



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

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

foglio 265

BAGNO DI ROMAGNA

a cura di
L. Martelli¹

con contributi di: **R. Camassi**², **R. Catanzariti**³, **E. Fornaciari**⁴,
L. Peruzza⁵, **E. Spadafora**⁶

Biostratigrafia: **D. Rio**⁴ (coord.), **R. Catanzariti**³, **E. Fornaciari**⁴

Petrografia: **E. Spadafora**⁶

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

² CNR, Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, c/o DISTART, Facoltà di Ingegneria - Università di Bologna

³ IGG, Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR-Pisa

⁴ Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica - Università di Padova

⁵ C.N.R., Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, c/o Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste

⁶ Dipartimento di Scienze Geologiche - Università di Bologna; indirizzo attuale: ENI-Agip, S. Donato Milanese (MI)

Ente realizzatore



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

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

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

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

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Cosci, **D. Tacchia**

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

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

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

G.P. Artioli (responsabile), **M.L. Garberi**, **A. Martini** (direzione lavori),

A. Pighini, **I. Pellegrino** (collaudo)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati

a cura dell'ATI: **S.EL.CA. s.r.l.**, **SystemCart s.r.l.**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

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

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 5
II	- CARTOGRAFIA E LETTERATURA PRECEDENTI	« 7
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	« 9
IV	- STRATIGRAFIA	« 13
1.	- SUCCESSIONE EPILOGURE	« 13
1.1.	- FORMAZIONE DI ANTOGNOLA	« 14
1.2.	- FORMAZIONE DI POGGIO CARNAIO	« 14
2.	- LIGURIDI S.L.	« 15
2.1.	- COMPLESSO DELLA VALLE DEL SAVIO	« 16
3.	- UNITÀ TETTONICA FALTERONA	« 16
3.1.	- SCAGLIA TOSCANA	« 17
3.2.	- FORMAZIONE DI MONTE FALTERONA	« 19
3.2.1.	- <i>membro del Monte Falco</i>	« 21
3.2.2.	- <i>membro di Camaldoli</i>	« 22
3.2.3.	- <i>membro di Montalto</i>	« 22
3.2.4.	- <i>membro di Lonnano</i>	« 23
3.2.5.	- <i>membro di Fosso delle Valli</i>	« 24
3.3.	- SILTITI DI FOSSO FANGACCI	« 25
3.4.	- FORMAZIONE DI VICCHIO	« 25
3.4.1.	- <i>membro di Lama</i>	« 26
4.	- SUCCESSIONE ROMAGNOLA	« 27
4.1.	- FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA	« 28
4.1.1.	- <i>membro di Biserno</i>	« 30
4.1.2.	- <i>membro di Corniolo</i>	« 32
4.1.3.	- <i>membro di Premilcuore</i>	« 33
4.1.4.	- <i>membro di Galeata</i>	« 34
4.1.5.	- <i>membro di Collina</i>	« 35
4.1.6.	- <i>membro di Montecoronaro</i>	« 36
4.1.7.	- <i>membro di Civitella di Romagna</i>	« 37
4.2.	- MARNE DI SAN PAOLO	« 37
5.	- PRINCIPALI STRATI ED ORIZZONTI GUIDA	« 38

V	- DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI E CENNI DI GEOMORFOLOGIA	« 49
1.	- FRANE	« 50
2.	- DETRITI DI VERSANTE	« 53
3.	- DEPOSITI ALLUVIONALI	« 54
4.	- DEPOSITI DI CONOIDE ALLUVIONALE	« 55
5.	- DEPOSITI LACUSTRI	« 55
6.	- TRAVERTINI	« 56
7.	- GROTTI E CAVITÀ NATURALI	« 56
VI	- RAPPORTI STRATIGRAFICI E PALEOGEOGRAFIA ..	« 59
VII	- LE STRUTTURE TETTONICHE	« 69
VIII	- EVOLUZIONE STRUTTURALE	« 77
IX	- TERMALISMO	« 83
X	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE	« 87
XI	- SISMICITÀ	« 89
	BIBLIOGRAFIA	« 98

I - INTRODUZIONE

Il rilevamento geologico del versante romagnolo e dello spartiacque appenninico del presente foglio è stato eseguito alla scala 1:10.000 negli anni 1987-1990, (BENINI, 1991; DE DONATIS, 1993; MARTELLI, 1991; MARTELLI & DE DONATIS, 1991; MARTELLI & MATTIOLI, 1993; MARTELLI & SEVERI, 1991; SEVERI, 1991) mentre il rilevamento del settore toscano è stato eseguito negli anni 1990-1992. Negli anni successivi, grazie anche al confronto con i fogli limitrofi in allestimento, è stata eseguita una revisione per un migliore inquadramento a scala regionale.

Il criterio di rilevamento adottato è quello litostratigrafico. Le formazioni sono state distinte in sottunità in base al rapporto arenite/pelite (A/P), allo spessore medio dei livelli arenitici, alla composizione delle areniti e alla posizione stratigrafica (vedere anche lo schema dei rapporti stratigrafici a corredo della carta e il Cap. IV). Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di CAMPBELL (1967).

In accordo con quanto proposto nella Guida al rilevamento per la Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (CNR-CCGG, 1991), i limiti formazionali, ove possibile, sono stati posti in corrispondenza di superfici di discontinuità stratigrafica di importanza regionale. Pertanto, i sedimenti torbiditici interpretati come depositi in uno stesso bacino, quando non separati da una discontinuità di importanza regionale, sono stati attribuiti ad un'unica formazione.

Le unità litostratigrafiche composte da rocce di vario tipo (sedimentarie, ignee o metamorfiche) associate in maniera complessa sono state denominate "complessi", termine informale e fuori rango gerarchico, come previsto dai codi-

ci di nomenclatura stratigrafica (AZZAROLI *et alii*, 1969; HEDBERG, 1976; NACSN, 1983; SALVADOR, 1994).

Il rilevamento di terreno del versante romagnolo è stato integrato con analisi del detrito arenitico al microscopio ottico, eseguite dalla Dr.ssa E. Spadafora (all'epoca presso il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Bologna, attualmente in servizio presso ENI SpA - Divisione AGIP), e con analisi del nannoplancton calcareo, eseguite dalla Dr.ssa E. Fornaciari (Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica dell'Università di Padova) e dalla Dr.ssa R. Catanzariti (Centro per la geologia strutturale e dinamica dell'Appennino del CNR di Pisa) su sezioni sia del F. 265 che di altre aree dell'Appennino Tosco-Romagnolo e Umbro-Marchigiano.

Lo schema tempo adottato deriva da CATANZARITI *et alii* (1997) per l'Eocene superiore-Oligocene inferiore, da FORNACIARI & RIO (1996a) per l'Oligocene superiore-Miocene inferiore e da FORNACIARI *et alii* (1996) per il Miocene.

Grazie al rilevamento di terreno, integrato con i dati di laboratorio, secondo i criteri ora descritti, è stata tentata anche una ricostruzione paleogeografica delle porzioni dei bacini investigate e dell'evoluzione tettonica sinsedimentaria (Cap.VI).

Lo studio alla scala mesoscopica e cartografica delle strutture ha permesso di riconoscere "Unità tettoniche" di importanza regionale, di suddividerle in sottounità, o "Elementi tettonici", ed evidenziarne l'assetto e l'evoluzione post-deposizionale (schema tettonico, profili geologici e Capp. VII e VIII).

L'Unità tettonica è qui intesa come un corpo roccioso di importanza regionale limitato alla base e al tetto (quando affiorante) da superfici di scorrimento (*thrust-faults*) che si differenzia dalle altre unità tettoniche per diverse caratteristiche strutturali e una diversa successione stratigrafica; intese in questo senso, le unità tettoniche assumono anche valore paleogeografico.

Gli Elementi tettonici sono intesi come unità tettoniche di ordine inferiore; anch'essi limitati alla base e al tetto (quando affiorante) da superfici di scorrimento, ma che non presentano sostanziali differenze stratigrafiche rispetto agli altri Elementi tettonici della stessa Unità tettonica di appartenenza e vengono perciò distinti sulla base della diversa posizione geometrica e per le differenti caratteristiche strutturali.

La legenda della carta e la descrizione delle unità litostratigrafiche (Cap.IV) sono organizzate secondo l'ordine di sovrapposizione geometrica delle principali unità tettoniche attualmente riconoscibili sul terreno; all'interno di ogni unità tettonica, la descrizione delle unità litostratigrafiche segue l'ordine cronostratigrafico.

II - CARTOGRAFIA E LETTERATURA PRECEDENTI

Non essendo intenzione degli Autori e né scopo delle presenti note una discussione critica dei precedenti lavori, in questo capitolo saranno indicate i principali lavori di riferimento per un inquadramento stratigrafico e strutturale a scala regionale dell'area e quelli utilizzati per l'allestimento del Foglio e delle presenti note illustrative. Specifici commenti ai più importanti lavori, e relativi confronti, saranno discussi nei successivi capitoli, 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.

La cartografia geologica precedente alla versione 1:50.000 consiste essenzialmente in due tipi di elaborati: la seconda edizione della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 e la Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:10.000.

Per quanto riguarda la Carta Geologica d'Italia 1:100.000, l'area rilevata ricade nei fogli 107 Monte Falterona e 108 Mercato Saraceno.

Relativamente alla Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna l'area interessata ricade nelle carte di BENINI (1991, 1995), MARTELLI (1991), MARTELLI & DE DONATIS (1991), MARTELLI & SEVERI (1991), SEVERI (1991), MARTELLI & MATTIOLI (1993), DE DONATIS (1993, 1995).

Esistono, inoltre, altri rilevamenti d'interesse locale; ricordiamo le carte di FAZZINI (1964) e di PELLEGRINI (1965) della zona di crinale e gli schemi geologici di inquadramento regionale di TEN HAAF & VAN WAMEL (1979) e di VAN WAMEL & ZWART (1990).

Una versione preliminare della cartografia geologica 1:50.000 del F. 265 (allora denominato San Piero in Bagno, FARABEGOLI *et alii*, 1994), con note illustrative a cura di MARTELLI (1994), è stata realizzata dall'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna in occasione del *1st European Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems*, Bologna 1994, mentre un'edizione numerica 1:50.000 derivata dalla banca dati geologici 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna, relativamente al solo versante romagnolo, è stata realizzata in occasione della *17th International Conference on Cartography*, Barcellona 1995 (ARTIOLI *et alii*, 1995).

Per l'inquadramento strutturale dell'area alla scala della catena si veda la Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale 1:250.000 a cura di BOCCALETTI & COLI (CNR, 1982) e la recente Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000 a cura di CERRINA FERONI *et alii* (2002), con sezioni geologiche e schemi cronostratigrafici inediti.

Informazioni fondamentali di carattere generale sulla geologia, paleogeografia ed evoluzione del Casentino e della Romagna sono facilmente reperibili in letteratura (SELLI, 1967; LIPPARINI, 1969; MERLA & BORTOLOTTI, 1969; BORTOLOTTI *et alii*, 1970; RUGGIERI, 1970; DE JAGER, 1979; RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; RICCI LUCCHI, 1986, 1987; ABBATE & BRUNI, 1987; BOCCALETTI *et alii*, 1990a; BENINI *et alii*, 1990; DELLE ROSE *et alii*, 1990; MARTELLI, 1994, CIBIN *et alii*, in stampa).

Informazioni di natura stratigrafica, oltre alle opere citate, sono reperibili in RICCI LUCCHI (1967, 1975b, 1981), RICCI LUCCHI & VEGGIANI (1966), RICCI LUCCHI & VALMORI (1980), BRUNI & PANDELI (1980), GANDOLFI *et alii* (1983), PIZZOLO & RICCI LUCCHI (1990), DELLE ROSE *et alii* (1991), ANTOLINI & CREMONINI (1991), GANDOLFI & PAGANELLI (1993), DELLE ROSE *et alii* (1994), AMOROSI *et alii* (1995a), AMOROSI *et alii* (1995b) e CREMONINI *et alii* (2001).

L'assetto strutturale è descritto e discusso da TEN HAAF & VAN WAMEL (1979), BARTOLINI *et alii* (1983), BOCCALETTI *et alii* (1985, 1990b), CASTELLARIN *et alii* (1986); ACHILLI *et alii* (1990), FARABEGOLI *et alii* (1990), SANI (1990a), VAN WAMEL & ZWART (1990), CAPOZZI *et alii* (1991), BENDKIK *et alii* (1992), LANDUZZI (1992), CIPRIANI *et alii* (1993), DE DONATIS & MAZZOLI (1994), MARTELLI & RICCI LUCCHI (1994), CERRINA FERONI *et alii* (1997, 2001) e CREMONINI *et alii* (2001). Notizie sulla tettonica trasversale sono reperibili in BOCCALETTI *et alii* (1977, 1980), CONEDERA & ERCOLI (1980), FAZZINI & GELMINI (1982), BARTOLINI *et alii* (1983), CASTELLARIN *et alii* (1986), FARABEGOLI & ONOREVOLI (1989), BENINI & FARABEGOLI (1990), DE DONATIS (1992). Dati, risultati e interpretazioni di analisi micro- e mesostrutturali sono pubblicati in FARABEGOLI *et alii* (1990), BENINI & FARABEGOLI (1990), COLI & SANI (1989) e SANI (1989, 1990b).

Da segnalare, infine, l'analisi delle immagini Landsat svolta da CONEDERA & ERCOLI (1980) per la Regione Emilia-Romagna.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Il Casentino e l'alto Appennino Forlivese appartengono all'Appennino Tosco-Romagnolo, settore centrale dell'Appennino Settentrionale, catena formata per accrezione di prismi sedimentari durante la fase collisionale ensialica (subduzione di tipo A, BALLY *et alii*, 1985) dell'orogenesi alpina, a partire dall'Eocene medio (BORTOLOTTI *et alii*, 1970; BOCCALETTI *et alii*, 1981, 1990a e 1990b) e tuttoggi in evoluzione, com'è testimoniato dalla costante attività sismica. In particolare, l'evoluzione del settore Tosco-Romagnolo è iniziata durante l'Oligocene; in questo periodo si è strutturato il sistema "catena a *thrusts*-avanfossa", cioè un margine attivo (di tipo A) con un bacino perisuturale al fronte (BALLY *et alii*, 1985). La compressione responsabile della strutturazione della catena è migrata nel tempo e nello spazio, da SW verso NE, e con essa il margine in evoluzione. Di conseguenza, l'evoluzione del settore SW della carta, il Casentino, è iniziata prima rispetto al settore NE, o alto Appennino Forlivese.

Lo spartiacque appenninico, qui orientato circa WNW-ESE, costituisce l'asse della catena e coincide, grosso modo, con un importante limite stratigrafico e strutturale. Per comodità, sarà indicato come settore interno della catena il versante a SW del crinale Tosco-Romagnolo, cioè il versante toscano costituito dall'alto Mugello e dall'alto Casentino, mentre sarà denominato settore esterno quello a NE, vale a dire l'alto Appennino Forlivese o Romagnolo.

Essendo la catena orientata circa WNW-ESE, tale direzione viene definita anche longitudinale o "appenninica", mentre l'andamento circa ortogonale, cioè le direzioni variabili da NNE-SSW a ENE-WSW, è definito trasversale o "antiappenninico".

In questo foglio affiorano successioni prevalentemente clastiche, riempi-
menti delle avanfosse oligo-mioceniche. Queste successioni registrano gli even-
ti tettono-sedimentari di 2 catene in accrezione ad opposta vergenza; la morfo-
logia dei bacini di avanfossa era infatti determinata dall'evoluzione del margine
appenninico, mentre il detrito che alimentava le torbiditi proveniva principal-
mente dalla catena alpina meridionale, e solo in quantità minore dal paleo-
Appennino emerso.

I terreni affioranti nel versante toscano appartengono alla parte superiore
della Successione Toscana, suddivisa nelle formazioni della Scaglia Toscana, di
Monte Falterona, il Macigno del Chianti e il Macigno del Mugello *Auctt.*, e di
Vicchio. Queste formazioni costituiscono la successione stratigrafica dell'Unità
tettonica Falterona, che qui costituisce il fronte dell'insieme delle unità tettoni-
che toscane (o Falda Toscana). Poco più ad ovest (fogli 253 e 264) l'Unità tet-
tonica Falterona sovrascorre l'Unità tettonica Castel Guerrino (DE JAGER, 1979;
SANI, 1990a) (non affiorante nel foglio), mentre in questo foglio è a diretto con-
tatto sulla Successione Romagnola. Quest'ultima è qui costituita dalle sole for-
mazioni della Marnoso-Arenacea e delle marne di San Paolo (Marne di
Verghereto *Auctt.* p.p.) considerate il riempimento dell'avanfossa miocenica. La
Marnoso-Arenacea è ripetuta tettonicamente da strutture di accavallamento (pie-
ghe-faglie) di importanza regionale ed è pertanto articolata in vari elementi tet-
tonici, corrispondenti alle Unità Romagnole *Auctt.* (TEN HAAF & VAN WAMEL,
1979; FARABEGOLI *et alii*, 1990; VAN WAMEL & ZWART, 1990; DELLE ROSE *et*
alii, 1990). Dai dati di sottosuolo (pozzi per ricerca di idrocarburi e profili sismi-
ci, si vedano per esempio le sezioni geologiche 7, 8, 9 e 10 di CERRINA FERONI
et alii, 2002) emerge che i depositi miocenici di avanfossa della Successione
Romagnola sono tettonicamente indipendenti dal substrato carbonatico meso-
zoico-oligocenico e il livello di scollamento è per lo più costituito dall'orizzon-
te pelitico alla base della Marnoso-Arenacea (marne dello Schlier, non affioran-
ti nel foglio); tuttavia, la Successione Romagnola, pur essendo limitata alla base
e al tetto da superfici tettoniche, non viene trattata come unità tettonica in quan-
to si presenta ancora strettamente associata al suo substrato stratigrafico, senza
inversioni dei rapporti, e l'entità della traslazione è sicuramente più modesta di
quella delle altre unità tettoniche dell'Appennino Tosco-Romagnolo (liguridi s.l
e fronte della Falda Toscana).

