blocchi a SO che determinano un'inversione di movimento. Queste dislocazioni interrompono la continuità anche dei *thrust* minori presenti all'interno dell'unità. Si tratta di faglie disgiuntive ad alto angolo o subverticali, ad andamento NO-SE ed

in minor misura NE-SO, che appartengono alla fase deformativa più recente riconosciuta in questo Foglio. Il contatto con l'Unità tettonica Monte Castel Guerrino rimane sepolto al di sotto dei depositi plio-pleistocenici del Mugello, nella zona di Grezzano, per poi riaffiorare più ad est, al di fuori dell'area del Foglio.

A sud l'Unità tettonica Acquerino è in contatto tettonico con l'Unità tettonica Monte Morello.

L'ipotesi che le successioni della Sestola-Vidiciatico si siano deposte tra il dominio subligure e il margine interno dell'avanfossa toscana implica che l'Unità tettonica Subligure e l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico, attualmente affioranti più a nord, abbiano sovrascorso le unità Acquerino e Monte Castel Guerrino e che in origine si trovassero interposte tra l'Unità tettonica Monte Morello e l'Unità tettonica Acquerino. Tali rapporti sono oggi obliterati dalla tettonica estensionale. Infatti, anche in questo caso l'attuale superficie di contatto si presenta con inclinazione sub-verticale; è possibile che si tratti di una superficie di accavallamento sulla quale si sono successivamente impostati movimenti di tipo normale, con abbassamento del blocco a SO, connessi con la formazione del bacino del Mugello.

L'Unità tettonica Monte Castel Guerrino, che affiora nella porzione sud-occidentale del Foglio, attualmente si sovrappone verso nord all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e alla Formazione Marnoso-Arenacea romagnola, mentre a sud è sovrascorsa dall'Unità tettonica Acquerino. Il sovraccorrimiento di questa unità sulle unità più esterne avviene tramite un *thrust* di importanza regionale (Thrust di Monte Castel Guerrino) seguibile dal F. Santerno al Passo del Giogo e dal T. Levisone a Ronta, con direzione circa ONO-ESE. All'interno dell'unità sono presenti *thrust* minori e strutture plicative plurichilometriche, con superfici assiali immergenti a SO.

A scala regionale la posizione dell'Unità tettonica Monte Castel Guerrino (cfr. Arenarie del Cervarola) è geometricamente sottostante all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico. Immediatamente a ovest del Foglio, l'Unità tettonica Monte Castel Guerrino è sovrascorsa dall'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico che, con il suo arrivo, ne interrompe la sedimentazione torbiditica nel Langhiano, durante la deposizione della formazione di Castiglione dei Pepoli (BETTELLI *et alii*, 2002). Successivamente l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico viene coinvolta nelle strutture che interessano l'Unità tettonica Monte Castel Guerrino e, a sua volta, viene sovrascorsa da quest'ultima, confermando così la presenza di una tettonica polifasata e con modalità *out of sequence*. Questo fronte taglia sistematicamente le strutture del *footwall*, in particolare in questa zona alcune strutture interne all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e il contatto di questa sulla Formazione Marnoso-Arenacea romagnola. Dalle relazioni geometriche osser-

vabili possiamo dedurre che la riattivazione del *thrust* di Monte Castel Guerrino è avvenuta, almeno in parte, successivamente al ricoprimento dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sulla Formazione Marnoso-Arenacea romagnola.

L'assetto geometrico di questa unità, come abbiamo visto per l'Unità tettonica Acquerino, viene ulteriormente complicato dalla presenza di faglie ad alto angolo, trasversali e longitudinali, legate alla tettonica più recente e connesse alla formazione del bacino fluvio-lacustre del Mugello, di età pleistocenica. Le faglie con direzione NO-SE mostrano un abbassamento dei blocchi a SO ed in parte si impostano sulle superfici tettoniche di sovrascorrimento preesistenti.

Nella zona a sud del Passo del Giogo il *thrust* di Monte Castel Guerrino viene dislocato da una di queste faglie, appartenenti al sistema di faglie di Ronta. La superficie del *thrust*, che si presenta con andamento sub-orizzontale nel blocco a NE, viene verticalizzata ed si trova ad una quota più bassa nel blocco a sud-ovest della faglia.

L'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico in quest'area è attualmente sovrascorsa dalle Unità Liguri, Subliguri e dall'Unità tettonica Monte Castel Guerrino e ricopre tettonicamente la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola. E' costituita da litotipi derivanti dalla intensa tettonizzazione di più successioni stratigrafiche originarie. In alcuni casi le successioni stratigrafiche deposte hanno mantenuto i rapporti stratigrafici originari, come ad esempio le Marne di Bagno con le Arenarie di Suviana o all'interno di alcuni lembi di Successione Epiligure. Tuttavia tutti i terreni all'interno di questa unità risultano intensamente deformati e si presentano spesso come lembi isolati, delimitati da superfici tettoniche.

Le strutture cartografate all'interno dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico consistono principalmente in sovrascorrimenti che sono stati riconosciuti per la maggior parte in corrispondenza dei contatti tra litotipi diversi. All'interno delle unità litostratigrafiche di natura essenzialmente argillosa (AVC e BAP), data la complessità strutturale dell'assetto di questi terreni e la difficoltà a riconoscere sul terreno i rapporti stratigrafici al loro interno, non sono state riconosciute strutture cartografabili. In questi litotipi la deformazione tettonica è sempre intensa ed alla mesoscala si è rilevata spesso la presenza di una foliazione pervasiva; in AVC i livelli più competenti presentano talvolta cerniere sradicate e *boudins*.

Dall'analisi della cartografia si evidenzia la presenza di una struttura molto importante che raddoppia tutto l'insieme della coltre alloctona tra il T. Diaterna e il Colle di Canda. Dai rapporti geometrici è evidente che si tratta di un sovrascorrimento fuori sequenza. Questa struttura attualmente divide anche le zone di affioramenti delle diverse successioni di *thrust top basin* della Unità tettonica Sestola-Vidiciatico (cfr. capitolo "Stratigrafia").