Sui depositi di avanfossa è sovrascorsa nel Miocene medio-superiore, inter-
rompendone la sedimentazione, la coltre ad affinità ligure ed epiligure, della
quale rimane oggi testimonianza nel nucleo della sinclinale di San Piero in
Bagno costituito dal complesso della Valle del Savio e dai sovrastanti depositi di
bacino episuturale (Marne di Antognola e Formazione di Poggio Carnaio) (vede-
re anche CERRINA FERONI *et alii*, 1997, 2001 e 2002).

I rapporti di sovrapposizione appena descritti sono stati in parte obliterati dalle deformazioni plio-quadernarie, in particolare dall'attività fuori sequenza del *thrust* dell'Unità Falterona e dalla tettonica disgiuntiva responsabile del *graben* del Casentino, e dall'erosione che ha cancellato gran parte della coltre alloctona ligure, di cui rimangono i *klippen* della sinclinale di San Piero in Bagno e della coltre del Montefeltro.

Le macrostrutture che definiscono l'assetto dell'area sono riconducibili, fondamentalmente, a quattro tipi principali.

1) Le strutture responsabili dell'andamento WNW-ESE della catena; si presentano oggi come "*Imbricate fan thrusts*" (BOYER & ELLIOTT, 1982), con piani di scorrimento immergenti verso SSW, che separano le successioni stratigrafiche sopra menzionate in unità strutturali di importanza regionale. Queste superfici di accavallamento sono ben conservate nel settore romagnolo (vedere schema tettonico). Le superfici di accavallamento di ordine maggiore, qui indicate con il termine "Linea", sono:

- la Linea del Monte Falco, che porta l'Unità tettonica Falterona, cioè l'unità tettonica toscana più esterna, a sovrapporsi sull'unità Castel Guerrino, non affiorante nel foglio perché sepolta dall'attività fuori-sequenza del *thrust* del Falterona, sull'Elemento di Castagno d'Andrea e sull'Elemento del Monte Nero, i più interni della Successione Romagnola;
- la Linea di San Godenzo, che sovrappone l'Elemento di Castagno d'Andrea sull'Elemento del Monte Nero;
- la Linea delle Mandriacce, che permette all'Elemento del Monte Nero di accavallarsi sull'Elemento di Ridracoli;
- la Linea di San Benedetto in Alpe, che permette la sovrapposizione dell'Elemento di Ridracoli su quello di Isola;
- la Linea di Santa Sofia, che porta l'Elemento di Isola a sovrapporsi sull'Elemento di Pianetto;
- la Linea di Civitella, che permette l'accavallamento dell'Elemento di Pianetto sull'Elemento di Monte Ruffo.

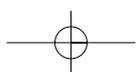
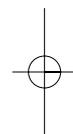
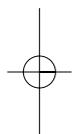
La parte orientale della Linea di San Benedetto in Alpe si presenta ancora oggi deformata e suturata dalla superficie di accavallamento basale della coltre ligure preservata nella sinclinale di San Piero in Bagno.

2) Associati ai *thrusts* sopra descritti, frequentemente si rilevano pieghe, generalmente sinclinali, con notevole continuità laterale.

3) Tutte queste superfici di accavallamento sono tagliate da strutture disgiuntive subverticali, anch'esse di direzione appenninica, più frequenti e di maggiore importanza nel Mugello, in Casentino e nella zona del crinale. L'attuale assetto del settore interno della catena è così determinato da strutture tipo *horst* e *graben* che tagliano le precedenti strutture compressive.

12

4) Nonostante le dislocazioni piuttosto limitate, per l'intensità della fratturazione assumono una certa importanza anche le zone di faglia orientate ortogonalmente all'asse della catena, lungo le quali si sono impostati i principali corsi d'acqua. Tali strutture hanno interagito in vario modo e presentano rapporti cronologici articolati con le strutture precedentemente descritte. Le principali zone di faglia trasversali, nell'ambito di questa carta, sono quelle del Rabbi, del Bidente e del Savio.



IV - STRATIGRAFIA

Le unità litostratigrafiche affioranti nel F. 265 sono riconducibili alla parte alta della Successione Toscana (Unità tettonica Falterona), alla Successione Romagnola e al complesso della Valle del Savio con associati lembi di depositi episuturali, testimonianza (Klippe) della coltre liguride ed epiligure che ricopriva i depositi di avanfossa. La descrizione delle unità litostratigrafiche è organizzata secondo l'attuale ordine di sovrapposizione geometrico delle principali unità tettoniche; all'interno di ognuna delle unità tettoniche principali, la successione stratigrafica è descritta secondo l'ordine cronologico, dai termini più antichi a quelli più recenti.

Per la rappresentazione grafica dei rapporti stratigrafici si rimanda allo schema cronostratigrafico a corredo della carta e alla figura 1.

1. - SUCCESSIONE EPILIGURE

Depositi strettamente associati, con rapporti discordanti complicati dalla tettonica, al complesso della Valle del Savio. Nel F. 265 affiorano, in lembi discontinui, marne dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, litologicamente molto simili alla Formazione di Antognola dell'Appennino Emiliano (ANT) e un deposito torbiditico arenaceo-pelitico, con geometria fortemente lenticolare (CNA) del Miocene inferiore.

Per questi depositi è stata ipotizzata una sedimentazione in bacini episuturali, passivamente trasportati a cavallo delle unità liguridi s.l. in avanzamento, in un contesto geodinamico analogo a quello dei depositi epiliguri dell'Appennino

14

Emiliano (SESTINI, 1970; ORI & FRIEND, 1984; RICCI-LUCCHI, 1986).

1.1. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT)

Marne e marne calcaree grigie, grigio-verdi e grigio chiare con intercalazioni di sottili livelli, discontinui, di silt ed un livello vulcanoderivato giallastro. Questa unità affiora in lembi discontinui e si presenta sempre molto fratturata.

Potenza di poche decine di metri.

Limite inferiore, probabilmente discontinuo, tettonizzato con MVS. Limite superiore tettonizzato con CNA.

Questa unità è stata campionata in località Tre Case, immediatamente a nord-est di San Paolo, nei pressi di San Piero in Bagno. L'intervallo di tempo coperto da questa sezione è compreso tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore, essendo qui rappresentate tutte le biozone dalla MNP24 alla MNN1c di FORNACIARI & RIO (1996). La biozona MNP24 è qui rappresentata dalla presenza delle specie markers *S. ciproensis* e *S. distentus* in associazione con: *H. euphratis*, *H. recta*, *H. perch-nielseniae*, *D. bisectus* e *C. abisectus*; la sottobiozona MNP25a è caratterizzata dalla presenza delle specie markers *S. ciproensis* in associazione con *D. bisectus*, *C. abisectus* di dimensioni superiori ai 10 micron e *H. euphratis*; la biozona MNP25b è caratterizzata dalla presenza in associazione delle seguenti forme: *D. bisectus*, *D. hesslandii*, *C. abisectus* di dimensioni superiori e inferiori ai 10 µm, *H. euphratis*, *S. conicus* e *S. dissimilis*; la biozona MNN1a è caratterizzata da un'associazione simile alla precedente, meno la presenza di *D. bisectus*; la biozona MNN1b si distingue per la presenza della specie marker *S. delphix* qui in associazione con *C. abisectus*, *H. euphratis*, *S. conicus*, *S. dissimilis*, *H. carteri* e *H. bramlettei*; la biozona MNN1c si determina per l'assenza di *S. delphix* in un'associazione simile alla precedente.

L'ambiente deposizionale è di probabile scarpata.

Questa unità era stata segnalata come "marne verdine" e correlata con le Marne di Antognola dell'Appennino Emiliano già da RUGGIERI (1958, 1970).

1.2. - FORMAZIONE DI POGGIO CARNAIO (CNA)

Deposito pelitico-arenaceo costituito da alternanze di arenarie silicoclastiche grigie, molto micacee, gradate da medie a fini, e peliti grigio-verdi. La successione è costituita essenzialmente da due litofacies, non distinte in carta, così composte, dal basso verso l'alto: alternanze di pacchi di strati sottili e medi e pacchi di strati medi e spessi, talora molto spessi, A/P<1; un megastrato preva-

lentamente arenaceo potente fino a circa 40 metri (strato delle Trappole, Cap.IV, 5.) che marca il cambiamento il passaggio dalla facies inferiore a quella superiore e segna l'inizio di alternanze di pacchi di strati medi e spessi e pacchi di strati molto spessi fino a megastrati, talora a geometria lenticolare, $A/P \leq 1$. Sono presenti anche locali depositi caotici da frana sottomarina.

Alla base degli strati sono presenti controimpronte di corrente che indicano una provenienza dei flussi da NW.

Questa unità affiora in lembi discontinui; la potenza massima affiorante è di circa 250 metri.

Limite inferiore netto, tettonizzato, su ANT, MVS e sui depositi sommitali della Successione Romagnola.

L'età è riferibile al Miocene inferiore. La sezione campionata, proprio al Poggio del Carnaio, risulta ben databile nella parte inferiore dove è stata riconosciuta la biozona MNN1b di FORNACIARI & RIO (1996), caratterizzata dalla presenza della specie *marker* *S. delphix* in associazione con *S. dissimilis*, *H. euphratis* e *H. carteri*. La parte superiore della sezione non è databile per la presenza, nelle associazioni studiate, di fossili cretacei e paleogenici rimaneggiati e per l'assenza di *markers* più recenti di quelli individuati nella parte sottostante.

Questa unità è stata interpretata come deposito torbiditico, con episodi di risedimentazione in massa per gravità, di bacino ristretto relativamente profondo.

La sezione di riferimento affiora lungo la SP26 a nord di Poggio Carnaio (vedere anche PASSERINI, 1958, e "Formazioni Geologiche, fascicolo V", Studi Illustrativi della Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., Roma, 1970).

2. - LIGURIDI S.L.

Con questa definizione vengono indicate le unità tettonicamente sovrascorse sui depositi di avanfossa oligo-miocenici, costituite da litologie ad affinità ligure, quali argilliti varicolorate, calcareniti e calcilutiti, ofioliti, diaspri, arenarie e brecce, intensamente deformate e talora caotiche (vedere anche CERRINA FERONI *et alii*, 2002). Osservazioni di terreno più dettagliate ed analisi biostratigrafiche e petrografiche hanno indicato che parte di questi corpi rocciosi sono meglio riferibili ad unità del dominio subligure ed epiligure, e in parte toscano. Tuttavia questi terreni vengono descritti insieme in quanto presentano elementi comuni, quali i rapporti di sovrapposizione meccanica sui depositi delle successioni toscana e romagnola, l'intensa deformazione tettonica e i rapporti sempre meccanici con le unità circostanti, che permettono di ipotizzare una deformazione e una messa in posto unitaria almeno a partire dal Miocene medio.

L'età di messa in posto è presumibilmente non più antica del Miocene medio

16

sui depositi delle unità toscane e non più antica del Tortoniano medio sui depositi della Successione Romagnola.

2.1. - COMPLESSO DELLA VALLE DEL SAVIO (MVS)

Unità intensamente deformati, con struttura caotica, costituita da argilliti, talora marnose, grigie e varicolorate, foliate, litologicamente assai simili alle Argille Varicolori *Auctt.* dell'Appennino Emiliano e da breccie a matrice argillosa varicolorata inglobante inclusi litologicamente eterogenei (calcareniti, calcilutiti, siltiti, diaspri, marne e arenarie) ad affinità ligure e subligure (tipo *flysch* ad elmintoidi e *flysch* calcareo-marnosi terziari) ed epiligure (marne e arenarie). Le dimensioni degli inclusi variano dalla scala del campione a mano a quella di olistoliti cartografabili alla scala 1:10.000. L'età degli inclusi presenti varia dal Cretaceo superiore (Argille Varicolori), all'Eocene inferiore e medio (calcari marnosi), all'Oligocene superiore (marne). La potenza massima affiorante è superiore ai 400 metri.

Il limite inferiore, non affiorante nel F. 265, è tettonico sulle marne di San Paolo e sui membri sommitali della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola.

Il limite superiore è netto, complicato dalla tettonica, con la Formazione di Antognola e con la Formazione di Poggio Carnaio.

Questo complesso con i depositi episuturali soprastanti costituisce una *klippe* della coltre alloctona ligure. È noto in letteratura anche come "complesso caotico", "argille scagliose" p.p., "colata di San Piero in Bagno".

Non esistono sezioni di riferimento ma solo affioramenti sparsi a nord e a nord-ovest di San Piero in Bagno.

3. - UNITÀ TETTONICA FALTERONA

Unità costituita dalla porzione superiore della Successione Toscana: la Scaglia Toscana, la Formazione di Monte Falterona, le siltiti di Fosso Fangacci e la Formazione di Vicchio.

Il limite tra la Scaglia Toscana, argilliti e marne pelagiche varicolorate, e la Formazione di Monte Falterona, torbiditi prevalentemente arenacee dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, è netto, attualmente quasi ovunque tettonizzato, e corrisponde all'inizio improvviso della sedimentazione torbiditica nell'avanfossa toscana.

Il limite superiore della Formazione di Monte Falterona *Auctt.* è generalmente posto in corrispondenza del passaggio graduale da torbiditi arenaceo-peli-

tiche a peliti di scarpata, considerate da molti Autori la porzione basale della Formazione di Vicchio, deposito di scarpata e piattaforma (Miocene inferiore-medio) che chiude la sedimentazione nell'avanfossa toscana. Il limite tra il membro 1 e il membro 2 della Formazione di Vicchio *Auctt.*, viceversa, è netto, marcato da un intervallo con liste di selce nera e corrisponde ad un improvviso cambiamento di facies, da depositi di mare profondo e di scarpata a depositi di piattaforma, con sospetta lacuna stratigrafica (PIZZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990). Queste considerazioni inducono a ridiscutere il limite Formazione di Monte Falterona-Formazione di Vicchio. In questa carta, in accordo con quanto proposto da NOCCHI & CATINELLI (1965), MARTELLI (1994) e AMOROSI *et alii* (1995a) e secondo le indicazioni della Guida al rilevamento per la Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (CNR-CCGG, 1992), il membro 1 della Formazione di Vicchio *Auctt.* è considerato il membro sommitale della Formazione di Monte Falterona, cosicché il membro basale della Formazione di Vicchio è considerato il membro 2 *Auctt.*.

Per la discussione del limite Formazione di Monte Falterona-Formazione di Vicchio vedere anche PIZZIOLO & RICCI LUCCHI (1990) e DELLE ROSE *et alii* (1994).

3.1. - SCAGLIA TOSCANA (STO)

Prevalenti argilliti, argilliti marnose e marne siltose rosse scure, nocciola, grigie e verdastre, a fratturazione scheggiata, in piccole scaglie, e superfici lucide.

Sono presenti intercalazioni sottili e molto sottili di siltiti, di calcari verdi e grigi e livelli silicei scuri.

Unità sempre molto tettonizzata, con frequenti vene di calcite. Potenza variabile da 0 a 100 metri.

Le facies indicano che si tratta di sedimenti pelagici, di piana sottoalimentata, probabilmente talora anche sotto la CCD, e di alto relativo.

Costituisce la base geometrica, in origine probabilmente stratigrafica, della Formazione di Monte Falterona; il contatto si presenta tettonizzato. Costituisce il livello di scollamento e scorrimento dell'Unità tettonica Falterona sulle unità tettoniche sottostanti.

La Scaglia Toscana è stata campionata lungo due sezioni ubicate in località Fosso Fangacci e in località Poggio Piancancelli; i campioni esaminati hanno fornito età riferibili all'Eocene superiore, all'Oligocene inferiore e al passaggio Oligocene superiore-Miocene inferiore. L'associazione riferibile all'Eocene superiore contiene: *Ericsonia formosa*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Discoaster barbadiensis*,

Discoaster saipanensis, *Discoaster tanii*, *Discoaster deflandrei*, *Ericsonia pelagica*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus moriformis*, ed è attribuibile alla biozona combinata NP19-20 del Priaboniano (PERCH-NIELSEN, 1985, PERCH NIELSEN, 1986). Dell'Oligocene inferiore (Rupeliano) sono state documentate le biozone NP21, NP22, NP23 (in apparente successione stratigrafica fra di loro e con la NP19-NP20 di prima), caratterizzate rispettivamente dalla presenza di *E. formosa*, marker della NP21; dalla presenza di *R. umbilicus*, marker della NP22; dall'assenza di *R. umbilicus*, la cui LO individua il limite inferiore della NP23, e dall'assenza di *Sphenolithus ciperoensis*, la cui FO individua il limite superiore della NP23, in associazione con *D. bisectus*, *D. hesslandii*, *C. floridanus*, *E. pelagica*, *Reticulofenestra daviesii*, *S. moriformis*, e per la NP23 *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus distentus*, *Helicosphaera compacta*, *Helicosphaera perch-nielseniae*. Per l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore sono state documentate rispettivamente la biozona MNP25b (parte alta del Chattiano), il cui limite inferiore è posto con la LO di *S. ciperoensis* e il limite superiore con la LCO di *D. bisectus*, come suggerito da FORNACIARI & RIO (1996), e la biozona MNN1a, il cui limite inferiore è limite superiore della MNP25b e il cui limite superiore è posto con la FO di *Sphenolithus delphix* (FORNACIARI & RIO, 1996). I campioni riferibili alla MNP25b sono caratterizzati dalla presenza di *D. bisectus* continuo e con frequenze superiori all'1%, in associazione con *Cyclicargolithus abisectus* di diametro inferiore ai 10 micron, e di diametro superiore ai 10 micron, *D. hesslandii*, *C. floridanus*, *R. daviesii*, *E. pelagica*, *S. moriformis*, *Sphenolithus conicus*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera bramlettei*, *Helicosphaera wilcoxonii*; i campioni attribuiti alla MNN1a contengono: *C. abisectus* di diametro inferiore ai 10 micron, *H. euphratis*, forme di *Helicosphaera* di transizione fra *H. euphratis* e *H. carteri*; *Sphenolithus dissimilis*, *S. conicus*, insieme a *C. floridanus*, *E. pelagica*, *S. moriformis*. In località Fosso Fangacci le associazioni a nannofossili studiate, provenienti dalla parte basale della sezione, presentano *E. formosa* comune e continua, *R. umbilicus*, *Ericsonia obruta* comune e continua, *R. daviesii*, *D. bisectus*, *D. hesslandii*, *H. compacta*, *C. floridanus* e *S. moriformis*; la presenza di *E. formosa*, permette di riferire tale associazione alla biozona NP21 del Rupeliano. Alcuni campioni presentano associazioni tipiche della biozona NP23 (Rupeliano), caratterizzate dalla presenza di *D. bisectus*, *D. hesslandii*, *C. abisectus* di diametro inferiore ai 10 micron, *R. daviesii*, *S. predistentus*, *S. distentus*. Nella parte alta della Scaglia Toscana, i campioni raccolti al passaggio con le soprastanti siltiti di Fosso Fangacci, contengono associazioni che possono essere riferite alla biozona MNP25b (parte sommitale del Chattiano).

In letteratura questa formazione è nota anche con il nome di Scisti Varicolori o Scisti Policromi. Dove affiora più estesamente, è stata suddivisa in sottounità

per le quali si rimanda a SESTINI *et alii* (1965), MERLA (1968) e BORTOLOTTI *et alii* (1970).

Nel F. 265, le migliori esposizioni affiorano nell'area di Fosso Fangacci, a nord-est dell'omonimo passo, e immediatamente a WNW della dorsale Monte Falterona-Monte Falco.

3.2. - FORMAZIONE DI MONTE FALTERONA (FAL)

Deposito prevalentemente arenaceo nella porzione inferiore, arenaceo-pelitico nella parte intermedia, pelitico-arenaceo nella parte superiore, che presenta la tipica evoluzione *fining and thinning upward* dei sistemi torbiditici *sensu* MUTTI & NORMARK (1987) e MUTTI (1992) (cf. anche CIBIN *et alii*, in stampa).

Le arenarie sono gradate, generalmente da medie a molto fini, con strutture sedimentarie trattive (*flute e groove-casts* alla base, laminazione piano-parallela nella parte inferiore, *ripples* e laminazione convoluta nella parte superiore); il rapporto A/P e lo spessore medio delle areniti diminuiscono verso l'alto; gli strati variano da molto spessi a medi, talora fini, con geometria generalmente tabulare.

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, sono frequenti marne siltose, grigie chiare, compatte.

GANDOLFI & PAGANELLI (1993) definiscono queste arenarie come arcose filarenitiche e dividono la successione in due petrofacies; quella inferiore, corrispondente alla porzione più arenacea, è caratterizzata dalla presenza di frammenti albitico-epidotici e da un'associazione di minerali pesanti ad epidoto, granato, ZTR, titanite e, subordinatamente, ortite e picotite; la petrofacies superiore, corrispondente alla porzione pelitico-arenacea, è caratterizzata dall'assenza di frammenti di scisti albitico-epidotici, da una maggiore abbondanza di rocce carbonatiche e da un'associazione di minerali pesanti a granato, ZTR e, subordinatamente, picotite, ortite e monazite-xenotimo. Per informazioni sulla petrografia delle areniti del Monte Falterona si veda anche VALLONI & ZUFFA (1984).

Le impronte di fondo indicano che le areniti hanno provenienza prevalentemente da WNW, subordinatamente da ESE.

Il limite inferiore, con la Scaglia Toscana, si presenta spesso tettonizzato; quello superiore, con la Formazione di Vicchio, è netto.

Le sezioni di riferimento affiorano in Casentino (Fogli 277 e 278), nei dintorni di Badia Prataglia, Val della Meta, lungo la SS 71 Umbro-Casentinese, nei dintorni di Moggiona e al Monte Fatucchio.

La potenza della formazione è difficilmente valutabile a causa dell'intensa

tettonica disgiuntiva; può essere stimata in almeno 1500 metri.

L'età della formazione è attribuibile all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (biozone MNP25-MNN1d/MNN2a?, vedere le descrizioni dei membri).

Questo deposito è stato interpretato di origine prevalentemente torbidity di piana bacinale confinata e relativamente profonda, dapprima sovraalimentata e in seguito sottoalimentata, e di scarpata relativamente alla porzione sommitale. Questo bacino costituiva l'avanfossa del dominio toscano.

In letteratura, la porzione inferiore, più arenacea, è nota anche come Macigno, Macigno del Chianti, Macigno B o Macigno del Falterona, mentre la porzione superiore, meno arenacea, è conosciuta anche come Macigno del Mugello o Formazione di Londa ed è stata correlata con le Arenarie del Monte Cervarola. Tale distinzione litostratigrafica è in accordo con quella qui presentata; tuttavia, la soluzione litostratigrafica adottata in questa carta, una sola formazione divisa in membri, deriva dalla considerazione che non esiste un evidente motivo per dividere questa successione in due formazioni, trattandosi dell'evoluzione *fining upward* del riempimento di un unico bacino di avanfossa.

Inoltre, da un punto di vista cartografico, e litostratigrafico, la correlazione della parte superiore pelitico-arenacea con le Arenarie del Monte Cervarola è discutibile. Nel settore del crinale appenninico Tosco-Emiliano compreso tra la Val Secchia e il Passo della Futa, le Arenarie del Monte Cervarola hanno un'età compresa tra il Miocene inferiore (biozona MNN1d) e il Miocene medio (biozona MNN5a) (ANDREOZZI *et alii*, 1990; BETTELLI *et alii*, in prep.). I dati paleontologici indicano invece per la successione della Formazione di Monte Falterona un'età compresa tra l'Oligocene superiore (MNP25a) e il Miocene inferiore (MNN1d), vale a dire la stessa età che CATANZARITI *et alii* (1990) e CATANZARITI *et alii* (2002) attribuiscono alla successione del Macigno. Quest'ultimo dato è confermato in campagna dalla posizione stratigrafica dei livelli con liste di selce, *marker* stratigrafico presente in tutti i depositi appenninici del Miocene inferiore (AMOROSI *et alii*, 1995a): sul crinale Tosco-Emiliano e nell'Appennino Emiliano questi livelli sono diffusi nella parte inferiore, o sottostante, delle Arenarie del Monte Cervarola mentre nel Casentino sono presenti solo al tetto della Formazione di Monte Falterona (in FAL₅) e alla base della Formazione di Vicchio.

Infine, anche COSTA *et alii*, (1991), che hanno studiato la successione del Trasimeno, proseguimento sud-orientale della successione del M. Falterona, tra Castiglion Fiorentino e Bocca Trabaria, sulla base di dati di terreno, nuovi dati petrografici e biostratigrafici preliminari, correlano la successione del Trasimeno-Falterona con la successione del Macigno.

La Formazione di Monte Falterona sembra dunque meglio correlabile con il Macigno piuttosto che con le Arenarie del Monte Cervarola. Tuttavia, questa cor-

relazione, discussa anche in CHICCHI & PLESI (1990), in mancanza dei rilevamenti geologici dell'alto Mugello (F. 264) è ancora in discussione e, per il momento, si è preferito trattare la Formazione di Monte Falterona come un'unità litostratigrafica a se stante.

Questa formazione è stata divisa in 5 membri i cui passaggi avvengono per alternanza. Localmente, sono stati riconosciuti strati guida a composizione prevalentemente carbonatica simili alle "colombine" e alle areniti ibride (*sensu* ZUFFA, 1980) della Marnoso-Arenacea (Cap. IV, 5.).

Le sezioni migliori affiorano lungo la SS310 tra Stia e il Passo della Calla e lungo la SS71 (fuori carta), a sud di Badia Prataglia.

3.2.1. - *membro del Monte Falco (FAL₁)*

Arenarie grigie e grigio-verdi in strati spessi e molto spessi, frequentemente amalgamati, con base grossolana, talora microconglomeratica; pelite quasi assente. Lo spessore degli strati diminuisce verso l'alto.

La porzione inferiore, a strati molto potenti, si presenta intensamente fratturata al punto che risulta talora impossibile il riconoscimento delle superfici di strato.

Verso la base sono presenti livelli cartografabili di argille marnose simili a quelle della Scaglia Toscana.

Potenza variabile da 200 a 800 metri.

Il limite inferiore è tettonico sulla porzione più interna della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola o tettonizzato (ritenuto in origine stratigrafico) sulla Scaglia Toscana.

Il membro è stato campionato in una sezione lungo la strada Badia Prataglia-Eremo di Camaldoli, ad est della località Prato della Penna. Per questo membro sono state documentate le biozone: MNP25a e MNP25b dell'Oligocene superiore (Chattiano). La biozona MNP25a è caratterizzata dalla presenza di *Sphenolithus ciperoensis*, che ne definisce il limite superiore, in associazione con *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Cyclicargolithus abisectus* di diametro inferiore e superiore ai 10 µm, *Reticulofenestra daviesii*, *Helicosphaera perch-nielseniae*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera recta*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Ericsonia pelagica*, *Sphenolithus moriformis*, e dall'assenza di *Sphenolithus distentus* che ne definisce il limite inferiore (FORNACIARI & RIO, 1996). Le associazioni riferibili alla biozona MNP25b contengono *D. bisectus* comune e presente in modo continuo, *C. abisectus* di diametro inferiore e superiore ai 10 µm, *R. daviesii*, *E. formosa*, *C. floridanus*, *S. moriformis*, *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *E. pelagica*.

22

3.2.2. - *membro di Camaldoli (FAL₂)*

Prevalenti areniti e subordinate peliti, $10 > A/P > 2$, in strati da medi a molto spessi; frequenti amalgamazioni. Sono presenti areniti a composizione carbonatica con importante frazione litica (areniti ibride, *sensu* ZUFFA, 1980) e pelite chiara nettamente più calcarea.

Potenza variabile da 0 a 100 metri.

Il membro è stato campionato lungo due sezioni, una posizionata tra Passo Fangacci e Poggio Tre Confini, e la seconda sulla strada Badia Prataglia-Eremo di Camaldoli a sud-est della località Prato della Penna. I campioni analizzati sono riferibili all'Oligocene terminale (biozona MNP25b del Chattiano) per la presenza di associazioni che contengono *Dictyococcites bisectus* comune e continuo, *Dictyococcites hesslandii*, *Cyclicargolithus abisectus* di diametro inferiore e superiore ai 10 μm , *Reticulofenestra daviesii*, *Clausicoccus fenestratus*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera perch-nielsinae*, *Helicosphaera recta*, *Sphenolithus moriformis*, e al Miocene basale (biozona MNN1a), sulla base di associazioni simili alle precedenti, ma caratterizzate dall'assenza di *D. bisectus* comune e continuo.

3.2.3. - *membro di Montalto (FAL₃)*

Alternanza di areniti e peliti, $2 > A/P > 1/3$, in strati da sottili a molto spessi; sono presenti strati a composizione carbonatica con importante frazione litica (areniti ibride, *sensu* ZUFFA, 1980).

Potenza difficilmente valutabile a causa dell'intensa tettonica disgiuntiva.

All'estremità sud-occidentale della carta, ad ovest di Stia, nella parte inferiore di questo membro sembra intercalarsi un'unità caotica prevalentemente argillosa descritta come complesso di Vettrice (cv).

Il membro è stato campionato lungo una sezione che comprende oltre a questo il membro di Lonnano e il membro di Fosso delle Valli, ubicata a nord di Lonnano, lungo la strada Eremo di Camaldoli-Lonnano. Le età determinate sono riferibili al Miocene inferiore (Aquitano). Le associazioni a nannofossili presenti nella parte inferiore del membro sono caratterizzate dalla presenza di: *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus* di diametro inferiore ai 10 μm , *Ericsonia pelagica*, *Calcidiscus lectoporus*, *Helicosphaera euphratis*, *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus dissimilis*, *Sphenolithus moriformis*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster druggii*. Nella parte superiore del membro compare *Sphenolithus disbelemnus*, la *First Occurrence* del quale viene utilizzata da FORNACIARI & RIO (1996) per individuare il limite inferiore della biozo-

na MNN1d. Al membro viene attribuita un'età riferibile alle biozone MNN1a e MNN1d.

complesso di Vetrice (cv). Unità affiorante marginalmente nell'area del foglio, e non bene esposta, costituita da argilliti, talora marnose, con struttura caotica, grigie chiare con rare focature rossastre, inglobanti calcari e calcari marnosi grigi chiari, giallo-ocra all'alterazione, calcari silicizzati verdi, ocra all'alterazione, in strati sottili, areniti da microconglomeratiche e grossolane, contenenti quarzo e litici scuri, a finissime con arricchimento in muscovite.

Campioni sparsi hanno fornito età estremamente variabili riferibili al Paleogene (FARABGOLI *et alii*, 1994; MARTELLI, 1994).

Questa unità sembra intercalata in FAL₃.

Si tratta di un *mélange* di varie litologie ad affinità ligure e subligure noto in letteratura anche come "complesso indifferenziato" e "argille scagliose" p.p.. Date le forti analogie con l'unità ad affinità ligure s.l. che in altre aree del Casentino è sovrascorsa sulla Formazione di Vicchio interrompendone la sedimentazione, è possibile interpretare il complesso di Vetrice come precursore della coltre ligure s.l.: potrebbe trattarsi di un deposito di frana sottomarina staccatasi dal fronte del *thrust* in avanzamento durante l'Oligocene terminale-Miocene basale (età dei sedimenti della Formazione di Monte Falterona sotto e soprastanti). Tuttavia, data la limitata estensione e la cattiva qualità degli affioramenti del F. 265, questa unità è, allo stato attuale delle conoscenze, informale e di incerta attribuzione e si rendono necessari ulteriori controlli stratigrafici, strutturali e di laboratorio, nelle aree più meridionali (Foglio 277), dove l'unità affiora più diffusamente, al fine di chiarirne la natura, i rapporti con la Formazione di Monte Falterona e la modalità di messa in posto.

3.2.4. - *membro di Lonnano (FAL₄)*

Prevalenti peliti alternate ad areniti, A/P < 1/3 fino a 1/6. Areniti micacee fini e finissime in letti da sottili a medi; grigie, nocciola all'alterazione. Potenza di poche decine di metri.

I campioni provenienti da questo membro, raccolti nella parte intermedia della sezione a nord di Lonnano, non sono stati datati con sicurezza in quanto le associazioni sono caratterizzate da frequente rimaneggiamento paleogenico e cretaceo. A questo membro viene comunque assegnata un'età genericamente attribuibile al Miocene inferiore. Tuttavia, poiché questo membro è stratigraficamente soprastante al membro di Montalto, la cui parte superiore è attribuita alla biozona MNN1d di FORNACIARI & RIO (1996) (vedere Cap. IV, 3.2.3.) ma

non sono ancora presenti i livelli selciosi, la cui sedimentazione inizia secondo la maggior parte degli Autori al passaggio Aquitaniano-Burdigaliano (biozona MNN2a di FORNACIARI & RIO, 1996; vedere anche AMOROSI *et alii*, 1995), si può ipotizzare che l'età di questo membro sia riferibile alla biozona MNN1d di FORNACIARI & RIO (1996). Tale interpretazione è in perfetto accordo con lo studio biostratigrafico integrato di BUCEFALO PALLIANI *et alii*, (1997) che, sulla base di analisi dei nannofossili calcarei, dei cisti di dinoflagellati e dei foraminiferi planctonici, attribuiscono la sezione di Lonnano alla parte superiore dell'Aquitano correlabile con la biozona MNN1d di FORNACIARI & RIO (1996).

3.2.5. - membro di Fosso delle Valli (FAL₅)

Marne e marne argillose, grigie, chiare all'alterazione, con rari intervalli sottili siltitici e arenitici a granulometria fine e finissima che diminuiscono verso l'alto; A/P < 1/6 fino a < 10. Le marne sono talora dure e scheggiose con liste di selce scura, livelli di silicizzazione diffusa e minerali argillosi di origine vulcanica.

Lo spessore degli intervalli marnosi varia da pochi centimetri a circa 2 metri, nella maggior parte dei casi la stratificazione è mal definita.

Sono presenti livelli di spessore centimetrico costituiti da materiale polverulento ossidato, probabilmente vulcanoderivato.

Potenza di poche decine di metri.

Limite superiore netto con la Formazione di Vicchio.

I pochi campioni raccolti nel membro, provenienti dalla parte superiore della sezione a nord di Lonnano, presentano associazioni a nannofossili caratterizzate da frequente rimaneggiamento sia paleogenico che cretaceo. In mancanza di specie *marker* che precisino l'età, al membro viene assegnata un'età genericamente miocenica inferiore. Tuttavia, poiché questo membro è stratigraficamente soprastante al membro di Montalto, la cui parte superiore è attribuita alla biozona MNN1d di FORNACIARI & RIO (1996) (vedere Cap. IV, 3.2.3.) e al membro di Lonnano, anch'esso attribuito alla biozona MNN1d di FORNACIARI & RIO (1996) (vedere Cap. IV, 3.2.5), poiché al suo interno sono presenti livelli selciosi, la cui sedimentazione inizia secondo la maggior parte degli Autori al passaggio Aquitaniano-Burdigaliano (biozona MNN2a di FORNACIARI & RIO, 1996; vedere anche AMOROSI *et alii*, 1995) e poiché è stratigraficamente sottostante al membro di Lama della Formazione di Vicchio ritenuto di età burdigaliana (PIZZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990; DELLE ROSE *et alii*, 1994; AMOROSI *et alii*, 1995), si può ipotizzare che l'età di questo membro sia riferibile alla parte terminale dell'Aquitano correlabile con la parte sommitale della biozona MNN1d e con la parte basale della biozona MNN2a di FORNACIARI & RIO (1996).