La messa in posto dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico sulla Formazione

Marnoso-Arenacea romagnola sembra avvenuta contemporaneamente alla strutturazione dei quest'ultima. Infatti si può osservare come la superficie basale di sovrascorrimento dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico si presenta parzialmente deformata dalle strutture plicative della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola. Ciò è in accordo con l'ipotesi di una strutturazione a *duplex* della catena avanzata da CERRINA FERONI *et alii* (1997 e 2001). Questo implica che l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico ha partecipato alla strutturazione delle catene comportandosi come le Unità Liguri e Subliguri, completamente sradicate e sovrascorse sulle successioni di avana fossa oligo-mioceniche lungo il *roof-thrust* del *duplex*.

Anche questa unità viene infine interessata dalle numerose dislocazioni ad alto angolo presenti che, come abbiamo visto, hanno due direzioni preferenziali, NO-SE e SO-NE, e che rappresentano le deformazioni più recenti registrate in quest'area.

1.3. - STRUTTURE NELLA SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

Questa successione è qui rappresentata come abbiamo visto dalla sola Formazione Marnoso-Arenacea romagnola. Le strutture principali che la interessano consistono in una serie di *thrust*, pieghe-faglie e pieghe asimmetriche, di estensione plurichilometrica, aventi una generale direzione appenninica (NO-SE). Il livello di scollamento principale si trova alla base della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola, in corrispondenza della Formazione delle marne dello Schlier, che in questo Foglio non affiora, o in corrispondenza degli intervalli pelitici inferiori (Membri di Biserno e di Corniolo). I fronti di sovrascorrimento principali, regolarmente spazati, sono seguibili a scala regionale per varie decine di chilometri verso SE, ben oltre l'area di questo Foglio. Verso NO immergono al di sotto dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico e della coltre alloctona ligure. In alcuni casi, la deformazione viene assorbita da complesse pieghe-faglie e pieghe asimmetriche e rovesciate. Nel *footwall* dei *thrusts* principali è sempre presente una sinclinale con il fianco interno da verticalizzato a rovesciato, spesso complicato da piegamenti e sovrascorrimenti minori. Il fianco esterno delle sinclinali è generalmente più ampio e regolare, con pendenze degli strati molto blande. Tali sinclinali presentano una notevole continuità laterale.

Nel settore meridionale, come abbiamo visto, la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola è sovrascorsa dall'Unità tettonica Monte Castel Guerrino tramite un *thrust* con geometria *out of sequence*. Nel *footwall* la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola è deformata in una sinclinale rovesciata, con

piano assiale debolmente inclinato verso SO, seguibile in questo Foglio da M. Altuzzo, presso il Passo del Giogo, fino a sud di Fornello. Entrambi i fianchi di questa sinclinale sono interessati da varie faglie più recenti ad alto angolo, con direzione NO-SE, probabilmente connesse alla formazione del bacino del Mugello nel Pleistocene (faglie di Ronta). La sinclinale di M. Altuzzo sembra coinvolgere anche il contatto tra la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola e l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico nella zona del Passo del Giogo. Anche la foliazione all'interno dei terreni dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico è parallela al piano assiale di questa piega. Sia la sinclinale che il contatto tra le due unità vengono dislocate dalle faglie ad alto angolo pleistoceniche.

Procedendo verso nord i fronti di sovrascorrimento più importanti all'interno della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola, con le relative strutture associate, sono tre. Dall'interno verso l'esterno, seguendo la nomenclatura dei Fogli limitrofi, abbiamo il Thrust delle Mandriacce, il Thrust di S. Benedetto in Alpe ed il Thrust di S. Sofia (FARABEGOLI *et alii*, 1991 e 1994; vedere anche TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; SANI, 1991).

Il Thrust delle Mandriacce a scala regionale porta al sovrascorrimento dell'Elemento del M. Nero sull'Elemento di Ridracoli. In quest'area in realtà questo importante sovrascorrimento si smorza in una serie di anticlinali e sinclinale rovesciate, vergenti a NE, talora passanti lateralmente a pieghe-faglie, evidenziando un generale aumento del raccorciamento da NO verso SE. Tali strutture plicative e sovrascorrimenti minori interessano il fianco interno della sinclinale rovesciata di Crespino sul Lamone, che rappresenta la sinclinale di *footwall* di questo fronte deformativo. L'insieme di queste strutture ad occidente coinvolge parzialmente anche il contatto con l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico nella zona tra Fognano e Moscheta.

Il Thrust di S. Benedetto in Alpe porta l'Elemento di Ridracoli a sovrapporsi sull'Elemento di Isola; la superficie di questo sovrascorrimento affiora dal F. Santerno fino al bordo orientale del Foglio, passando presso Palazzuolo sul Senio e Marradi. Anche in questo caso la sinclinale di *footwall* (sinclinale di Marradi) è molto estesa ed ha il fianco meridionale complicato da sovrascorrimenti minori e pieghe rovesciate. La sua immersione assiale è verso SO.

Entrambi i fianchi della sinclinale di Marradi sono inoltre interessati da numerose faglie più recenti ad alto angolo, prevalentemente trasversali con direzione NE-SO, che dislocano le strutture legate al Thrust di S. Benedetto in Alpe. Il pozzo Palazzuolo 1 (ANELLI *et alii*, 1994), profondo 2506 metri, è ubicato a monte del sovrascorrimento principale; questo affiora circa 500 metri a NE, ad una quota topografica di quasi 100 metri superiore. Il pozzo attraversa il piano di scorrimento alla profondità di 725 metri; ciò permette di stimare l'inclinazione della faglia che risulta di quasi 60. Un'inclinazione così forte permette di ipo-

tizzare un piegamento del *thrust*, probabilmente dovuto alle fasi tettoniche successive (plioceniche).

Il Thrust di S. Sofia a scala regionale porta al sovrascorrimento dell'Elemento di Isola sull'Elemento di Pianetto. In questo Foglio è il fronte deformativo più esterno e, come per il Thrust delle Mandriacce, è rappresentato da un insieme di pieghe rovesciate e pieghe-faglie e da una sinclinale asimmetrica al fronte.