Questa sottounità corrisponde al membro 1 delle Marne di Vicchio di PIZZIOLO & RICCI LUCCHI (1990) e all'intervallo 1 delle Marne di Vicchio di DELLE ROSE *et alii* (1994).

3.3. - SILTITI DI FOSSO FANGACCI (SFF)

Lungo l'accavallamento dell'Unità tettonica Falterona sull'Elemento tettonico del Monte Nero, tra la Formazione di Monte Falterona e la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola, si interpone una scaglia tettonica caratterizzata da frequenti superfici di scorrimento parallele alla stratificazione (Elemento tettonico di Fosso Fangacci), costituita da Scaglia Toscana e da strati sottili e medi di siltiti grigio-marroni e grigio verdastre, raramente areniti (del tutto simili alle areniti del Monte Falterona), in letti medi, e marne grigie e grigio-verdi; A/P<1, spesso <<1.

Questa successione siltoso-arenacea, localmente, sembra essere direttamente sottostante alla Formazione di Vicchio.

La potenza massima è di poche decine di metri.

Questa litofacies campionata nella località tipo al passaggio con litologie varicolorate ha fornito età che indicano il passaggio fra l'Oligocene superiore (Chattiano) e il Miocene inferiore (MNP25b-MNN1a), i campioni analizzati contengono associazioni caratterizzate dalla presenza di: *Cyclicargolithus abisectus* di diametro inferiore ai 10 micron, *Dictyococcites hesslandii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Ericsonia pelagica*, *Sphenolithus moriformis*, *Reticulofenestra daviesii*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera euphratis-carteri*, *Helicosphaera perch-nielseniae*, *Helicosphaera recta*, *Sphenolithus dissimilis*, *Sphenolithus conicus*, e dalla presenza discontinua di *Dictyococcites bisectus*.

Le siltiti di Fosso Fangacci sono state interpretate come torbiditi sottili di alto relativo o scarpata, laterale (più esterno) alla Formazione di Monte Falterona. In alternativa non si può escludere che queste torbiditi sottili costituiscano le estreme propaggini sud-orientali della Formazione dell'Acquerino o delle Arenarie del Monte Cervarola, affioranti lungo il crinale toscano-emiliano tra il modenese e l'alto Mugello (cfr. CERRINA FERONI *et alii*, 2002); la validità o meno di queste interpretazioni e correlazioni potrà essere verificata solo completando il rilevamento dell'alto Mugello (Foglio 264 Borgo San Lorenzo).

3.4. – FORMAZIONE DI VICCHIO (VIC)

La parte inferiore è costituita da marne, con intercalazioni di marne selciose

vulcanoderivate, a stratificazione maldefinita, mentre la porzione superiore è prevalentemente marnoso-arenacea, con stratificazione ben definita.

La formazione è stata divisa in membri di importanza regionale da vari Autori. Nel F. 265 affiora solo la porzione inferiore. Per la descrizione e la discussione sulla stratigrafia interna della Formazione di Vicchio si rimanda a PIZIOLO & RICCI LUCCHI (1990) e a DELLE ROSE *et alii* (1994).

Alla base è in contatto netto sulla Formazione di Monte Falterona; tale contatto è probabilmente discontinuo in Mugello e nel Casentino (PIZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990), mentre è in continuità di sedimentazione nell'alta Val Tiberina (DELLE ROSE *et alii*, 1994).

Il limite superiore, ove affiorante, è costituito dalla superficie di accavallamento della coltre liguride s.l.

L'età è compresa tra il Burdigaliano inferiore e il Serravalliano inferiore (PIZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990; DELLE ROSE *et alii*, 1994).

La parte inferiore affiorante in Mugello e nel Casentino è stata interpretata come deposito di piattaforma (membro 2 di PIZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990) mentre quella affiorante nell'alta Val Tiberina è stata interpretata come deposito di scarpata (Intervallo 2 di DELLE ROSE *et alii*, 1994); le parti soprastanti sono state interpretate come depositi di scarpata e di bacino relativamente profondo, al cui passaggio è stata riconosciuta una lacuna stratigrafica (Membri 3 e 4 di PIZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990; Intervalli 3 e 4 di DELLE ROSE *et alii*, 1994).

Le sezioni di riferimento, oltre alla sezione tipo di Vicchio di Mugello (MIGLIORINI, 1949; MERLA, 1968), affiorano nei dintorni di Moggiona, della Verna (Monte Fatucchio) e di Caprese Michelangelo (Fogli 264, 277 e 278).

3.4.1. - *membro di Lama* (VIC₁)

Marne e marne calcaree grigie, talora selciose, chiare all'alterazione, talvolta intensamente bioturbate, ricche in elementi glauconitici. Stratificazione maldefinita e assenza di strutture sedimentarie.

Costituisce il tetto stratigrafico della Formazione di Monte Falterona; il limite, è probabilmente discontinuo. Localmente sembra direttamente sovrapposta alle siltiti di Fosso Fangacci.

Potenza massima affiorante inferiore ai 50 metri.

Età Burdigaliano inferiore (PIZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990; DELLE ROSE *et alii*, 1994; AMOROSI *et alii*, 1995).

Questa sottounità, interpretata come marne di scarpata superiore e di piattaforma esterna, corrisponde al membro 2 delle Marne di Vicchio di PIZIOLO & RICCI LUCCHI (1990).

4. - SUCCESSIONE ROMAGNOLA

Nell'alto Appennino Forlivese, la porzione affiorante della Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola è costituita da depositi di età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Tortoniano medio, classicamente suddivisi in Marnoso-Arenacea e Marne di Verghereto *Auctt.*. Dal confronto tra la Marnoso-Arenacea affiorante in Romagna e Toscana e quella affiorante in Umbria e nelle Marche emerge che esistono ottime possibilità di correlazione a livello di limiti formazionali e orizzonti guida mentre non risultano facilmente correlabili i membri poiché, essendo distinti soprattutto in base al criterio del rapporto arenite/pelite, risentono fortemente della paleomorfologia locale del bacino e della distanza dall'area sorgente delle torbiditi e quindi le sottunità litostratigrafiche hanno estensione limitata rispetto alle dimensioni dell'intero bacino, con forti rapporti di eteropia. Perciò è possibile distinguere almeno due diverse successioni stratigrafiche all'interno della Marnoso-Arenacea *Auctt.*, una caratteristica dell'Appennino Tosco-Romagnolo e una caratteristica dell'Appennino Umbro-Marchigiano; la successione affiorante nell'Appennino Tosco-Romagnolo è qui descritta come Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (FMA).

La porzione più interna, la successione dell'Elemento del Monte Nero è stata considerata da vari Autori, oltre che un'unità tettonica a se stante, anche un'unità stratigrafica distinta (Alpe della Luna Sequence di TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979, o Formazione dell'Alpe della Luna di BENINI *et alii*, 1990; FARABEGOLI *et alii*, 1990; vedere anche la CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, F. 115 CITTA' DI CASTELLO; DELLE ROSE *et alii*, 1990; DE DONATIS, 1992). La successione di questo Elemento, si differenzia da quella degli elementi più esterni per l'età più antica e per la litologia generalmente più arenacea, soprattutto nella parte superiore; tuttavia, il rilevamento stratigrafico di dettaglio ha permesso di riconoscere alcuni orizzonti guida torbiditici (Cap. IV, 5.) sia a nord che a sud della faglia di sovrascorrimento (Linea delle Mandriacce), a conferma dell'appartenenza di questo elemento alla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola.

In quasi tutti i precedenti lavori, il tetto stratigrafico della Marnoso-Arenacea *Auctt.* è considerato il passaggio alle Marne di Verghereto *Auctt.*. Vari Autori hanno suddiviso questa formazione in 2 sottunità: le marne di Montecoronaro nella parte inferiore e le marne di San Paolo nella parte superiore (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; AMOROSI, 1987; VAN WAMEL & ZWART, 1990; BENINI, 1995; DE DONATIS, 1995). Il limite tra la Marnoso-Arenacea *Auctt.* e le marne di Montecoronaro si presenta estremamente graduale (AMOROSI, 1989) mentre il limite tra le marne di Montecoronaro e le marne di San Paolo è marcato da un netto cambiamento di facies ed è considerato da AMOROSI *et alii* (1995b) un limite di sequenza di importanza regionale. Pertanto, in accordo con le indicazioni

della Guida al rilevamento per la Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (CNR-CCGG, 1992) e in seguito alla revisione del limite superiore della Marnoso-Arenacea *Auctt.*, in questa carta il membro di Montecoronaro è considerato la porzione sommitale della Formazione Marnoso-Arenacea affiorante in Romagna (Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola) e di conseguenza il limite superiore della formazione è posto in corrispondenza del contatto netto con le marne di San Paolo (Cap. IV, 4.2.).

4.1. - FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA (FMA)

Nel F. 265 questa formazione si presenta con il classico aspetto delle alternanze torbiditiche pelitico-arenacee. Il rapporto A/P e lo spessore degli strati variano con tendenza *thickening upward* nella parte inferiore (Burdigaliano superiore-Serravalliano inferiore) e *thinning upward* in quella superiore (Serravalliano inferiore-superiore). La parte sommitale (Serravalliano superiore) è costituita da prevalenti marne, con rare intercalazioni arenacee, e depositi caotici.

Le arenarie sono gradate, generalmente da medie a molto fini, con strutture sedimentarie trattive (*flute* e *groove-casts* alla base, laminazione piano-parallela nella parte inferiore, *ripples* e laminazione convoluta nella parte superiore); strati da molto spessi a medi, talora fini, con geometria generalmente tabulare. Le impronte di fondo indicano apporti prevalenti da WNW/NW, subordinatamente da ESE/SE.

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 frequentemente marne siltose, grigie chiare, compatte.

La composizione delle areniti è descritta in GANDOLFI *et alii* (1983). Le areniti con paleocorrenti da WNW/NW hanno generalmente composizione arcossica; le areniti con paleocorrenti da ESE/SE della successione inferiore sono invece ibride (*sensu* ZUFFA, 1980), mentre quelle della parte superiore hanno composizione calcarenitica. Alcuni corpi e strati guida di particolare interesse stratigrafico sono stati oggetto di uno studio petrografico di dettaglio. In particolare, le arenarie di Campigna e alcuni strati guida con indicazioni di paleocorrenti da NW sono areniti arcossiche caratterizzate da un elevato contenuto di quarzo, feldspati e frammenti di rocce plutoniche e gneissiche. I plagioclasti prevalgono sui feldspati potassici. I frammenti di roccia a grana fine sono rappresentati da metamorfiti di basso grado, quali filladi, scisti a muscovite, cloritoscisti e serpentinoscisti, e da vulcaniti, prevalentemente acide. I frammenti di dolomie e calcari micritici e spatitici caratterizzano le associazioni dei frammenti di rocce carbonatiche. Le miche sono localmente abbondanti. Il cemento calcitico rappresenta

il costituente intergranulare più abbondante, anche se talora la matrice, sia silicatica che carbonatica, è presente in quantità significative. Le areniti ibride, con indicazioni di paleocorrenti da SE, invece, sono più ricche in costituenti intrabancali, in particolare in bioclasti a guscio carbonatico. I feldspati potassici sono molto abbondanti, talora prevalenti rispetto ai plagioclasti. I frammenti di rocce a grana grossa sono rappresentati essenzialmente da rocce plutoniche e gneissiche, mentre i frammenti di roccia a grana fine sono sempre molto scarsi; questi ultimi sono definiti da frammenti di rocce metamorfiche scistose, da vulcaniti acide e da calcari. I frammenti di dolomie sono in genere assenti, così come i frammenti di serpentinoscisti e cloritoscisti. La differente composizione appena descritta, insieme al verso delle paleocorrenti, indica differenti aree sorgenti del detrito. La complessa mescolanza di frammenti di roccia di natura diversa presenti, in quantità sempre basse, nelle areniti con verso delle paleocorrenti da NW non può essere legata ai grandi sistemi di conoidi che alimentavano, dalle Alpi, i maggiori spessori della FMA; in accordo con GANDOLFI *et alii* (1983), è possibile ipotizzare per tali areniti una provenienza da un'area sorgente appenninica (Appenninico I di GANDOLFI *et alii*, 1983) legata verosimilmente al riciclaggio delle precedenti successioni di avanfossa (Macigno, Cervarola). Provenienze più schiettamente appenniniche sono ipotizzabili per le areniti con indicazione delle paleocorrenti da SE.

In Romagna non affiora la base stratigrafica della formazione; questa è osservabile in Toscana, Umbria e Marche dove affiora il passaggio rapido dalle marne dello Schlier alla successione pelitico-arenacea della Marnoso-Arenacea *Auctt.* La base della formazione in Romagna è stata incontrata solo in perforazione; nei F. 265 non esistono esplorazioni profonde dirette; tuttavia nei fogli circostanti (254, 264 e 266) sono stati perforati numerosi pozzi che hanno incontrato la base della formazione, costituita da marne dure calcaree e da marne siltose tipo Schlier del Miocene inferiore, che, data la complessità strutturale della zona, si trova a profondità notevolmente diverse (ANELLI *et alii*, 1994). Queste perforazioni hanno poi attraversato sedimenti prevalentemente carbonatici, paleogenici e mesozoici, riferibili alla successione umbra.

Il limite superiore, nell'alto Appennino Romagnolo, è posto in corrispondenza del limite netto con le marne di San Paolo. Laddove queste non sono presenti, la sedimentazione della Marnoso-Arenacea sembra essere stata interrotta dalla messa in posto della coltre ligure s.l. mentre nelle zone non sovrascorse dalle liguridi, nel basso Appennino Romagnolo, la sedimentazione pelitico-arenacea è continuata fino al Messiniano inferiore e il limite corrisponde al passaggio alle marne della Formazione di Letto o alla discontinuità basale della Formazione Gessoso-Solfifera, della Formazione di Tetto o della Formazione a Colombacci.

La potenza affiorante è superiore ai 3.000 metri.

Questa formazione è un classico esempio di deposito torbiditico di piana bacinale, talora sovraalimentata con deposizione di lobi arenacei, talora sottoalimentata, localmente articolata in sottobacini e alti relativi; nei momenti di stasi della sedimentazione torbiditica si è avuta sedimentazione emipelagica; la parte sommitale è di ambiente meno profondo, probabilmente di scarpata, con episodi di risedimentazione in massa, e di piattaforma. Il bacino deposizionale in cui è avvenuta la sedimentazione è considerato l'avanfossa del dominio romagnolo.

Le sezioni di riferimento relative al limite inferiore affiorano in Umbria lungo la strada per Valdimonte, a est di San Sepolcro, e lungo la strada della Contessa, nei dintorni di Gubbio; in Romagna sezioni molto estese e ben esposte della successione torbiditica langhiano-tortoniana sono osservabili in tutte le valli comprese tra la Val Santerno e la Val Savio. I rapporti di tetto affiorano in Val Sellustra, nell'alta Val Sillaro, in Val Diaterna e nell'alta Val Santerno dove la formazione è sovrascorsa dalle unità liguridi s.l., in Val Savio, nell'alta Val Marecchia e nell'alta Val Foglia, dove affiora il limite con le marne di San Paolo o con la coltre del Montefeltro, nelle valli della Romagna occidentale, dove affiora contatto con la Formazione Gessoso-Solfifera e nella Romagna centrale e nel basso Montefeltro, dove affiora il passaggio con la Formazione di Tetto.

In Romagna, la Marnoso-Arenacea è stata totalmente suddivisa in membri, di valore regionale, e litozone, di interesse locale ma comunque cartografabili alla scala 1:50.000; inoltre, le differenze composizionali e di provenienza hanno permesso di distinguere numerosi orizzonti guida (Cap. IV, 5.), alcuni dei quali di interesse regionale. I passaggi tra le sottunità stratigrafiche sono generalmente per alternanza; 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.

In questa formazione sono stati riconosciuti più sistemi torbiditici *sensu* MUTTI & NORMARK (1987) e MUTTI (1992) (CIBIN *et alii*, in stampa) e quindi si presenta come un complesso torbiditico; in particolare, la successione affiorante in questo foglio, ad esclusione del membro di Civitella (FMA₆), costituisce il primo sistema torbiditico. Questa successione è anche stata interpretata da RICCI LUCCHI (1975, 1981) come il riempimento del primo e più interno stadio (*inner stage*) dell'avanfossa romagnola.

4.1.1. - *membro di Biserno* (FMA₁)

Alternanza di prevalenti peliti, e subordinate arenarie. Rari gli strati arenacei

con detrito ricco di frammenti calcarei (strato di Vetreta, strato di Calanca e strato di Imolavilla, Cap. IV, 5.) e le emipelagiti. $A/P < 1/3$, generalmente $= 1/5$. Strati arenitici sottili e medi, raramente spessi, con geometria generalmente tabulare, talora lenticolare nella parte inferiore. Sono presenti livelli di *slump*.

Potenza affiorante variabile tra 150 e 600 metri. La base è elisa meccanicamente; questo membro, in Romagna, costituisce spesso il livello di scollamento della formazione.