I depositi più recenti coinvolti nelle strutture che interessano la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola hanno un'età che va dal Serravalliano superiore nelle strutture più interne al Tortoniano medio-superiore in quelle più esterne.

Come già accennato, la Formazione Marnoso-Arenacea romagnola e tutte le strutture compressive appena descritte immergono sotto la coltre alloctona. In prossimità del contatto con la coltre, le immersioni degli strati subiscono una rotazione da SO a NO, mentre i piani di scorrimento e le superfici assiali delle pieghe assumono una giacitura sub-orizzontale; inoltre nessuno dei *thrusts* della FMA interessa la coltre alloctona, ma sembra raccordarsi con la sua superficie di scorrimento basale. Ciò è in accordo con la messa in posto della coltre e deformazione della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola secondo il modello di deformazione a *duplex* proposto da CERRINA FERONI *et alii* (1997, 2001 e 2002); secondo questa interpretazione, la superficie basale della coltre rappresenta il *roof-thrust* mentre il *floor-thrust* è costituito dalla superficie di scollamento individuata alla base della FMA (vedere anche RER & ENI-AGIP, 1998), nelle marne dello Schlier o nei membri basali della formazione. Le pieghe-faglie della FMA rappresenterebbero dei *link-thrusts*.

Come già detto, secondo questi Autori tutta la zona di affioramento della FMA, il medio e alto Appennino Romagnolo e il crinale Tosco-Romagnolo, è una finestra tettonica; l'erosione della coltre alloctona sarebbe stata favorita dall'inarcamento e deformazione ad anticlinale, con culminazione nella Romagna centrale (ANELLI *et alii*, 1994), probabilmente dovuti ad un raddoppio nel basamento (ARGNANI *et alii*, 1997).

L'erosione della coltre alloctona e di parte della FMA in Romagna, per uno spessore totale stimato variabile da almeno 2000 fino a circa 5000 metri da nord a sud (ZATTIN *et alii*, 2000), e l'inarcamento ad antiforme hanno determinato un generale detensionamento della FMA affiorante con conseguente apertura delle faglie precedenti e creazione di fratture prevalentemente beanti e faglie distensive. Per questo motivo gran parte delle faglie in origine compressive si presenta oggi beante (cfr. anche cap. VI.3). Inoltre, correlando i vari *markers* stratigrafici al tetto e al piede dei *thrusts* emerge che lungo alcune delle superfici di accavallamento si sono verificate inversioni dei movimenti e i rigetti attualmente valutabili sono distensivi.

1.4. - IL BACINO DEL MUGELLO

Come già detto nel capitolo “Stratigrafia”, il Mugello è un bacino intramontano, allungato in direzione ONO-ESE e riempito da depositi continentali in gran parte durante il Pleistocene (SANESI, 1965; ABBAZZI *et alii*, 1995).

Sulla genesi di questo bacino ci sono varie interpretazioni. Come per gli altri bacini neogenico-quadernari presenti in vari settori dell’Appennino settentrionale e della Toscana più interna, la sua origine viene classicamente messa in relazione alla fase distensiva post-collisionale che ha interessato a più riprese l’area tirrenica ed il lato occidentale della catena nordappenninica a partire dal Miocene Superiore (MARTINI & SAGRI, 1993). Più precisamente essa viene riferita a fenomeni di estensione crostale avvenuti tra la fine del Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore (GEMINA, 1962; SANESI, 1965; BARTOLINI & PRANZINI, 1979; BERNINI *et alii*, 1990), periodo che nell’Appennino Settentrionale coincide con la formazione o la riattivazione di bacini continentali intramontani.

In particolare il Mugello è stato interpretato come un *semi-graben* con la faglia principale (*master fault*) ubicata sul suo bordo sud-occidentale e immergente verso nord (BENVENUTI & PAPINI, 1992; MARTINI & SAGRI, 1993).

Più recentemente, in relazione al riconoscimento a scala regionale di evidenze di compressione a carico dei depositi neogenico-quadernari toscani, inclusi quelli del Mugello (BOCCALETTI *et alii*, 1995a; 1995b), il bacino è stato reinterpretato come *thrust-top basin*, e associato alla riattivazione di strutture compressive della catena.

Nel Foglio affiora solo parte del bordo settentrionale del bacino; poco a nord del contatto tra questi depositi continentali e il substrato, affiorano faglie subverticali (faglie di Ronta), o con forte immersione verso SSO, prevalentemente estensionali che in parte si sono impostate su alcune preesistenti superfici di *thrusts*, determinando un’inversione dei movimenti da inversi a distensivi.

Infine, tra Grezzano e Ronta, i depositi del Sintema del Mugello (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore) sono piegati con immersioni verso SO fino a 55; ciò indica che almeno la parte inferiore della Successione del Mugello ha partecipato al sollevamento di questo settore di catena e che questa deformazione è non più antica della parte alta del Pleistocene inferiore. Questa interpretazione è in accordo con quanto si osserva sul margine padano-adriatico dell’Appennino dove al *top* del Pleistocene inferiore (tra 1,0 e 0,8 MA) si registra un’importante discontinuità nella sedimentazione e da sedimenti francamente marini (Argille Azzurre e Sabbie e argille di Savignano) si passa a depositi di transizione e continentali (Sabbie gialle Auctt. e Supersintema Emiliano-Romagnolo) (RER & ENI-AGIP, 1998; CERRINA FERONI *et alii*, 2002). Non si può tuttavia nemmeno escludere un’età più recente; infatti, sempre lungo il margine padano-adriatico è

presente un'altra importante *unconformity*, con discordanza angolare, datata tra 0,5 e 0,4 MA (Pleistocene medio), che divide i depositi continentali del Sintema Emiliano-Romagnolo inferiore da quelli del Sintema Emiliano-Romagnolo superiore e potrebbe essere correlabile con l'*unconformity* che divide il Sintema del Fiume Sieve da quello del Mugello.