Il limite inferiore con le marne dello Schlier, non affiorante nell'area del foglio, è esposto in Toscana e in Umbria, poco a nord di San Godenzo e tra San Sepolcro e l'Alpe della Luna; questo passaggio, marcato dal graduale aumento degli apporti arenacei, è stato individuato all'interno della biozona MNN3b (Burdigaliano) caratterizzata dalla presenza di *Helicosphaera ampliaperata* e dall'assenza di *Sphenolithus belemnos* e *Sphenolithus heteromorphus*. Il resto dell'associazione a nannofossili calcarei è costituito principalmente da *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Helicosphaera euphratis* (rara), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* $< 7\mu\text{m}$ (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune). Il passaggio al membro superiore è riferibile alla biozona MNN4a (Burdigaliano superiore), caratterizzata dalla presenza di *H. ampliaperata* e *S. heteromorphus* con un'associazione a nannofossili calcarei che contiene *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Helicosphaera euphratis* (rara), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* $< 7\mu\text{m}$ (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune), nell'Elemento del M. Nero, mentre è riferibile alla biozona MNN5a (Langhiano), caratterizzata dalla presenza di *S. heteromorphus* (comune) e dall'assenza di *H. ampliaperata* e dalla presenza rara e discontinua di *Helicosphaera walbersdorfensis* con associati *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* $< 7\mu\text{m}$ (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune), nell'Elemento di Ridracoli e nell'Elemento di Isola.

Nel quadrante SE sono presenti intercalazioni di orizzonti più arenitici, spessi fino a circa 20 metri, costituiti da strati spessi e molto spessi, con A/P circa $= 1$.

All'estremità occidentale del foglio, a contatto con il sovrascorrimento di M. Falco, affiora, compresa tra contatti tettonici, una litofacies prevalentemente marnosa con rare torbiditi di età correlabile con quella del membro di Biserno. Questa litofacies precedentemente interpretata come la continuazione e terminazione verso est in affioramento dell'unità Castel Guerrino (FARABEGOLI *et alii*, 1994; MARTELLI, 1994), sulla base anche dei rilevamenti inediti dei fogli limitrofi 253 e 264 e di nuove datazioni della successione di Monte Castel Guerrino, viene qui reinterpretata come una scaglia tettonica della scarpata interna dell'avanfossa romagnola e descritta come una litozona del membro di Biserno.

Litozona marnosa di Castagno d'Andrea (FMA_{1a}). Marne siltose grigio chiare con intercalazioni di livelli arenitici in prevalenza sottili, talora medi, a granulometria fine e finissima. Sono presenti lenti di calcari marnosi con tipico colore di alterazione ocreo e olistoliti eterometrici, da decimetrici a decametrici, ricchi in Lucine. Lo spessore stratigrafico affiorante è difficilmente valutabile per l'intensa tettonizzazione; tuttavia è stimabile in circa 250-300 metri.

L'età è riferibile al Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore. Sono state infatti documentate le sottobiozone: MNN4a caratterizzata da una associazione in cui sono presenti come forme significative *S. heteromorphus* comune, *H. ampliaptera*; MNN4b caratterizzata dalla presenza rara e discontinua di *S. heteromorphus* e *H. mediterranea*; MNN5a nella cui associazione spicca comune *S. heteromorphus*, e rara *H. walbersdorfensis*.

4.1.2. - *membro di Corniolo (FMA₂)*

Alternanza di peliti e arenarie, raramente carbonatiche (orizzonti guida della Valbiancana, di Calanca, della Braccina e di Imolavilla, Cap. IV, 5.) e rare emipelagiti; $1/2 > A/P > 1/3$. Le arenite sono principalmente in letti sottili e medi, secondariamente spessi, raramente molto spessi, con geometria tabulare.

Le arenarie presentano un minore grado di cementazione rispetto ai membri sovrastanti; sono frequenti strati tipo *sandwich* (RICCI LUCCHI, 1978).

Verso la base sono presenti livelli caotici di pochi metri di spessore compresi in zone intensamente tettonizzate.

Potenza variabile tra 50 e 900 metri; la base è talvolta elisa meccanicamente.

L'età del membro, nell'elemento di Monte Nero, è Burdigaliano superiore-Langhiano, tra la biozona MNN4a (Burdigaliano superiore) e la biozona MNN5a (Langhiano). L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata dalla presenza di *Helicosphaera ampliaptera* che si estingue nella biozona MNN4a, dal paracme di *Sphenolithus heteromorphus* che definisce la biozona MNN4b e dalla presenza comune e continua di *Sphenolithus heteromorphus* a cui si associa quella rara e discontinua di *Helicosphaera walbersdorfensis* che caratterizzano la Biozona MNN5a; il resto dell'associazione a nannofossili calcarei è costituito principalmente da *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Helicosphaera euphratis* (rara), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune). Nell'Elemento di Ridracoli e di Isola il membro, di età langhiana, risulta riferibile alle biozone MNN5a-MNN5b. L'associazione a nannofossili calcarei che definisce queste 2 biozone è costituita principalmente da *Sphenolithus heteromorphus* (comune), *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carte-*

ri (comune) e *Helicosphaera walbersdorfensis* la cui comparsa comune e continua (FCO) definisce la base della biozona MNN5b.

Nel settore SE sono presenti intercalazioni di orizzonti più arenitici, costituiti da, strati spessi e molto spessi, con A/P circa =1.

In corrispondenza della Linea di Civitella, nell'Elemento di Pianetto, alla stessa altezza stratigrafica di FMA₂, è stata distinta la litozona pelitico-arenacea di Tombina (FMA_{2a}), costituita da un'alternanza di prevalenti peliti ed arenarie, A/P=1/6, con letti arenitici generalmente di spessore medio; questa litozona ha una potenza massima di 170 metri ed è attribuita al Langhiano per posizione stratigrafica.

4.1.3. - membro di Premilcuore (FMA₃)

Alternanza di arenarie, talora carbonatiche (strato di Calanca, strato di Imolavilla, strato Contessa e le prime "colombine", Cap. IV, 5.), peliti e rare emipelagiti; $2 > A/P > 1/2$. Le areniti sono principalmente in letti spessi e molto spessi, secondariamente sottili e medi, con geometria tabulare. Nella porzione più interna della formazione, Elemento del Monte Nero, sono presenti strati molto spessi con paleocorrenti da SE, base microconglomeratica e maggiore varietà composizionale rispetto agli altri strati meno potenti. Nella parte alta, è stato riconosciuto uno strato risedimentato con macrofaune a Lucine (Cap. IV, 5).

Questo membro ha una potenza massima di 1050 metri e si riduce fino a scomparire (Cap. VI).

Localmente il limite inferiore è in corrispondenza dello strato di Imolavilla (Cap. IV, 5.); il limite superiore è talvolta posto in corrispondenza dello strato Contessa.

L'età del membro è langhiana ed è riferibile alla biozona MNN5a nell'elemento di M. Nero sulla base dalla presenza comune e continua di *Sphenolithus heteromorphus* e di quella rara e discontinua di *Helicosphaera walbersdorfensis* a cui si associano *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dicryococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune). Nell'Elemento di Ridracoli l'attribuzione del membro alle biozone MNN5a-MNN5b è data dalla presenza di *Sphenolithus heteromorphus* (comune); *Helicosphaera walbersdorfensis* da rara e discontinua diventa comune e continua determinando così il passaggio dalla biozona MNN5a alla biozona MNN5b. Il membro nell'elemento di Isola è attribuibile alla biozona MNN5b per la contemporanea presenza, comune e continua, di *Sphenolithus heteromorphus* e *Helicosphaera walbersdorfensis*. Altri elementi appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (comune),

Helicosphaera carteri (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune).

Nell'Elemento del Monte Nero sono state distinte la litozona arenacea di Campigna (**FMA_{3a}**) e la litozona pelitico-arenacea di Passo Lupatti (**FMA_{3b}**). Queste litozone affiorano solo nel settore più interno della formazione e costituiscono la parte mediana e superiore dell'Elemento del Monte Nero.

Litozona di Campigna (FMA_{3a}). È costituita da prevalenti areniti alternate a subordinate peliti. Generalmente $2 < A/P < 4$, talora anche maggiore. I letti arenitici sono in strati spessi e molto spessi, frequentemente amalgamati. La potenza affiorante varia da circa 50 a circa 800 metri. Questa litozona presenta, a scala cartografica, una geometria lenticolare.

Le areniti sono arcosiche ($Q_{57,3 \pm 3,8} F_{29,7 \pm 2,6} L + CE_{13 \pm 4,3}$) a cemento calcitico caratterizzate da un elevato contenuto di quarzo, feldspati e frammenti di rocce plutoniche e gneissiche. I plagioclasti prevalgono sempre sui feldspati potassici. I frammenti di rocce a grana fine sono rappresentati da metamorfiti di basso grado, quali filladi e scisti a muscovite, minori quantità di cloritoscisti e serpen-tinoscisti, e da vulcaniti acide; i frammenti di dolomie e di calcari spatitici caratterizzano le associazioni dei frammenti di rocce carbonatiche. La composizione appena descritta, insieme al verso delle paleocorrenti da NW, può indicare, per le ragioni esposte in Cap. IV, 4.1., una provenienza del detrito da aree sorgenti appenniniche (Appenninico I di GANDOLFI *et alii*, 1983).

L'attribuzione cronologica delle arenarie di Campigna è riferibile alla biozona MNN_{5a} per la presenza comune e continua di *Sphenolithus heteromorphus* e rara e discontinua di *Helicosphaera walbersdorfensis* a cui si associano *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune).

Nel settore SE della carta, presso Passo Lupatti, la parte alta della litozona di Campigna è eteropica con una litozona caratterizzata da un arricchimento di pelite e da una diminuzione dello spessore dei livelli arenitici verso l'alto (litozona pelitico-arenacea di Passo Lupatti, **FMA_{3b}**). L'età di questa litozona è attribuita al Langhiano per posizione stratigrafica.

4.1.4. - *membro di Galeata (FMA₄)*

Alternanza di peliti e arenarie, talora calcareniti ed emipelagiti; $1/2 > A/P > 1/3$. Le areniti sono in letti da sottili a spessi, talora molto spessi, con geometria tabu-

lare. In questo membro sono stati cartografati numerosi strati guida a composizione prevalentemente carbonatica e provenienza da SE (“colombine” e strato Contessa, Cap. IV, 5.).

Localmente il limite inferiore con FMA₃ è in corrispondenza dello strato Contessa.

Potenza variabile tra poche decine di metri a oltre 700 metri.

L'età del membro è langhiana superiore-serravalliana inferiore, tra la biozona MNN5b (Langhiano superiore) e la biozona MNN6b (Serravalliano inferiore). La parte bassa del membro è caratterizzata dalla presenza comune e continua di *Sphenolithus heteromorphus* e di *Helicosphaera walbersdorfensis* (biozona MNN5b); quella media ed alta dapprima dall'estinzione di *Sphenolithus heteromorphus*, in seguito dalla comparsa comune e continua di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7µm che caratterizzano le biozone MNN6a e MNN6b. Altri elementi appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (che diventa da comune a rarissimo), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune) *Calcidiscus leptoporus* e *Calcidiscus premacintyreii* (comune).

4.1.5. - membro di Collina (FMA₅)

Alternanza di peliti, arenarie, talora calcareniti, ed emipelagiti con A/P<1/3, generalmente =1/5. Le arenite sono organizzate in letti sottili e medi, raramente spessi, con geometria tabulare. Anche in questo membro, come nel sottostante, sono stati cartografati numerosi strati ed orizzonti guida a composizione prevalentemente carbonatica e provenienza da SE (“colombine”, Cap. IV, 5.).

Al tetto passaggio graduale, con rapporti di eteropia, per diminuzione degli apporti arenacei, al membro di Montecoronaro.

La potenza varia da meno di 100 a circa 800 metri.

L'età del membro è Langhiano superiore-Serravalliano superiore, tra la biozona MNN5b (Langhiano superiore) e la biozona MNN7 (Serravalliano superiore). La parte bassa è caratterizzata ancora una volta dalla presenza comune e continua di *Sphenolithus heteromorphus* e di *Helicosphaera walbersdorfensis* (biozona MNN5b); la parte media e quella superiore sono riferibili alle biozone MNN6 e MNN7. L'estinzione di *Sphenolithus heteromorphus*, seguita dalla comparsa comune e continua di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7µm permette di attribuire questa parte del membro alla biozona MNN6, mentre l'estinzione comune e continua di *Calcidiscus premacintyreii* associata comparsa di *Calcidiscus macintyreii* >11µm caratterizza la biozona MNN7. Altri elementi

appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (che si estingue nella biozona MNN6), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune) e *Calcidiscus leptoporus*.

Nel settore sud-orientale della carta, sono presenti numerosi depositi caotici cartografabili (**sl**), lenticolari, di frana sottomarina. A sud della linea di San Benedetto in Alpe è stato possibile distinguere 3 livelli caotici con maggiore continuità laterale e chiara posizione stratigrafica; dal basso: orizzonte di Susinello (**ss**), orizzonte di Romiceto (**ro**) e orizzonte di Nasseto (**na**). Quello stratigraficamente più alto (**na**) contiene materiale extraformazionale (areniti siltose rossastre di età Serravalliano inferiore e calcari micritici biancastri e grigio chiari dell'Eocene ad affinità ligure) e raggiunge uno spessore di circa 100 metri; gli altri due raggiungono spessori massimi di circa 30 metri. L'età di questi depositi è riferibile alla parte alta del Serravalliano inferiore in quanto la successione all'intorno dello *slump* di Susinello è riferibile alla biozona MNN6b mentre immediatamente sopra lo *slump* di Nasseto è stato riconosciuto il passaggio dalla biozona MNN6b alla biozona MNN7 (per dettagli sull'attribuzione cronologica si veda il capitolo IV, 5.). Questi corpi di frana sottomarina hanno geometria lenticolare e sono intercalati in facies di piana bacinale. Date queste caratteristiche e poiché affiorano solo in aree limitrofe o sono strettamente associati alle marne di Montecoronaro e alla coltre alloctona di San Piero in Bagno, questi *slumps* sono probabilmente da mettere in relazione con la vicinanza di scarpate e paleoalti topografici durante il passaggio Serravalliano inferiore-superiore.

Nel quadrante SE, è stata distinta la lente di Le Cortine (**FMA_{5a}**), sottounità caratterizzata da un aumento di apporti arenitici ($1/3 < A/P < 2$): a est di Ridracoli affiorano livelli arenitici spessi fino a 6 metri. Questa lente arenaceo-pelitica raggiunge una potenza massima di 330 metri ed è attribuita alla biozona MNN6b (Serravalliano inferiore) per posizione stratigrafica, poiché è compresa tra la colombina di Montellero (Cap. IV, 5.) e gli orizzonti di frana sottomarina sopra descritti.

4.1.6. - membro di Montecoronaro (**FMA₆**)

Alternanza di marne siltose compatte e peliti laminate grigie con sottili livelli siltosi e arenitici alla base; sono presenti intercalazioni di livelli calcarei lenticolari; $A/P < 1/6$ fino a $\ll 1/10$ verso l'alto. Abbondanti microfossili. Sono presenti blocchi eterometrici di calcari micritici ed organogeni contenenti Lucine e numerosi depositi di frana sottomarina cartografabili (**sl**).

La parte inferiore di questo membro è eteropica con la parte superiore del

membro di Collina. Il limite superiore è netto con le marne di San Paolo.

La potenza massima affiorante è circa 600 metri.

L'età del membro è serravalliana superiore ed è riferibile alla biozona MNN7. Questa è caratterizzata dalla presenza comune e continua di *H. walbersdorsfensis* e *R. pseudoumbilicus* >7µm e dall'assenza o presenza sporadica di *C. premacintyreii*. La *Last Common Occurrence* (LCO) di *C. miopelagicus* che avviene nella parte superiore del membro permette di collocare quest'ultimo nella parte alta della biozona MNN7. Altri elementi che caratterizzano quest'associazione sono: *C. leptoporus* (comune), *C. macintyreii* >11µm (comune), *C. pelagicus* (comune), *C. floridanus* (rimaneggiato), *Dictyococcites* spp., *H. carteri* (comune), *H. intermedia* (rara), *H. pacifica-orientalis* (rara), *H. perchnielseniae* (rimaneggiata), *Sphenolithus* spp. e *Reticulofenestra* < 7µm (comune).

Queste marne si sono probabilmente deposte nella parte inferiore della scarpa interna dell'avanfossa serravalliana.

Questa sottounità era considerata, nella letteratura precedente, il membro inferiore delle Marne di Verghereto *Auctt.*.

4.1.7. - membro di Civitella di Romagna (FMA₉)

Affiora nell'estremo settore nord-est della carta. Si tratta di un'alternanza di peliti e arenarie e rare emipelagiti; 1/2>A/P>1/5. Letti arenitici da sottili a spessi (generalmente inferiori ai 50 centimetri), raramente molto spessi, con geometria tabulare.

Contatto tettonico con i membri langhiano-serravalliani della formazione.

In questa carta affiora solo la parte inferiore; la potenza massima affiorante è circa 350 metri.

L'età è Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore (ANTOLINI & CREMONINI, 1990; BENINI *et alii*, 1990; CREMONINI *et alii*, 2001).

Questi sedimenti sono interpretati come torbiditi di piana bacinale dell'avanfossa serravalliana superiore-tortoniana (DE JAGER, 1979; RICCI LUCCHI, 1975b; BENINI *et alii*, 1990).

Per maggiori informazioni e una più dettagliata descrizione di questo membro si rimanda al F. 254 Modigliana e alle relative note illustrative (CREMONINI *et alii*, 2001).

4.2. - MARNE DI SAN PAOLO (SPL)

Marne, marne calcaree e marne argillose compatte, bioturbate, con stratifica-

zione poco evidente; rare intercalazioni di peliti laminate e di livelli calcarei di spessore medio con geometria lenticolare.

Il limite inferiore, con il membro di Montecoronaro della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola; è marcato da un rapido cambiamento di facies; il limite superiore è tettonico con il complesso della Valle del Savio e con la Formazione di Poggio Carnaio.

La potenza affiorante varia da poche decine di metri a oltre 500 metri.