2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE

Da quanto sopra esposto è possibile riassumere l'evoluzione strutturale con una cronologia relativa delle deformazioni che hanno determinato l'attuale assetto tettonico di quest'area ed ipotizzare un'attribuzione cronologica alle varie strutture, avvalendoci anche di considerazioni di carattere regionale.

In sintesi le strutture presenti sono state attribuite (vedere schema tettonico) a quattro principali momenti della storia deformativa.

Strutture precedenti al Tortoniano superiore.

Viene ipotizzata una generica età pre-tortoniana superiore per tutte le strutture all'interno delle Unità Liguri e Subliguri nelle quali non è possibile, in quest'area, distinguere le deformazioni ereditate dalla "Fase Ligure" eocenica da quelle relative alla messa in posto delle Unità Liguri sull'Unità Subligure, probabilmente di età chattiano-aquitana, nonché da quelle ancora più recenti. Consideriamo comunque l'età di queste strutture precedente alla messa in posto dell'insieme Unità Liguri e Subliguri sulla Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola.

In questo intervallo di tempo si colloca il sovrascorrimento:

Strutture del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore delle Unità Liguri e Subliguri sulle successioni toscane e umbro-marchigiano-romagnola. Vengono attribuiti a questo periodo anche i principali sovrascorrimenti, e piegamenti associati, sia nelle Unità Toscane che nella Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola, secondo il modello di deformazione a *duplex* con migrazione della deformazione dall'interno verso l'esterno della catena (CERRINA FERONI *et alii*, 1997 e 2001).

Strutture del Pliocene

Successivamente alcuni *thrusts* interni vengono riattivati. In particolare in questo Foglio è ben documentata la geometria *out of sequence* del Thrust di Monte Castel Guerrino e il piegamento del Thrust di S. Benedetto in Alpe. Le riattivazioni di queste strutture sono state attribuite, anche se dubitativamente, al Pliocene o comunque comprese tra il Messiniano inferiore ed il Pleistocene. Questi *thrusts* infatti sono poi dislocati da faglie longitudinali e trasversali di età pleistocenica.

Strutture del Pleistocene

L'età pleistocenica per le faglie ad alto angolo longitudinali è dedotta in base all'età dei sedimenti del bacino del Mugello, la cui formazione, come abbiamo visto, è legata all'instaurarsi di queste strutture.

A questa fase deformativa vengono attribuite anche le faglie trasversali ad alto angolo, sebbene queste ultime spesso interrompano e dislochino le faglie ad andamento longitudinale, facendo pensare quindi a movimenti ancora più recenti (cfr. V.1.4).

In generale, alla parte alta del Pleistocene inferiore e al Pleistocene medio è attribuito il generale sollevamento della catena con conseguente erosione della coltre alloctona e della parte sommitale della FMA e la creazione delle strutture distensive superficiali.

PROGETTO
CARG

VI - UTILIZZO ANTROPICO DELLE RISORSE

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'area del Foglio 253 sono localizzate numerose cave molte delle quali attualmente in produzione. L'attività estrattiva riguarda nella maggioranza dei casi le arenarie della Formazione Marnoso Arenacea romagnola nei suoi membri più arenacei ed è finalizzata ad un uso ornamentale. Le più numerose ed importanti cave (da: P.R.A.E-Regione Toscana; Censimento delle cave-Assessorato Ambiente e Difesa del Suolo) sono localizzate nell'area di Firenzuola per la quale l'attività estrattiva costituisce la principale risorsa economica. Il materiale coltivato (Pietra di Firenzuola) proviene in particolare dal membro di Nespoli (FMA8) che in questo settore del Foglio presenta una alternanza di strati arenacei molti spessi. Le proprietà fisico meccaniche medie del materiale cavato, riprese da letteratura (COMUNITÀ MONTANA DELL'ALTO MUGELLO – CAMERA DI COMMERCIO DI FIRENZE) sono le seguenti:

Parametri	Valore medio
Peso specifico (gr/cc)	2,76
Peso di volume (gr/cc)	2,57
Porosità totale	9,7
Coeff. di imbibizione espresso in volume %	7,5
Resistenza alla compressione (kg/cmq)	1.000
Resistenza alla compressione provini saturi (kg/cmq)	800
Modulo di elasticità (kg/cmq)	188.000
Modulo di elasticità provini saturi (kg/cmq)	120.000

Le caratteristiche macroscopiche della Pietra di Firenzuola la rendono simile alla più nota “pietra serena” e per questo è stata talora utilizzata al suo posto per il restauro di monumenti e palazzi storici o per la pavimentazione di piazze.

Nell’area del Foglio 253 i livelli che, per il loro spessore e la loro composizione risultano avere un elevato valore merceologico e che quindi sono o sono stati più frequentemente cavati, sono riferibili ad alcuni dei livelli guida regionalmente distinti nella FMA quali ad esempio: lo strato Contessa, megatorbidite carbonatica con arenite ibrida (area di Ronta, di Coniale, di Acquadalto, di Fantino), e lo strato di Brento Sanico, megatorbidite a composizione arcossica (area del Fiume Santerno e Torrente Rovigo). Tutte le cave di arenaria dell’area sono cave di versante ed il metodo di coltivazione avviene per asportazione delle bancate a fette discendenti.

Oltre alle cave in FMA sono presenti testimonianze di attività estrattiva anche nelle arenarie della formazione del Torrente Carigiola nella zona di Rifredo, ma non sono attualmente sfruttate.

Lungo il Fiume Santerno, tra Cornacchiaia e Firenzuola, sono ubicate alcune cave di inerti, coltivate con metodo a trince affiancate, la cui attività è attualmente sospesa.

2. - MINERALIZZAZIONI

Nell’area del Foglio, come segnalato nella precedente edizione della Carta Geologica d’Italia (CREMONINI & ELMI, 1971a, 1971b), sono numerose le manifestazioni di idrocarburi già note storicamente. Tra queste si ricordano le manifestazioni a metano nella zona di Molino della Badia-Castellaccio, attualmente localmente utilizzate. Le produzioni, molto modeste, intercettano serbatoi di terreni porosi all’interno di terreni prevalentemente argillosi della Formazione di Sillano presente in un corpo di paleofrana. Manifestazioni gassose sono diffuse anche nell’alveo del Torrente Diaterna.