L'età è prevalentemente Serravalliano superiore-Tortoniano medio, tra la parte alta della biozona MNN7 e la biozona MNN10. La parte bassa è caratterizzata dalla presenza comune e continua di *H. walbersdorsfensis* e *R. pseudoumbilicus* $>7\mu\text{m}$ e dall'assenza o presenza sporadica di *C. premacintyreii*. A questa seguono pochi metri che possono essere attribuiti dubitativamente alla biozona MNN8a per la presenza, rara, di *H. walbersdorsfensis* e l'assenza di *H. stalis*. La parte media e alta delle marne di San Paolo è attribuibile alla biozona MNN9 per la presenza di *Discoaster* a 5 raggi tipo *D. bellus* e alla biozona MNN10 per il rinvenimento di alcuni individui di *M. convallis*. Nella sezione campionata, alle sorgenti del Savio, non è stata documentata la biozona MNN8b, ciò potrebbe indicare la presenza di una lacuna all'interno di quest'unità. Altri elementi che caratterizzano quest'associazione sono: *C. leptoporus* (comune), *C. macintyreii* $>11\mu\text{m}$ (comune), *C. pelagicus* (comune), *C. floridanus* (rimaneggiato), *Discoaster* a 6 raggi, *Dictyococcites* spp., *H. carteri* (comune), *H. intermedia* (rara), *H. pacifica-orientalis* (scarsa), *H. perch-nielseniae* (rimaneggiata), *Sphenolithus* spp. e *Reticulofenestra* $<7\mu\text{m}$ (comune).

Queste marne si sono probabilmente deposte nella parte superiore della scarpata e sulla parte esterna della piattaforma del margine meridionale del bacino tortoniano; la sedimentazione è stata interrotta dalla messa in posto della coltre ligure s.l.

Nella letteratura precedente questa sottounità era nota come membro superiore delle Marne di Verghereto *Auctt.* (membro di San Paolo).

La sezione di riferimento, nel foglio, affiora tra Panicaglia e la SP26; altra sezione completa affiora tra Montecoronaro e le sorgenti del Savio.

5. - PRINCIPALI STRATI ED ORIZZONTI GUIDA

Il rilevamento di dettaglio 1:10.000 ha consentito di riconoscere e cartografare numerosi orizzonti guida (in questo caso intesi come strati o associazioni di strati che si distinguono dalla norma per la composizione delle arenite, per le indicazioni di provenienza e per il rapporto arenite/pelite) molti dei quali già noti in letteratura come, ad esempio, lo strato Contessa e le "colombine", ovvero torbiditi della Marnoso-Arenacea ricche di detrito carbonatico e con impronte di

paleocorrenti indicanti una provenienza da ESE (RENZI, 1964; RICCI LUCCHI, 1975b, 1981; RICCI LUCCHI & VALMORI, 1980; BENINI *et alii*, 1990; DELLE ROSE *et alii*, 1990; ANTOLINI & CREMONINI, 1990; FARABEGOLI *et alii*, 1994; MARTELLI, 1994; CREMONINI *et alii*, 2001; CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO 1:10.000). La composizione prevalentemente carbonatica e la granulometria fine del detrito arenitico delle "colombine", del Contessa e strati simili, conferiscono a questi orizzonti guida una buona cementazione e un'ottima resistenza agli agenti atmosferici; ciò permette, in genere, buone condizioni di affioramento e rende questi orizzonti carbonatici facilmente riconoscibili anche in aree con esposizioni non ottimali, per esempio in zone con notevole copertura vegetale. Per gli orizzonti guida cartografati nell'edizione 1:50.000, accanto alla denominazione è stata riportata la sigla che li contraddistingue in carta (due lettere minuscole).

Grazie alle caratteristiche litologiche, le "colombine" di maggiore spessore e lo strato Contessa sono stati localmente sfruttati come pietre da calce e da costruzione e alcuni affioramenti di questi strati guida corrispondono a vecchi fronti o sbancamenti di piccole cave, oggi quasi tutte abbandonate.

Nello schema dei rapporti stratigrafici a corredo della carta e in figura 1 appare evidente come queste linee tempo attraversino le diverse unità litostratigrafiche dimostrando l'esistenza di una paleomorfologia articolata in zone più o meno depresse. Nei depocentri gli orizzonti guida attraversano facies più grossolane e sono maggiormente distanziati tra loro, evidenziando così un maggiore tasso di sedimentazione rispetto alle zone di alto relativo.

Il rilevamento degli orizzonti guida si è dimostrato fondamentale anche per una migliore cartografia ed interpretazione della complessa struttura dell'area in esame. Di seguito viene riportata una descrizione sintetica di tutti i livelli guida cartografati durante il rilevamento alla scala 1:10.000.

Gli spessori e le relative variazioni, riportati nelle descrizioni che seguono, si riferiscono esclusivamente all'area del foglio.

Nel membro di Camaldoli (Cap. IV, 3.2.2.; vedere anche SEVERI, 1991) della Formazione di Monte Falterona sono stati riconosciuti strati carbonatici simili alle "colombine" della Marnoso-Arenacea che, causa le peggiori condizioni di esposizione del versante toscano rispetto a quello romagnolo, sono stati cartografati solo localmente e non è stato possibile apprezzarne la reale continuità laterale; le datazioni indicano per tutti questi strati un'età oligocenica superiore (MNP25b) (vedere Cap. IV, 3.2.2.). Dal basso si segnalano:

- strato di Prato alla Penna; arenite carbonatica spesso almeno 1 metro, spessore della pelite non ben valutabile;
- strato della Giogana; arenite carbonatica spesso più di 2 metri, spessore della pelite non ben valutabile;
- strato di Prato Bertone; 1,8 metri di arenite carbonatica e 4,5 metri di marna.

Nella Formazione di Poggio Carnaio sono stati distinti:

- strato delle Trappole (**tp**); megastrato arenaceo-pelitico, gradato, con arenaria silicoclastica ricca in mica con grana da media a fine, con geometria lenticolare e spessore massimo dell'arenite fino a 35 metri, spessore massimo della pelite fino a circa 8 metri; Miocene inferiore (MNN1b; vedere Cap. IV, 1.2.);
- strato di Le Corbaie; megastrato arenaceo-pelitico, analogo al precedente ma di spessore minore, l'arenite raggiunge circa 10 metri; Miocene inferiore (MNN1b; vedere Cap. IV, 1.2.).

Nella Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola sono stati distinti numerosi strati guida a composizione calcarea ("colombine") e strati a composizione mista, prevalentemente calcarea con significativa componente silicoclastica e litica (areniti ibride *sensu* ZUFFA, 1980), con indicazione di provenienza delle paleocorrenti da SE.

Lo strato guida più famoso in letteratura e più facile da riconoscere sul terreno è senza dubbio lo strato Contessa (**cs**) (RENZI, 1964; RICCI LUCCHI & PIALLI, 1973; RICCI LUCCHI, 1975b; GANDOLFI *et alii*, 1983; DELLE ROSE *et alii*, 1990, 1991; FARABEGOLI *et alii*, 1994; CREMONINI *et alii*, 2001); megastrato gradato il cui detrito arenitico, con granulometria in genere da medio-fine a finissima, è ricco di frammenti calcarei e alla cui base è apprezzabile la presenza di litici anche macroscopicamente (arenite ibrida *sensu* ZUFFA, 1980). In Romagna la parte arenitica ha spessore variabile da 2,8 a oltre 5 metri mentre la pelite varia da 5 a 8 metri; il rapporto arenite/pelite è piuttosto costante e sempre inferiore a 1. In questa carta, non è presente nell'Elemento del Monte Nero. Età: Langhiano superiore riferibile alla Biozona MNN5b, caratterizzata dalla presenza, comune e continua, di *Sphenolithus heteromorphus* e *Helicosphaera walbersdorffensis*. Altri elementi appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune).

L'affioramento tipo di questo strato è lungo la strada della Contessa, pochi chilometri a est di Gubbio.

Nell'alto Appennino Forlivese, nella successione sottostante allo strato Contessa, sono stati riconosciuti, dal basso, i seguenti strati ed orizzonti guida:

- orizzonte della Valbiancana (**vb**); intervallo spesso circa 18 metri costituito da strati medi e spessi con base arenitica carbonatica fine e paleocorrenti da ESE e da uno strato prevalentemente arenaceo spesso circa 3 metri; è stato riconosciuto solamente nella parte basale dell'Elemento del Monte Nero; età: Langhiano riferibile alla biozona MNN5a, caratterizzata dalla presenza, comune e continua, di *Sphenolithus heteromorphus* e dall'assenza di

- Helicosphaera walbersdorfensis*, altri elementi appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune);
- orizzonte di Fosso Falterona; intervallo spesso circa 14 metri formato da un letto arenitico di 2 metri, da un intervallo con calcilutiti ocracee e da un altro letto arenitico di circa 2 metri; circa 350-400 metri sotto il limite FMA₃-FMA_{3a}; è stato riconosciuto solamente nell'Elemento del Monte Nero; interpretato come appartenente alla biozona MNN5a (Langhiano) per posizione stratigrafica;
 - strato di Vetreta (vt); arenite gradata da medio fine a finissima di spessore variabile da 2 a 2,5 metri e pelite da 3 a 4 metri; detrito arenitico ricco di carbonati e litici; impronte di paleocorrente da ESE; da 520 a 1550 metri sotto lo strato Contessa; non è stato riconosciuto nell'Elemento del Monte Nero; età: Langhiano riferibile alla biozona MNN5a, caratterizzata dalla presenza, comune e continua, di *Sphenolithus heteromorphus* e dall'assenza di *Helicosphaera walbersdorfensis*, altri elementi appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune);
 - strato di Raggio; arenite gradata da medio fine a finissima di spessore variabile da 1,8 a 2 metri, di composizione carbonatica ricca di litici; impronte di paleocorrente da ESE; da 420 a 1400 metri sotto lo strato Contessa; non è stato riconosciuto nell'Elemento del Monte Nero; interpretato come appartenente alla biozona MNN5a (Langhiano) per posizione stratigrafica;
 - strato di Fonte Abate; arenite carbonatica di spessore variabile da 25 a 50 centimetri e circa 110 centimetri di pelite; impronte di paleocorrente da ESE; interpretato come appartenente alla biozona MNN5a (Langhiano) per posizione stratigrafica; probabilmente correlabile con lo strato di Casine dell'Elemento del Monte Nero, descritto in MARTELLI (1994);
 - orizzonte della Braccina (orizzonte a briozoi di RICCI LUCCHI, 1986, e di MARTELLI, 1994); intervallo formato dall'associazione di 2 intervalli grossolani e un intervallo pelitico; l'intervallo arenitico inferiore ha spessore variabile da 20 a 60 centimetri e granulometria grossolana, paleocorrenti da SE; quello superiore è un deposito da *debris-flow*, talora conglomeratico, spesso circa 1,2 metri; l'intervallo marnoso soprastante ha spessore variabile da 1,2 a 1,5 metri; lo spessore di questo orizzonte diminuisce passando dall'Elemento tettonico del Monte Nero a quello di Ridracoli; la composizione delle arenite è arcosica a cemento calcitico, caratterizzata da un elevato contenuto di quarzo, feldspati e frammenti di rocce plutoniche e gneissi-

che; i feldspati potassici sono molto abbondanti e talora prevalenti rispetto ai plagioclasti; i frammenti di rocce a grana grossa sono particolarmente abbondanti alla base dello strato e sono rappresentati essenzialmente da rocce plutoniche e gneissiche mentre i frammenti di rocce a grana fine sono sempre molto scarsi; questi ultimi sono definiti da frammenti di rocce metamorfiche scistose, da vulcaniti acide e da calcari. I frammenti di dolomie sono in genere assenti, così come i frammenti di serpentinoscisti e cloritoscisti; i bioclasti sono localmente abbondanti e maggiormente concentrati nella porzione più alta dello strato; la composizione appena descritta, insieme al verso delle impronte di paleocorrente da sud-est, indica una provenienza del detrito da aree sorgente appenniniche; la gradazione diretta, il maggiore contenuto di frammenti a grana grossa, in particolare di rocce plutoniche e gneissiche e quarzo policristallino, alla base dello strato, il progressivo arricchimento in bioclasti verso l'alto indicano che potrebbe trattarsi di un unico strato; interpretato come appartenente alla biozona MNN5a (Langhiano) per posizione stratigrafica;

- strato di Villaneta; circa 6 metri di arenaria quarzoso-feldspatica e 2,5 metri di pelite; impronte di paleocorrente da WNW; è stato riconosciuto solamente nell'Elemento del Monte Nero; interpretato come appartenente alla biozona MNN5a (Langhiano) per posizione stratigrafica;
- strato di Ca' le Fosse; arenaria quarzoso-feldspatica spessa almeno 1,5 metri, ben gradata, con base microconglomeratica passante verso l'alto ad arenaria finissima, mal cementata, sporca, contenente cogoli di arenaria media di colore ocreo all'alterazione; circa 250 metri sotto il limite FMA₃-FMA_{3a}; è stato riconosciuto solamente nell'Elemento del Monte Nero; interpretato come appartenente alla biozona MNN5a (Langhiano) per posizione stratigrafica;
- strato di Calanca (ca); arenite gradata da medio fine a finissima di spessore variabile da 1,8 a 3 metri e pelite da 3 a 5 metri; impronte di paleocorrente da ESE; da 250 a 1100 metri sotto lo strato Contessa; lo spessore di questo orizzonte diminuisce passando dall'Elemento tettonico del Monte Nero, dove sono stati segnalati spessori di 6 metri di arenite e 8 metri di pelite, agli altri elementi tettonici della formazione; l'arenite ha composizione ibrida (*sensu* ZUFFA, 1980) con cemento calcitico e variabile contenuto in costituenti intrabacinali; questi ultimi sono bioclasti a guscio carbonatico, per lo più foraminiferi planctonici; il contenuto in foraminiferi, in particolare, aumenta considerevolmente (dal 8,5% al 63,4% del totale roccia) all'interno dello strato, verso l'alto e sottocorrente; il detrito extrabacinal è caratterizzato da quarzo, per lo più in cristalli singoli, abbondanti feldspati potassici e plagioclasti; i frammenti di rocce a grana fine sono molto scarsi e sono definiti da fram-

menti di vulcaniti acide e di metamorfiti; i frammenti di rocce carbonatiche sono rappresentati esclusivamente da scarse quantità di calcari spatitici; la composizione appena descritta, insieme al verso delle impronte di paleocorrente da sud-est, indica una provenienza del detrito da aree sorgente appenniniche; età: Langhiano, riferibile alla biozona MNN5a caratterizzata dalla presenza, comune e continua, di *Sphenolithus heteromorphus* e dall'assenza di *Helicosphaera walbersdorfensis*, altri elementi appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune); in SEVERI (1991), FARABEGOLI *et alii* (1994) e MARTELLI (1994) questo strato, nell'Elemento del Monte Nero, è stato indicato come strato di Poggio Capannina;

- strato con Lucine; arenite spessa 3 metri e pelite di circa 90 centimetri; la porzione arenitica si presenta così organizzata: intervallo A di Bouma che passa ad un intervallo caoticizzato di arenarie sporche mal cementate con *clay-chips*; verso l'alto compaiono cogoli più cementati, ocracei, ricchi di glauconite e frustoli carboniosi; al tetto dell'intervallo arenitico sono presenti concentrazioni di macrofaune a Lucine; impronte di paleocorrenti da SE; lo strato affiora poco sotto il limite FMA₃-FMA_{3a}; è stato riconosciuto solamente nell'Elemento del Monte Nero; interpretato come appartenente alla biozona MNN5a (Langhiano) per posizione stratigrafica;
- strato di Imolavilla (io); arenite gradata da medio fine a finissima di spessore variabile da 90 centimetri a 1,8 metri e pelite da 2 a 3 metri; impronte di paleocorrente da ESE; da 200 a 600 metri sotto lo strato Contessa; l'arenite ha composizione ibrida (*sensu* ZUFFA, 1980) con cemento calcitico ed elevato contenuto (66% del totale roccia) in costituenti intrabacinali; questi ultimi sono bioclasti a guscio carbonatico (65,4% del totale roccia); il detrito extrabacinale è caratterizzato per lo più da quarzo, essenzialmente in cristalli singoli, e da minori quantità di feldspati potassici e plagioclasti; i frammenti di rocce, sia a grana grossa che a grana fine, sono molto scarsi e sono definiti da rari frammenti di metamorfiti; i frammenti di rocce carbonatiche sono rappresentati esclusivamente da scarse quantità di calcari micritici (*mudstones*, *sensu* DUNHAM, 1962); la composizione appena descritta, insieme al verso delle impronte di paleocorrente da sud-est, indica una provenienza del detrito da aree sorgente appenniniche; età: Langhiano, poco sotto il passaggio tra le biozone MNN5a e MNN5b, caratterizzato dalla presenza, comune e continua, di *Sphenolithus heteromorphus* mentre *Helicosphaera walbersdorfensis*, nei campioni immediatamente soprastanti, da rara e discontinua diventa comune e continua definendo così la base della biozona MNN5b; gli altri principali elementi dell'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus*

(comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune); in accordo con DELLE ROSE *et alii* (1991, 1994), su basi biostratigrafiche (la successione immediatamente soprastante è caratterizzata dalla comparsa dell'*Orbulina universa*) e petrografiche, è possibile correlare questo orizzonte guida con lo strato di Poggio della Rocca della successione dell'Alpe della Luna (porzione più interna della Marnoso-Arenacea Romagnola o Elemento del Monte Nero) e con lo strato Dante dell'Unità di Montesilvestre (parte alta della successione di Vicchio); ne consegue che il bacino di sedimentazione più interno della Marnoso-Arenacea Romagnola, nel Langhiano, era in continuità fisica con il bacino di sedimentazione della parte alta della successione di Vicchio (vedere anche Cap.VI);

- strato di Monte Castelluccio, strato arenaceo-pelitico con arenite quarzoso-feldspatica di spessore variabile da 2,5 a oltre 3 metri; da 65 a 80 metri sotto lo strato Contessa; età: Langhiano superiore riferibile alla biozona MNN5b per la presenza, comune e continua, di *Sphenolithus heteromorphus* e *Helicosphaera walbersdorfensis*, altri elementi appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune); BENINI *et alii* (1990) correlano questo orizzonte con lo strato A1 di RICCI LUCCHI & VALMORI (1980) e RICCI LUCCHI (1981);

- orizzonte di Fiumicello; associazione di 3 strati arenaceo-pelitici, con arenite quarzoso-feldspatica gradata da grossolana a fine; strato inferiore composto da arenite di spessore variabile da 1,5 a 2 metri e circa 1 metro di pelite, strato intermedio con arenite di spessore massimo di circa 50 centimetri e circa 30-50 centimetri di pelite, strato superiore composto da arenite di spessore variabile da 2,5 a oltre 3 metri e circa 2 metri di pelite; impronte di paleocorrente da WNW; da 50 a 60 metri sotto lo strato Contessa; i due strati di maggiore spessore sono stati correlati da BENINI *et alii* (1990) con gli strati A23 e A24 di RICCI LUCCHI & VALMORI (1980) e RICCI LUCCHI (1981), lo strato intermedio è talora assente; le arenite sono arcosiche caratterizzate da un elevato contenuto di quarzo, feldspati e frammenti di rocce plutoniche e gneissiche; i plagioclasti prevalgono sui feldspati potassici; i frammenti di rocce a grana fine sono rappresentati da metamorfiti di basso grado, quali filadi e scisti a muscovite, cloritoscisti e serpentinoscisti, e da vulcaniti, prevalentemente acide; i frammenti di dolomie e di calcari micritici e spatitici caratterizzano le associazioni dei frammenti di rocce carbonatiche; le miche sono sempre molto abbondanti; il cemento calcitico e la matrice silicatica sono i costituenti intergranulari più abbondanti; la matrice carbonatica è,

invece, presente in quantità subordinate; la composizione appena descritta, insieme al verso delle paleocorrenti da NW, può indicare, per le ragioni espresse in Cap. IV, 4.1., una provenienza del detrito da aree sorgenti appenniniche (Appenninico I di GANDOLFI *et alii*, 1983); età: Langhiano superiore riferibile alla biozona MNN5b per la presenza, comune e continua, di *Sphenolithus heteromorphus* e *Helicosphaera walbersdorfensis*, altri elementi appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune).

La successione al di sopra dello strato Contessa è caratterizzata da una diminuzione del rapporto arenite/pelite e dello spessore degli strati e da un aumento degli apporti carbonatici. Questi strati, noti in letteratura con il termine "colombine", sono prevalentemente mamosi, con base calcarenitica a grana fine; impronte di paleocorrente indicanti una provenienza da ESE; lo spessore è di solito inferiore (talora si tratta di torbiditi sottili) rispetto a quello degli apporti carbonatici della successione sottostante allo strato Contessa. L'analisi biostratigrafica ha evidenziato che le "colombine" appartengono tutte al Serravalliano inferiore (biozona MNN6). Per la composizione del detrito arenitico si rimanda a GANDOLFI *et alii* (1983). Questi orizzonti guida sono piuttosto numerosi e, in genere, facilmente riconoscibili; quelli più evidenti sul terreno sono:

- colombina della Valbura; arenite di spessore variabile da 60 a 90 centimetri e pelite da 2 a 2,5 metri; il riconoscimento in affioramento è agevolato dall'associazione, al tetto, con una coppia di torbiditi silicoclastiche, prevalentemente arenacee, ognuna spessa circa 50-60 cm; da 70 a 100 metri sopra lo strato Contessa; riferibile alla biozona MNN6 la cui caratteristica principale è l'assenza di *Sphenolithus heteromorphus*; sono invece presenti *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7µm (raro/scarso) *Cyclicargolithus floridanus* (raro), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune), *Calcidiscus leptoporus* e *Calcidiscus premacintyreii*; per posizione stratigrafica (sottostante alla Colombina di Fosso Caprie, riferibile alla biozona MNN6a) può essere attribuita alla biozona MNN6a;
- colombina di Fosso Caprie; arenite di spessore variabile da 30 a 75 centimetri e circa 2,5 metri di pelite; da 110 a 150 metri sopra lo strato Contessa; riferibile alla biozona MNN6a la cui caratteristica principale è l'assenza di *Sphenolithus heteromorphus*; sono invece presenti *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7µm (raro/scarso) *Cyclicargolithus floridanus* (raro), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus*

- spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune), *Calcidiscus leptoporus* e *Calcidiscus premacintyreii*;
- colombina delle Graticce; arenite di spessore variabile da 15 a 60 centimetri e pelite da 1,5 a 2 metri; da 300 a 360 metri sopra lo strato Contessa;
 - colombina di Cuzzano; arenite di spessore variabile da 15 a 40 centimetri e circa 1,3-1,5 metri di pelite; circa 400 metri sopra lo strato Contessa;
 - colombina di Montellero (**mt**); arenite di spessore estremamente variabile, da 20 centimetri a 1,3 metri, generalmente spessa 90 centimetri, e pelite di spessore intorno ai 2 metri; da 400 a 900 metri sopra lo strato Contessa; riferibile alla biozona MNN6b per l'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* e la presenza comune e continua (FCO) *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7µm; sono inoltre presenti *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Cyclicargolithus floridanus* (rarissimo), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune), *Calcidiscus leptoporus* e *Calcidiscus premacintyreii* (comune);
 - colombina di M. Tiravento; arenite spessa circa 80-90 centimetri e circa 2 metri di pelite; circa a metà tra la colombina precedente e quella seguente; riferibile alla biozona MNN6b per l'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* e la presenza comune e continua (FCO) *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7µm; sono inoltre presenti *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Cyclicargolithus floridanus* (rarissimo), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune), *Calcidiscus leptoporus* e *Calcidiscus premacintyreii* (comune);
 - colombina di M. della Fratta; arenite di spessore variabile da 90 centimetri a 1,1 metri e pelite da 1,5 a 2 metri; da 600 a 1100 metri sopra lo strato Contessa; riferibile alla biozona MNN6b che si caratterizza per l'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* e la presenza comune e continua (FCO) *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7µm; sono inoltre presenti *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Cyclicargolithus floridanus* (rarissimo), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune), *Calcidiscus leptoporus* e *Calcidiscus premacintyreii* (comune).

Nel settore sud-est del foglio (Val Savio e rami orientali del Bidente), e nei dintorni di Verghereto e Montecoronaro, diventano frequenti i depositi caotici di frana sottomarina in facies pelitico-arenacea i quali, nell'Elemento di Ridracoli, hanno spessore piuttosto regolare, notevole continuità laterale e posizione stratigrafica ben definita; per queste caratteristiche sono stati considerati livelli guida.

Dal basso:

- orizzonte caotico di Susinello (**ss**), spessore massimo circa 30 metri; circa

560 metri sopra lo strato Contessa; età: Serravalliano inferiore, riferibile alla biozona MNN6b per l'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* e la presenza comune e continua (FCO) *Reticulofenestra pseudumbilicus* > 7µm; altri importanti elementi dell'associazione a nannofossili calcarei presenti sono: *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Cyclicargolithus floridanus* (rarissimo), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune), *Calcidiscus leptoporus* e *Calcidiscus premacintyreii* (comune);

- orizzonte caotico di Romiceto (**ro**), spessore massimo circa 30 metri; circa 750 metri sopra lo strato Contessa; riferibile al Serravalliano inferiore (biozona MNN6b) per posizione stratigrafica (interposto tra l'orizzonte caotico di Susinello e quello di Nasseto);
- orizzonte caotico di Nasseto (**na**), inglobante siltiti e marne varicolorate di età serravalliana inferiore e calcilutiti grigie chiare di età eocenica, spesso fino a 100 metri (BENINI *et alii*, 1990; FARABEGOLI *et alii*, 1990), circa 800-850 metri sopra lo strato Contessa; nella successione immediatamente soprastante, immediatamente a sud del limite meridionale della carta, nel F. 277, tra Nasseto e M. Zuccherodante, è stato riconosciuto il passaggio tra la biozona MNN6b (Serravalliano inferiore), caratterizzata dall'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* e la presenza di *Reticulofenestra pseudumbilicus* > 7µm (comune), *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Cyclicargolithus floridanus* (rarissimo), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune), *Calcidiscus leptoporus* e *Calcidiscus premacintyreii* (comune), e la Biozona MNN7 (Serravalliano superiore), definita sulla base della LCO di *Calcidiscus premacintyreii* a cui si associa la comparsa di *Calcidiscus macintyreii* > 11µm e la presenza di *Reticulofenestra pseudumbilicus* > 7µm (comune), *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune), *Calcidiscus leptoporus*.

Questi *slumps* sono probabilmente ad un'altezza stratigrafica di poco superiore a quella delle "colombine" di Monte Tiravento e della Fratta le quali non sono state riconosciute nel settore sud-est della carta proprio perché probabilmente coinvolte e inglobate in questi episodi di frana sottomarina.

Per posizione stratigrafica, analogie litologiche ed età questi episodi di frana sottomarina sono correlabili, come eventi tettono-stratigrafici, con il deposito di frana sottomarina di Casaglia (RICCI LUCCHI, 1975 e 1981; DE JAGER, 1979; BENINI *et alii*, 1990; FARABEGOLI *et alii*, 1990), affiorante nel F. 253 Marradi.

PROGETTO
CARGO

V - DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI E CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Al momento della redazione delle presenti note illustrative e dell'allestimento del foglio per la stampa non sono ancora disponibili i risultati degli studi a scala regionale sulle correlazioni tra i depositi alluvionali della pianura emiliano-romagnola (il Supersistema Emiliano-Romagnolo, articolato in due sintemi) e i depositi continentali intravallivi; quindi non è possibile descrivere i depositi continentali quaternari qui affioranti secondo una stratigrafia a scala regionale articolata in sintemi. Pertanto la descrizione e l'organizzazione in legenda adottata per questo foglio segue prevalentemente il principio morfo-genetico.

La cartografia dei depositi alluvionali e delle coperture (frane e detriti) e le informazioni qui riportate derivano dalle osservazioni macroscopiche degli affioramenti, da osservazioni morfologiche e da telerilevamento con foto aeree. Non sono state svolte indagini supportate da strumentazione (sondaggi, inclinometri, ecc.) o da prove di laboratorio, peraltro necessarie per una migliore definizione di questi terreni. In particolare, per fini applicativi (cartografia geotematica, studi geotecnici, ecc.) indagini strumentali si rendono necessarie in quanto questi depositi, per la ricchezza d'acqua e la facile lavorabilità del terreno (pendii meno acclivi costituiti in genere da sedimenti sciolti), sono spesso sede di attività antropiche, frequentemente rielaborati (arature, scavi, riporti, sistemazioni varie) e in questi casi il loro riconoscimento è possibile solo grazie ad osservazioni morfologiche.

La geomorfologia di questo settore è fortemente influenzata dall'assetto strutturale e dall'attività tettonica recente. I forti dislivelli tra i crinali e i fondovalle profondamente incisi, talora veri e propri *canyons*, la geometria del retico-

50

lo idrografico, la presenza in prossimità di faglie di paleoalvei, di terrazzi alluvionali sopraelevati centinaia di metri rispetto all'alveo attuale e di frane (anche recenti), suggeriscono un forte controllo tettonico sul paesaggio e un sollevamento recente della catena, come ci si può aspettare anche dalla frequente sismicità della zona.

1. - FRANE (a₁-a₂)

L'Appennino Tosco-Romagnolo per la prevalenza di litotipi arenaceo-marnosi presenta una minore frequenza di fenomeni franosi, rispetto ad altri settori dell'Appennino Settentrionale; tuttavia le frane presenti sono talora piuttosto vaste e gli accumuli di detrito raggiungono anche spessori di varie decine di metri.

Tra i fattori che influiscono sull'instabilità dei versanti, nell'Appennino Romagnolo rivestono particolare importanza l'intensità delle precipitazioni e l'assetto strutturale.

Nell'area del F. 265 le piogge sono distribuite ovunque secondo il classico andamento appenninico, con massimo assoluto annuale in novembre, un massimo secondario in aprile e un minimo assoluto in luglio.

Si osserva, comunque, una maggiore concentrazione di fenomeni franosi nelle aree deformate dai sovrascorrimenti e dalle zone di faglia trasversali e soprattutto sui versanti rivolti verso sud-ovest dove la giacitura degli strati è spesso a franapoggio.

I depositi di frana cartografati sono stati distinti, in base ad evidenze rilevabili sul terreno, in "frane senza indizi di evoluzione in atto" (a₂), intese come accumuli gravitativi di materiale eterogeneo ed eterometrico che non mostrano evidenze di movimenti recenti, e in "frane in evoluzione" (a₁), definite come accumuli gravitativi di materiale eterogeneo ed eterometrico che presentano evidenze di movimenti recenti.

La stima delle dimensioni e dell'attività di una frana è basata su aspetti visivi e non strumentali; per una migliore definizione della stabilità di un versante e per la valutazione delle proprietà meccaniche del terreno sono naturalmente indispensabili ulteriori indagini mirate, preferibilmente strumentali e di laboratorio.

Una stima della propensione al dissesto dei terreni è possibile calcolando il rapporto area in frana/area di affioramento (indice di franosità) delle unità litostratigrafiche affioranti (tab.1).

Terreni con alto indice di franosità sono le argille con assetto caotico del complesso della Valle del Savio, le marne tettonizzate della Formazione di Antognola e le arenarie molto fratturate di Poggio Carnaio (rispettivamente

MVS, ANT e CNA in tab. 1). Nella sinclinale di San Piero in Bagno sono infatti frequenti le frane per colata, le frane rotazionali e quelle complesse; frequentemente si sviluppano anche forme di erosione di tipo calanchivo, talora spettacolari. Gli accumuli presentano anche una maggiore variabilità composizionale del detrito. L'esempio più esteso di questo tipo di frana è senza dubbio la frana a est di San Piero in Bagno, che ha origine dal Monte Comero (nel settore occidentale del Foglio 266 Mercato Saraceno).

Estesi calanchi e colate di detrito si sono formati anche nei terreni argilloso-marnosi sommitali della successione romagnola; particolarmente spettacolari quelli delle marne di San Paolo, subito sotto il contatto con il complesso della Valle del Savio.

La classica alternanza peliti-arenarie delle torbiditi e l'assetto a franapoggio favoriscono lo sviluppo di scivolamenti in blocco. In questo tipo di terreni, spesso le frane si concentrano al tetto di faglie importanti, sui versanti con strati a franapoggio inclinati come il pendio. I terreni torbiditici più franosi sono generalmente quelli più pelitici e con arenarie meno cementate, come ad esempio i membri di Biserno, Corniolo e Montecoronaro; esempi di frane estese che interessano questi terreni sono la frana di Monte San Marco e Montalto, nella valle del Rabbi, a nord di Premilcuore, e la frana della Lama nell'omonima foresta (cfr. FMA₁, FMA₂, FMA₆+SPL in tab. 1). Frequentemente la superficie dei versanti a franapoggio coincide con superfici di strato, come nel caso della frana di Corniolo nella valle del Bidente; questo centro abitato è stato dichiarato instabile già con D.L. n. 299 del 02/03/1916 e inserito nell'elenco degli abitati da consolidare della Regione Emilia-Romagna.

Le frane in prossimità delle faglie trasversali hanno, di solito, movimenti più complessi; si tratta spesso di frane miste, scivolamento, crollo e colate di detrito, e interessano anche aree con stratificazione non a franapoggio.

Gli accumuli di frana sono formati da detrito eterometrico, dalla pelite a grossi blocchi con spigoli vivi, di marne, argille ed arenite con assetto caotico. Lungo i versanti a franapoggio si conservano spesso spezzoni di successione scivolati in blocco, più o meno basculati e/o ruotati, ma in cui sono ancora in parte riconoscibili gli originari rapporti stratigrafici; talvolta questi corpi sono cartografabili alla scala 1:50.000, come nel caso della frana degli Scalacci, lungo la SS 71 per il Passo dei Mandrioli.

In corrispondenza delle scarpate più ripide sono presenti frane di crollo, generalmente di piccole dimensioni, frequenti smottamenti, piccoli scivolamenti di detrito o piccole frane miste, di scivolamento e crollo.

Nel versante toscano, dove l'assetto è meno regolare per l'intensa tettonica disgiuntiva e dove la copertura vegetale è maggiore, i principali movimenti si concentrano in prossimità delle maggiori direttrici tettoniche. Anche lungo il cri-

nale appenninico, tra il M. Falterona, il M. Falco e il M. Piancancelli, in corrispondenza del contatto tettonico tra l'Unità tettonica Falterona e le unità romagnole sono presenti estesi accumuli detritici. Spesso le litologie coinvolte sono i potenti strati delle arenarie del Monte Falco, fortemente tettonizzati e che poggiano sulle argilliti della Scaglia Toscana, rocce tenere a comportamento plastico, spesso intensamente tettonizzate. Crolli, scivolamenti, colate e, probabilmente, l'azione crionivale hanno elaborato scarpate di decine di metri di altezza alla cui base si rinvencono estesi e potenti accumuli detritici marcatamente eterometrici. Talora in questi accumuli si creano le condizioni per l'innesco di *debris flows*; accumuli di blocchi anche di notevoli dimensioni hanno inoltre creato locali sbarramenti dando origine a laghetti (per esempio il laghetto Gorga Nera).

TAB. 1 - Valori percentuali del rapporto aree di frana/aree delle unità geologiche (indice di franosità) del versante romagnolo affioranti nel F. 265 Bagno di Romagna (elaborazione dati Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:10.000, banca dati della Regione Emilia-Romagna).