Inoltre, sono stati realizzati da AGIP diversi sondaggi per la ricerca di idrocarburi: tra i più importanti pozzi si ricordano: Radicosa 1 e Palazzuolo1 (ANELLI *et alii*, 1994) e Marradi 1. I dati sulla stratigrafia e le strutture attraversati da questi pozzi sono risultati di estrema utilità per la costruzione dei profili geologici.

3. - RISORSE IDRICHE

L’area del Foglio 253 è caratterizzata per circa l’80 % della sua estensione dalla presenza di depositi arenacei dei *flysch* delle Unità Toscane (TCG, CDP) e

Umbro-Marchigiano-Romagnole (FMA). Nell'area nord-occidentale del Foglio affiorano invece terreni prevalentemente argillosi appartenenti alle Unità tettoniche Liguri e Subliguri e all'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico con locali interposizioni di scaglie di MLL, costituite da litotipi calcarei (M.Canda, M. Carpinaccio). Tutti questi litotipi sono caratterizzati, da un punto di vista idrogeologico, da una permeabilità secondaria. Solo nella porzione sud-occidentale del Foglio, i depositi presenti nel bacino del Mugello presentano una permeabilità primaria.

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. Le rocce affioranti nell'area del Foglio sono stimate con permeabilità bassa e bassissima. Le rocce appartenenti alle formazioni arenacee delle unità Toscane 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 delle Unità tettoniche Toscane 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.

Le sorgenti localizzate nelle formazioni arenacee del Foglio si caratterizzano per il fatto di essere piuttosto numerose, ma con una portata media non molto elevata. Il loro regime annuale è influenzato dal tipo di clima sub-mediterraneo dell'area ovvero generalmente da portate molto basse alla fine dell'estate ed inizio autunno e picchi di portata in novembre (periodo di massima precipitazione) ed in primavera grazie al regime piovoso e allo scioglimento della neve. Il deflusso dei fiumi e torrenti è influenzato anch'esso dal regime delle portate descritto sopra.

Alcune novità, tuttavia, sulle caratteristiche idrogeologiche di questi ammassi arenacei emergono in studi recenti relativi alla Formazione Marnoso-Arenacea romagnola (CANUTI *et alii*, 2002): se infatti da un punto di vista idrogeologico la FMA, con la sua alternanza di livelli marnosi talora prevalenti e la presenza di olistostromi argillosi, è stata tradizionalmente considerata un'unità a bassa permeabilità, sostanzialmente un acquitardo, che diveniva un acquifero solo in limitate porzioni molto fratturate o nelle zone con coltri di ricoprimento, nuovi dati portano a considerare il comportamento della FMA come quello di un acquifero con potenzialità maggiori di riserva idrica rispetto a quanto precedentemente stimato. In particolare è emerso che la FMA può presentare valori di K di circa 1×10^{-4} m/s connessi al grado di fratturazione e al detensionamento dovuto all'e-

rosione della copertura della coltre alloctona. Infatti la coesistenza di fratture di tipo disgiuntivo, presenti regionalmente, e di un grande spessore di roccia detensionata conseguente al rilascio di stress isostatico dovuto all'erosione di almeno 2000 metri di terreni delle unità alloctone (CERRINA FERONI *et alii* 1997 e 2001; ZATTIN *et alii* 2000) determinano nei primi 200-300 metri di spessore di questi terreni valori che ne sottolineano la natura di acquifero (cfr anche cap. V.1.3).

Infine, nel Foglio non vi sono sorgenti termali, ma localmente sono presenti venute solfuree in corrispondenza di strutture tettoniche importanti come ad esempio in località Rifredo-Bagnolo, lungo il *thrust* tra l'Unità tettonica Monte Castel Guerrino e l'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1969) - *Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro "Auctt") ed i terreni sovrastanti (Appennino modenese e bolognese) - Dati preliminari*. Boll. Soc. Geol. It., **88** (4), 637-644.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1969) - *Geological Map of the Northern Apennines, 1:500.000 scale*. L.A.C., Firenze. In: SESTINI G. (Ed.) (1970) "Development of the Northern Apennines Geosyncline". Sediment. Geol., **4**.
- 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*. Sediment. 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.
- AMOROSI A. (1992a) - *Stratigrafia e sedimentologia del Miocene epiligure tra le valli del Panaro e del Marecchia (Appennino Settentrionale)*. Tesi di dottorato inedita. Università di Bologna. 205 pp.
- AMOROSI A. (1992b) - *Correlazioni stratigrafiche e sequenze deposizionali nel Miocene epiligure delle Formazioni di Bismantova, S. Marino e M. Fumaiolo (Appennino Settentrionale)*. Gior. Geol., ser. 3, vol. 54/1, 95-105.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAJANI S.C. (1996) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 355-366.
- 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.
- ANTOLINI P. & CREMONINI G. (1991) - *Litostratigrafia e tettonica della Formazione Marnoso-arenacea romagnola fra le valli del Lamone e del Savio (Appennino Settentrionale)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **XLVI**, 447-458.
- ARGNANI A., BERNINI M., DI DIO G., PAPANI G. & ROGLEDI S. (1997) - *Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the quaternary of the northern apennines (Italy)*. Il Quaternario, **10** (2), 595-602.
- AZZAROLI A. (1977) - *The Villafranchian Stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary*. Giorn. Geol., **41**, 61-79.
- BALLY A.W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Ed., Bologna, pp. 276.
- BARTOLINI C. & PRANZINI G. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 97 (S. Marcello Pistoiese), 105 (Lucca) e 106 (Firenze)*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, Pubbl. n. **251**: 481-523.
- BENDKIK 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.
- BENINI A., FARABEGOLI E., MARTELLI L. & SEVERI P. (1991) - *Stratigrafia e paleogeografia del Gruppo di S. Sofia*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **XLVI**, 231-244.
- BENVENUTI M. (1997) - *Physical stratigraphy of the fluvio-lacustrine Mugello Basin (Plio-Pleistocene, northern Apennines)*. Gior. Geol., Serie 3, Vol. **59/1-2**, 91-111.
- BENVENUTI M. & PAPINI M. (1992) - *Dati preliminari sulla presenza di depositi continentali pleistocenici e sulla neotettonica del settore mugellano della dorsale di M. Giovi (Firenze)*. 76 Riunione Estiva della Soc. Geol. It., Firenze. 21-23 Settembre 1992, riassunti, 164-165.

- 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.
- BERNINI M., BOCCALETTI M., MORATTI G., PAPANI G., SANI F. & TORELLI L. (1990) – *Episodi compressivi neogenico-quadernari nell'area estensionale tirrenica nord-orientale. Dati in mare e a terra*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 577-589.
- BETTELLI G., BOCCALETTI M., CIBIN U., PANINI F., POCCIANTI C. & ROSSELLI S. (2002) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 252 "Barberino Mugello"*. Serv. Geol. d'It. – Regione Emilia-Romagna. S.El.Ca., Firenze
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1989a) – *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 215-244.
- 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**, 91-126.
- BETTELLI G., CAPITANI M., PANINI F. & PIZZIOLI M. (1996) – *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. & PANINI F. (1989) – *I mélanges dell'Appennino settentrionale dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, (1987): 187-214.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1992) – *Liguridi, mélanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la "linea del Sillaro" (Appennino settentrionale, provincie di Firenze e Bologna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 387-415.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995a) – *Nuove ipotesi sulla genesi e l'evoluzione dei bacini post-nappe in relazione alle fasi compressive neogenico-quadernarie dell'Appennino Settentrionale*. Acc. Naz. Scienze detta dei XL, Scritti e Documenti **14**, 229-262.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995b) – *Le fasi compressive neogenico-quadernarie nell'Appennino settentrionale: relazioni con l'evoluzione dei bacini interni e con la tettonica del basamento*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1995/1**, 51-72.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990b) – *Migrating foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines and Southern Alps*. Palaeo., Palaeo., **77**, 3-14.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990a) – *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-thyrrhenian area during the Neogene*. Palaeo., Palaeo., **77**, 41-50.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (EDS) (1982) – *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale. Scala 1:250.000*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, sottoprog. 5 "Modello Strutturale", pubbl. n. **429**.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F. A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) – *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) – *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**: 7-38.
- BOCCALETTI M. & SANI F. (1998) – *Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines*. Tectonics, Vol. **17**, 112-130.
- BORTOLOTTI V. (1962) – *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(2), 225-314.
- BORTOLOTTI V. (1966) – *La tettonica trasversale dell'Appennino. 1. La linea Livorno-Sillaro*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 529-540.

- BORTOLOTTI V. (1983) – *Stratigrafia, tettonica ed evoluzione geodinamica delle ofioliti della Toscana*. Mem. Soc. Geol. It., **25**, 63-74.
- BORTOLOTTI V., CELLAI D., CHIARI M., VAGGELLI G. & VILLA I. M. (1995) – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Apenninic Ophiolites: 3. Plagiogranites from Sasso di Castro, Northern Tuscany, Italy. *Ofioliti*, **20** (2), 55-65.
- 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), ??
- BOYER S.E. & ELLIOTT D., (1982) - *Thrust systems*. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **66**, 1196-1230
- BROZZETTI F., BONCIO P. & PIALI G. (in stampa) – *Early-middle Miocene evolution of the Tuscan Nappe – western Umbria foredeep system: insights from stratigraphy and structural analysis*. *Boll. Soc. Geol. It.*
- BRUNI P. (1973) - *Considerazioni tettoniche e paleogeografiche sulle serie dell'Appennino bolognese tra le valli dell'Idice e del Santerno*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12** (2), 157-185.
- BRUNI P. & PANDELI E. (1980) - *Torbiditi calcaree nel Macigno e nelle Arenarie del Cervarola nell'area del Pratomagno e del Falterona (Appennino Sett.)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**, 172-230.
- CAMPBELL, C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. *Sedim.*, **8**, 7-26.
- 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., FORTI G., LOLI A., MORETTI S., RODOLFI G. & SAULLE G. (1989) - *Carta litologica del bacino del Fiume Sieve (Firenze)*. S.EL.CA.
- CANUTI P., GARGINI A. & PICCINI L. (2002) – *Hydrogeologic budgeting of a fractured aquifer supported by tunnel drained-groundwater data*. *Atti Congresso Internazionale IAH "Closing groundwater budget"*, Darwin (AUS), Maggio 2002.
- CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A. & VAI G.B. (1991) - *Stili deformativi ed evoluzione tettonica della Successione Neogenica Romagnola*. *Studi Geol. Cam.*, Vol. Spec. (1991/1), 261-278.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1986a) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. *Giorn. Geol.*, **47(1-2)** (1985), 47-75.
- CASTELLARIN A., PINI G. A., CRESTANA G. & RABBI E. (1986b) – *Caratteri strutturali mesoscopici delle Argille Scagliose dell'Appennino bolognese*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**, 459-477.
- CASTELLARIN A. & PINI G. 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**, 127-141.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., OTTRIA G. con contributi di MARTELLI L. (2002) – *Tavole stratigrafiche*. In: CERRINA FERONI A., MARTELLI L., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (2002) – *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000*. Regione Emilia-Romagna – CNR, Pisa. S.EL.CA., Firenze.
- 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.
- CATANZARITI R. & VESCOVI P. (1998) – *Datazione con nannofossili calcarei sulla successione di base delle Arenarie di Petriagnola (Appennino sett. - Prov. di Parma)*. *Acta Natur.*, **34**, 29-39.
- CERRINA FERONI A., GHISELLI F., LEONI L., MARTELLI L., MARTINELLI P., OTTRIA G. & SARTI G. (1997) – *L'assenza delle liguridi nell'Appennino Romagnolo: relazioni con il sollevamento quaternario e implicazioni strutturali*. *Il Quaternario* **10** (2), 371-376
- CERRINA FERONI A., LEONI L., MARTELLI L., MARTINELLI P., OTTRIA G. & SARTI G. (2001) – *The Romagna Apennines, Italy: an eroded duplex*. *Geol. J.* **36** (1), 39-54.
- CERRINA FERONI A., MARTELLI L., MARTINELLI P. & OTTRIA G. con contributi di CATANZARITI R. (2002) – *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000*. Regione Emilia-Romagna – C.N.R., Pisa. S.EL.CA., Firenze.

- CIBIN U. & DI GIULIO A. (1996) – *Proposta di normativa per l'analisi microscopica della composizione delle areniti nell'ambito della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Boll. Serv. Geol. It., **115**, 87-98.
- CIBIN U., DI GIULIO A., CATANZARITI R., POCCIANI C., ROSSELLI S. & SANI F. (in stampa) - *Factors controlling foredeep turbidite deposition: the case of Northern Apennines (Oligo-Miocene, Italy)*. In: LOMAS S.(Ed.): *Confined Turbidite Systems*. Geological Society of London, Special Publication
- CIBIN U., DI GIULIO A., MARTELLI L. , CATANZARITI R., POCCIANI C., ROSSELLI S. & SANI F. (2003) – *Factors controlling foredeep turbidite deposition: the case of Northern Apennines(Oligo-Miocene, Italy)*. In: LOMAS S. (Ed.): *Confined Turbidite Systems*. Geological Society of London, Special Publication.
- CIBIN U., POCCIANI C. & ROSSELLI S. (1997) - *Sistemi deposizionali torbiditici nell'avanfossa miocenica dell'Appennino settentrionale (Arenarie del Cervarola, Aquitaniano - Langhiano inferiore)*. Geotalia, 1 Forum FIST, Vol.2, 94-95.
- CNR-CCGG (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50,000 Guida al Rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale – CNR, Comitato per la Cartografia Geologica e Geomorfologica. Quaderni del SGI, Serie III, n.1, pp. 203.
- COBIANCHI M. & VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia del Calcare a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia, Appennino ligure)*. Atti Tic. Sc. Terra, **35**: 199-211.
- COMUNITA' MONTANA DELL'ALTO MUGELLO – CAMERA DI COMMERCIO DI FIRENZE – *La Pietra di Firenzuola nell'Alto Mugello*.
- CREMONINI G., ANTONINI P. & PIALLI G. (2001) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 254 Modigliana*. Serv. Geol. d'It. – Regione Emilia-Romagna
- CREMONINI G. & ELMI C. (1971a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 98 "Vergato"*. Serv. Geol. d'Italia. Nuova Tecnica Grafica Roma.
- CREMONINI G. & ELMI C. (1971b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 99 "Faenza"*. Serv. Geol. d'Italia. Nuova Tecnica Grafica Roma.
- CRUDEN D.M & VARNES D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: TURNER A.K. & SCHUSTER L. (Eds.) *Landslides: investigation and mitigation*. Transp. Res. Board, National Research Council, Washington. Special Report **247**, 36-75.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc., **42**: 1-212.
- DELLE ROSE M., GUERRERA F., MORETTI E. & RUSCIADELLI G. (1990) - *Evoluzione del segmento interno dell'Avanfossa Appenninica durante il Miocene medio (Spartiacque tosco-romagnolo)*. Gior. Geol., ser. 3, **52/1-2**, 135-158.
- DELLE ROSE M., GUERRERA F., RENZULLI A., RAVASZ-BARANYAI L. & SERRANO F. (1994) - *Stratigrafia e petrografia della Marne di Vicchio (Unità tettonica Cervarola) dell'alta Val Tiberina (Appennino Tosco-Romagnolo)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 675-708.
- DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillarone line" (Northern Apennines, Italy)*. Geologica Ultraiectina, **19**, pp.98.
- DICKINSON W. (1970) – *Interpreting detrital modes of greywacke and arkose*. Jour. Sed. Petr., **40**, 695-707.
- DI GIULIO A. (1999) - *Mass transfer from the Alps to the Apennines: volumetric constraints in the provenance study of the Macigno-Modino source-basin system, Chattian-Aquitanian, north-western Italy*. Sedimentary Geology, **124**, 69-80.
- DI GIULIO A., MANCIN N. & MARTELLI L. (2002) - *Geohistory of the ligurian orogenic wedge: first inferences from epiligurian sediments*. Boll. Soc. Geol. It., Volume speciale n.1 (2002), 375-384.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) – *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizioni modali*. Acta 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'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Géol. France, **17**: 956-962.
- FARABEGOLI E., BENINI A., DE DONATIS M., MARTELLI L., MATTIOLI A., PIZZIOLO M. & SEVERI P. (1994) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:50.000, F. 265 S. Piero in Bagno*. In: "La Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna". Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- FARABEGOLI E., BENINI A., MARTELLI L., ONOREVOLI G. & SEVERI P. (1991) - *Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **XLVI**, 165-184.
- FAZZINI P. (1964) - *Geologia dell'Appennino tosco-emiliano tra il Passo dei Mandrioli e il Passo della Calla*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 1-40.
- 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. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei e stratigrafia ad eventi nel Miocene inferiore e medio italiano*. Tesi di dottorato, Univ. Padova.
- 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.
- GANDOLFI G., PAGANELLI L. & ZUFFA G.G. (1983) - *Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines)*. J. Sed. Petr., **53** (2), 493-507.
- GAZZI P. (1966) - *Le arenarie del Flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il Flysch di Monghidoro*. Mineralogica Petrografica Acta, **16**, 69-97.
- 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**, 276-290.
- GNFG (1987) - *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti*. A cura di: CARRARA A., CARTON A., DRAMIS F., PANIZZA M. & PRESTININZI A. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 199-221.
- GRADSTEIN F.M., AGTEBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J VEEEN P.V., THIERRY L. & HUANG Z. (1994) - *A Mesozoic time scale*. Journ.Geoph. Res., **99**, 24051-24074.
- GUENTHER K. & REUTTER K.J. (1985) - *Il significato delle strutture dell'unità di M. Modino - M. Cervarola tra il Passo delle Radici e il M. Falterona in relazione alla tettonica dell'Appennino settentrionale*. Giorn. di Geol., ser.3,**47**(1-2), 15-34.
- HEMMER C. (1971) - *Zur Geologie des Gebietes zwischen Lago di Suviana und Passo della Futa, (Prov. Bologna und Firenze, Italien)*. Diss. Freie Univ. Berlin, pp. 234.
- ISSC (1994) - *International Stratigraphic Guide* - SALVADOR A. EDITOR, II ed. The International Union of Geological Sciences and Geological Society of America Inc., pp. 214.
- LANDUZZI A. with a contribution by A. NEGRI (1994) - *Relationships between the Marnoso-Arenacea Formation of the inner Romagna units and the Ligurids (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 523-534.
- MARTELLI L. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 265 Bagno di Romagna*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.El.Ca. Firenze
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*, In: A.FARINACCI (Ed.), Proceedings II Palnktonic Conference, Roma, **2**: 739-785.
- MARTINI I.P. & SAGRI M. (1993) - *Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy*. Earth Sci. Rev., **34**, 197-233.

- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1), 95-382.
- MERLA G. & BORTOLOTTI V. (1969) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1.100.000. Foglio 107 "M. Falterona"*. Srev. Geol. d'It., Roma.
- 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. & ZUFFA G.G. (Eds.) *Marine clastic sedimentology*. Graham and Trotam: 1-38, London.
- NARDI R. (1965) - *Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra il M. Cusna e il M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 5: 35-92.
- NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano I - Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**, 1-76.
- PANINI F., BETTELLI G., GASPERI G. & PIZZIOLLO M. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 237 Sasso Marconi*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.El.Ca., Firenze.
- PAPANI G., DE NARDO M.T. & VERNIA L. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 218 Castelnuovo ne' Monti*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.El.Ca., Firenze
- PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L., VERNIA L. & IACCARINO S. (1987) - *Nuovi dati stratigrafici sulla Formazione di Bismantova e sui suoi rapporti con il substrato nell'Appennino reggiano*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 245-275.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1985) - *Struttura geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo: ipotesi sismotettoniche*. In: Atti del seminario "Progetto Cartografia Geologica", 22-23 febbraio 1985, Regione Emilia-Romagna, Bologna, 102-118.
- PELLEGRINI M. (1965) - *Osservazioni geologiche sulla zona di M. Falterona*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 239-270.
- 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.
- PIALLI G., PLESI G., DAMIANI A.V. & BROZZETTI F. (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 289 "Città di Castello"*. Serv. Geol. d'It. - Regione Umbria.
- 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., BALDACCI F., BOTTI F., DANIELE G., MARTELLI L., MOLLI G., OTTRIA G. & PALANDRI S. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 235 Pievepelago*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. S.El.Ca., Firenze
- PONZANA L. (1988) - *La Formazione di Monte 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.
- RENZI G. (1964) - *Un probabile livello guida nella formazione marnoso-arenacea romagnola nei dintorni di Marradi e Palazuolo*. Quaderni degli Studi Romagnoli, **1**, 15-20.
- RENZI G. (1967) - *Livelli franati e calcari a Lucina nella formazione marnoso-arenacea romagnola delle alte valli del Lamone e del Senio*. Studi Romagnoli, v. **17**.
- RER & ENI-AGIP (1998) - *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G.M. Di Dio. Regione Emilia-Romagna - ENI divisione Agip. S.EL.CA., Firenze, 120 pp.

- RICCI LUCCHI F. (1967) - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*. In: Selli R. (ed.), *Com. Neog. Medit.*, IV Congr., Guida alle escursioni, 111-120, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene palaeogeography and basin analysis in the peri-Adriatic Apennines*. *Geology of Italy* (Ed. by C.Squires), **2**, 129-236, PESL-Tripoli.
- RICCI LUCCHI F. (1978) - *Sedimentologia*, parte II. C.L.U.E.B. Editore, pp. 210.
- RICCI LUCCHI F. (1981) - *The Miocene Marnoso-Arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines*. Excursion No. 7, Excursion Guidebook, 2nd European Regional Meeting IAS.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a Est-Nordest di Perugia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **92**, 669-712.
- RICCI LUCCHI F. & VALMORI E. (1980) - *Basin-wide turbidites in a Miocene over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis*. *Sedimentology*, **27**, 241-270.
- SALVADOR A. (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.
- SANI F. (1991) - *Rilevamento strutturale della catena appenninica nel settore Firenzuola-Bocca Trabaria*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, XLVI (1991), 327-338.
- 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.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. *Geol. Mijnbouw*, **56/1**, 37-65.
- TEN HAAFF E. (1985) - *A structural review of the Bolognese Apennines (with two field trip itineraries)*. *Giornale di Geologia*, ser. 3, **47/1-2**, 35-45.
- TEN HAAFF E. & VAN WAMEL W.A. (1979) - *Nappes of the alta Romagna*. *Geol. en Mijn.*, **58** (2), 145-152.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. *Ofioliti*, **9**, 577-618.
- VAI G.B. (1988) - *The Lamone Valley: a field trip guide to the Romagna Apennines*. In: *Fossil vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines. F.T. Guidebook International Workshop: Continental faunas at the Mio-Pliocene boundary*, DE GIULI C. & VAI G.B. (eds). Faenza: march 1988, 70-76
- 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*. 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". *Transp. Res. Board, National Research Council*, Washington. Special Report **176**, 11-33.
- ZANZUCCHI G. & MARTINI A. (2000) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 198 Bardi*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna. IPZS, Roma.
- ZATTIN M., LANDUZZI A., PICOTTI V. & ZUFFA G.G. (2000) - *Discriminating between tectonic and sedimentary burial in a foredeep succession, Northern Apennines*. *Jornal of the Geol. Soc. of London*, **157**, 629-633.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hibrid arenites: their composition and classification*. *Journ. Sed. Petr.*, **50**, 21-29.

NOTE

PROGETTO
CARG