Unità geologica	Frane in evoluzione	Frane senza indizi di evoluzione in atto
FMA ₁	0.6	23.1
FMA ₂	3.8	18.3
FMA _{2a}	5	3
FMA ₃	1	9.4
FMA ₄	0.5	5.3
FMA ₅	1.5	11.1
FMA _{5a}	0	10.4
FMA _{6+SPL}	21.2	8.3
FMA ₉	0	5.3
MVS	30.3	10.9
ANT	19.6	26.7
CNA	5.5	20.9

Di particolare importanza è la nota frana storica di Castagno d'Andrea del 15 maggio 1335, in alcune sue parti ancora attiva, dettagliatamente studiata da CANUTI *et alii* (1992). Si tratta di una frana complessa formata da crolli, *debris flows* e probabili scorrimenti, il cui innesco, secondo CHINI (1875), sarebbe da ricercarsi in un terremoto catastrofico verificatosi lo stesso giorno, il quale però

non è menzionato nei cataloghi italiani dei terremoti storici. La frana ha origine dalla dorsale antiappenninica del Monte Falterona, che separa le depressioni tettoniche del Mugello e del Casentino

2. - DETRITI DI VERSANTE (a₃)

Sui versanti meno ripidi e ai piedi delle scarpate si accumulano, per gravità e ruscellamento superficiale, detriti eterogenei ed eterometrici. Le dimensioni variano dalla pelite ai grossi blocchi; talvolta sono inglobati nel detrito anche spezzoni di successione formati da più strati che hanno conservato gli originari rapporti stratigrafici.

Come per le frane, spesso gli accumuli di detrito sono localizzati in prossimità di faglie e talvolta mascherano tali strutture.

Sono stati cartografati in questa unità anche depositi detritici presenti in valli brevi e strette, con sezione longitudinale molto acclive, dove si formano corsi d'acqua solo a seguito di intense precipitazioni. Generalmente, allo sbocco di queste piccole valli si sono formate conoidi alluvionali. Il trasporto e l'accumulo di questi depositi è probabilmente dovuta all'interazione dell'acqua e della gravità.

3. - DEPOSITI ALLUVIONALI (b₁-b_n)

Gli attuali corsi d'acqua sono prevalentemente in fase erosiva. Molti torrenti, in più tratti del loro corso, hanno eroso i propri depositi fino ad incidere le rocce del substrato; i depositi alluvionali vengono così a trovarsi quasi sempre a quote superiori rispetto all'alveo attuale dando origine ad una morfologia a terrazzi.

Litologicamente, questi depositi alluvionali sono costituiti da ghiaie embriate, sabbie con abbondanti ciottoli e limi sabbiosi.

I terrazzi alluvionali, per la loro natura detritica e la modesta acclività, sono spesso sede di sfruttamento agricolo e non è sempre agevole riconoscerne la litologia e le strutture sedimentarie.

Sono stati riconosciuti oltre 5 ordini di terrazzi, la cui numerazione va dal più recente al più antico: b₁ è il deposito fluviale non terrazzato, attualmente in evoluzione, che risente delle normali variazioni di portata stagionali, non fissato dalla vegetazione; b₂ è il primo deposito terrazzato, spesso con vegetazione anche arborea, che può essere invaso e rimodellato durante le piene eccezionali; b₃, b₄, b₅, b₆ sono i terrazzi via via più elevati, dei quali b₆ è quello a quote mag-

giori, e quindi più antico, di cui sia certa l'attribuzione dell'ordine. Con b_n vengono genericamente indicati i depositi alluvionali terrazzati più antichi, a quote molto elevate rispetto all'attuale corso d'acqua, quasi del tutto erosi, talora dislocati da faglie, probabilmente appartenenti a più ordini ma per i quali, causa l'erosione e il sollevamento tettonico differenziali, la correlazione risulta complessa e incerta ed è forte il rischio di errata attribuzione dell'ordine.

Questo sistema di numerazione è contrario alla prassi stratigrafica, ma agevola il rilevamento e limita proprio i possibili errori legati alla correlazione dei depositi terrazzati. Seguendo il criterio classico, nel caso dei depositi antichi, in genere soggetti ad intensa erosione, a sollevamento differenziale e a dislocazioni tettoniche, casi non rari nell'Appennino Tosco-Romagnolo, si può incorrere nell'errore di correlare fra loro depositi appartenenti a cicli distinti; numerando dall'alto, l'iniziale correlazione sbagliata viene mantenuta anche per i depositi terrazzati più recenti. Il criterio di numerare i terrazzi dal basso non elimina rischi di correlazioni errate, ma limita gli errori ai depositi più antichi, per questo genericamente indicati con la sigla b_n , permettendo una correlazione certa almeno per i terrazzi più recenti (b_2 - b_6).

In quest'area non esistono studi per la datazione di questi depositi; tuttavia sono possibili alcune considerazioni e ipotesi.

I corsi d'acqua sono in fase erosiva e la deposizione fluviale attualmente avviene solo a monte di accumuli di frana; a lato dei corsi d'acqua si osservano depositi alluvionali di poco elevati (<1 metro) rispetto all'alveo attuale. E' possibile che ciò sia l'effetto, nei settori più interni della catena, dell'escavazione di ghiaie e sabbie negli alvei più a valle e in pianura e delle opere di captazione degli ultimi decenni. I depositi alluvionali terrazzati non fissati da vegetazione arborea e che possono essere rielaborati durante le piene sono stati considerati depositi attualmente in evoluzione (b_1).

I terrazzi a circa 4-5 metri sull'alveo attuale (b_2) ospitano edifici, spesso mulini, del secolo scorso e, in alcuni casi, piccoli boschi con alberi anche di notevoli dimensioni; è ipotizzabile che questi depositi fossero già terrazzati e si trovassero a quote di poco inferiori a quelle attuali già nel secolo scorso.

I terrazzi su cui sorgono i principali centri si trovano a circa 7-10 metri (b_3) sull'alveo attuale. Da segnalare che nei depositi alluvionali di Bagno di Romagna sono stati rinvenuti manufatti di epoca romana (VEGGIANI, 1958) e che le terme di questo centro erano già note ai tempi di Marziale; questo dato è in accordo con l'età di 4700 anni indicata da FARABEGOLI & ONOREVOLI (1989) per la base del secondo terrazzo alluvionale del Savio nei pressi di Cesena.

MARABINI *et alii* (1986), in assenza di elementi di datazione diretta, correlano i terrazzi a nord di Santa Sofia, che si trovano a quote di 40-50 metri sull'alveo attuale (b_4), con i terrazzi del Savio che, nei pressi di Mercato Saraceno,

sono a circa 55 metri sull'alveo e che, in base al ritrovamento di reperti litici del Paleolitico superiore, dovrebbero avere un'età non inferiore ai 10.000 anni (Pleistocene superiore) (GUERRESCHI & VEGGIANI, 1983).

I depositi alluvionali più antichi (b_n) e alcune forme relitte, come alvei abbandonati, si trovano talora a quote elevate anche centinaia di metri rispetto all'attuale corso d'acqua (per esempio nei dintorni di Santa Sofia) e basculati talora di circa 10 (per esempio nel settore NE tra il torrente Suasias e il fiume Bidente). Il basculamento e la differenza di quota rispetto all'alveo attuale, senz'altro superiore agli effetti dell'eustatismo, permettono di ipotizzare un sollevamento di origine tettonica di questi depositi (vedere anche i capitoli VII e VIII e ACHILLI *et alii*, 1990). Infatti, da tempo sono note (BENINI, 1986 e MARABINI *et alii*, 1986), nei pressi di Santa Sofia, faglie che dislocano i depositi alluvionali b_4 e quelli più antichi. In base alle attribuzioni cronologiche dei terrazzi inferiori, è possibile ipotizzare per i terrazzi b_n un'età almeno Pleistocene superiore, dubitativamente anche Pleistocene medio.

4. - DEPOSITI DI CONOIDE ALLUVIONALE

Allo sbocco delle valli secondarie, in genere strette, nelle più ampie valli principali, sono presenti depositi formati da ghiaie e sabbie, talora, limi, mal classati, privi di strutture sedimentarie, spesso con aspetto caotico. Questi depositi presentano una sezione leggermente convessa con spessore maggiore nella parte apicale ed hanno, in pianta, forma a ventaglio. Nella maggioranza dei casi, il riconoscimento di tali depositi è possibile solo grazie a questa morfologia tipica, poiché l'ambiente di conoide è spesso sede di intenso sfruttamento da parte dell'uomo e raramente è possibile studiarne le caratteristiche litologiche e sedimentologiche.

Questi depositi sono stati rappresentati in carta con il simbolo convenzionale di conoide alluvionale.

5. - DEPOSITI LACUSTRI (f_l)

Si tratta di depositi sabbiosi e limosi, subordinatamente ghiaiosi. Il deposito lacustre più esteso si trova presso la località La Lama (settore SE della carta) tra l'omonima foresta e il crinale Tosco-Romagnolo dove, a causa di una frana di scivolamento responsabile dello sbarramento del Fosso della Lama e del Fosso delle Ripe, si era formato un lago, prosciugato in epoca storica.

Depositati lacustri di minore importanza sono presenti in altre località, nei

56

pressi della coltre alloctona di San Piero in Bagno (Pian del Lago a est di San Piero in Bagno; a W di Spinello). Questi depositi sono associati ad accumuli di frana. Probabilmente la natura prevalentemente argillosa e la morfologia degli accumuli gravitativi hanno permesso il ristagno delle acque e la formazione di laghetti.

A SSW di Corniolo sorge l'abitato di Lago, in corrispondenza della confluenza del Bidente di Celle con il Bidente di Campigna, dalla cui unione nasce il Bidente di Corniolo. In questa località sono presenti estesi accumuli di frana e depositi terrazzati. E' probabile che il nome dell'abitato derivi dalla presenza di un lago formatosi per lo sbarramento del corso delle acque da parte di accumuli gravitativi; in seguito il torrente avrebbe inciso tale sbarramento svuotando così il lago.

6. - TRAVERTINI

In corrispondenza di sorgenti, specialmente quelle per frattura, sono frequenti depositi di travertino e concrezioni calcaree incrostanti, cartografabili alla scala 1:10.000, ma difficilmente rappresentabili alla scala 1:50.000.

La deposizione del travertino, in prossimità di alcune sorgenti, è tuttora attiva. I sedimenti sono generalmente fini, in alcuni casi le incrostazioni simulano una granulometria siltoso-sabbiosa; talvolta presentano un'evidente laminazione. Il colore è generalmente molto chiaro, da nocciola a crema, talora biancastro.

In genere, questi sedimenti sono porosi, teneri e friabili.

Le dimensioni di questi depositi sono estremamente variabili: da meno del metro quadrato con pochi centimetri di spessore fino a placche cartografabili alla scala 1:10.000 e spessori di qualche decina di metri, come nel caso degli affioramenti lungo il Bidente.

7. - GROTTA E CAVITÀ NATURALI

Nell'area del F. 265 sono note due cavità di interesse speleologico, entrambe nella Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola: la grotta di Castel dell'Alpe e la grotta di M. Marino (BENTINI *et alii*, 1965).

La prima si trova circa 100 metri a sud del cimitero della chiesa di Castel dell'Alpe e si sviluppa secondo la direzione NE-SW, coincidente con una frattura beante.

L'altra, conosciuta anche come Buca del Pianello, è localizzata sulle pendici orientali di M. Marino, nei pressi di Poggio La Lastra, a circa 500 metri a SSW

di Casa Montepozzolo. Anche questa cavità si sviluppa lungo la direzione NE-SW, coincidente con una frattura beante. All'interno di questa grotta si sono sviluppate vistose concrezioni calcaree; data la natura essenzialmente arenacea del terreno, la presenza di queste concrezioni lascia ipotizzare un tempo di formazione piuttosto lungo. La grotta di M. Marino è stata segnalata per la prima volta successivamente al terremoto che colpì la zona nel 1918, causando il crollo di parte della cavità e permettendone la comunicazione con l'esterno.

Infine, lungo lo spartiacque appenninico, tra Poggio Pian Tombesi e Poggio Scali, è presente una depressione orientata perpendicolarmente al crinale, come le principali fratture dell'area, a cui sono associate alcune cavità tra loro comunicanti. Anche l'origine di questa pseudodolina e di queste cavità è probabilmente da mettere in relazione con la presenza di fratture.

PROGETTO
CARG

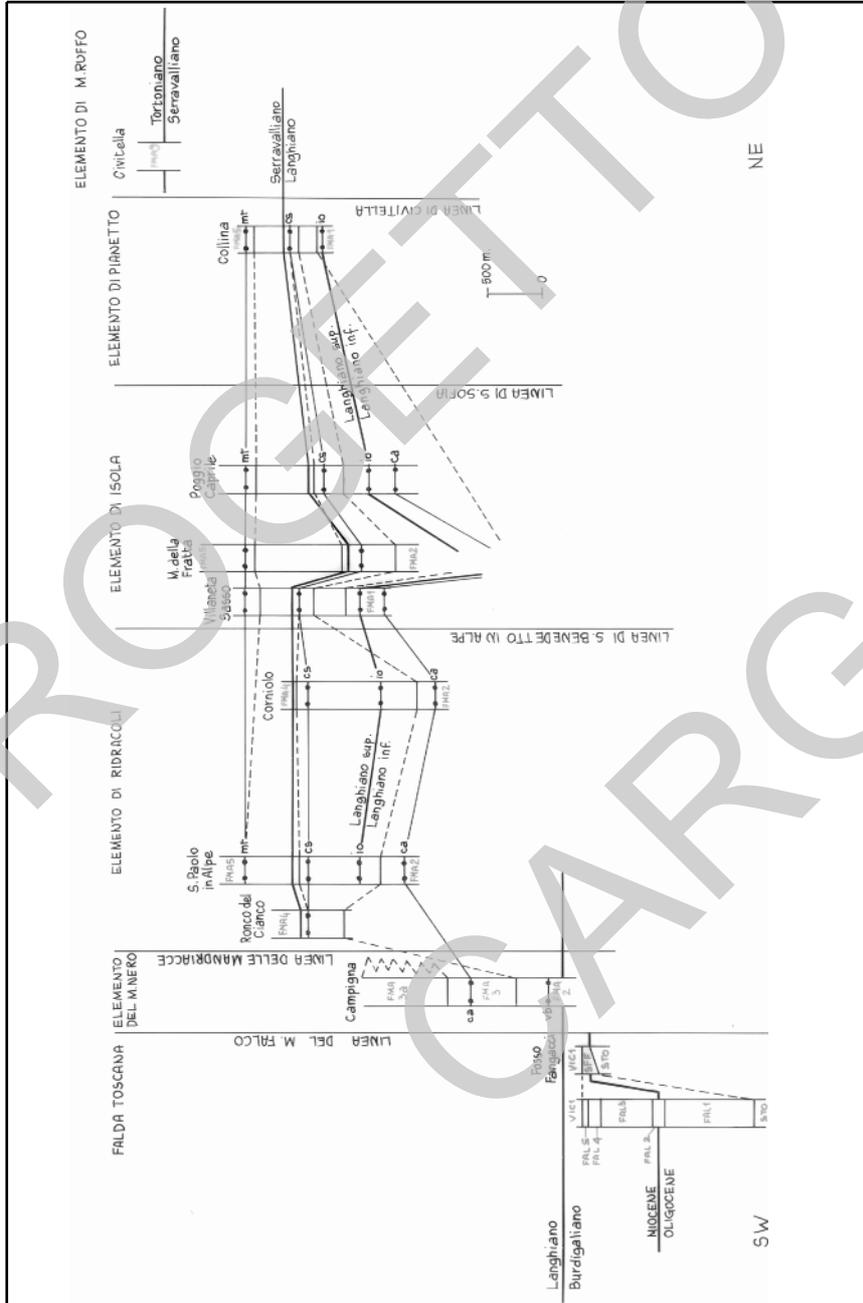
VI - RAPPORTI STRATIGRAFICI E PALEOGEOGRAFIA

Il rilevamento di terreno, integrato con i dati di laboratorio, secondo i criteri descritti nel Cap. I, ha permesso di evidenziare la paleogeografia delle porzioni delle avanfosse investigate (litofacies più grossolane nei depocentri, litofacies più peliuche sugli alti relativi o nelle zone sottoalimentate) e di ricostruirne l'evoluzione tettonica sinsedimentaria.

La maggiore frequenza e la migliore qualità degli affioramenti del versante romagnolo, nonché la minore deformazione delle unità romagnole rispetto a quelle toscane, hanno permesso un migliore controllo stratigrafico per la Successione Romagnola, motivo per cui lo schema dei rapporti stratigrafici di fig. 1 e la ricostruzione paleogeografica della fig. 2 si riferiscono soprattutto alle unità dell'avanfossa romagnola.

Nella ricostruzione occorre tenere presente la rotazione antioraria della catena appenninica dal Miocene medio-superiore ad oggi; le direzioni rispetto ai punti cardinali sono riferiti alla situazione attuale. Per un quadro paleogeografico più esatto occorrerebbe quindi annullare gli effetti di tale rotazione che, secondo alcuni Autori, è dell'ordine dei 30 (PATACCA & SCANDONE, 1987; BOCCALETTI *et alii*, 1990).

Secondo una ricostruzione trasversale, da SW a NE, della distribuzione delle facies grossolane, membro di Premilcuore e litozona arenacea di Campigna (Langhiano), risulta evidente l'articolazione dell'avanfossa, durante il Langhiano, in due sottobacini parzialmente separati da un paleoalto, parallelo all'asse del bacino, attualmente corrispondente alla zona di accavallamento della Linea delle Mandriacce (vedere anche Cap. VII e fig. 2). Il depocentro, in cui si



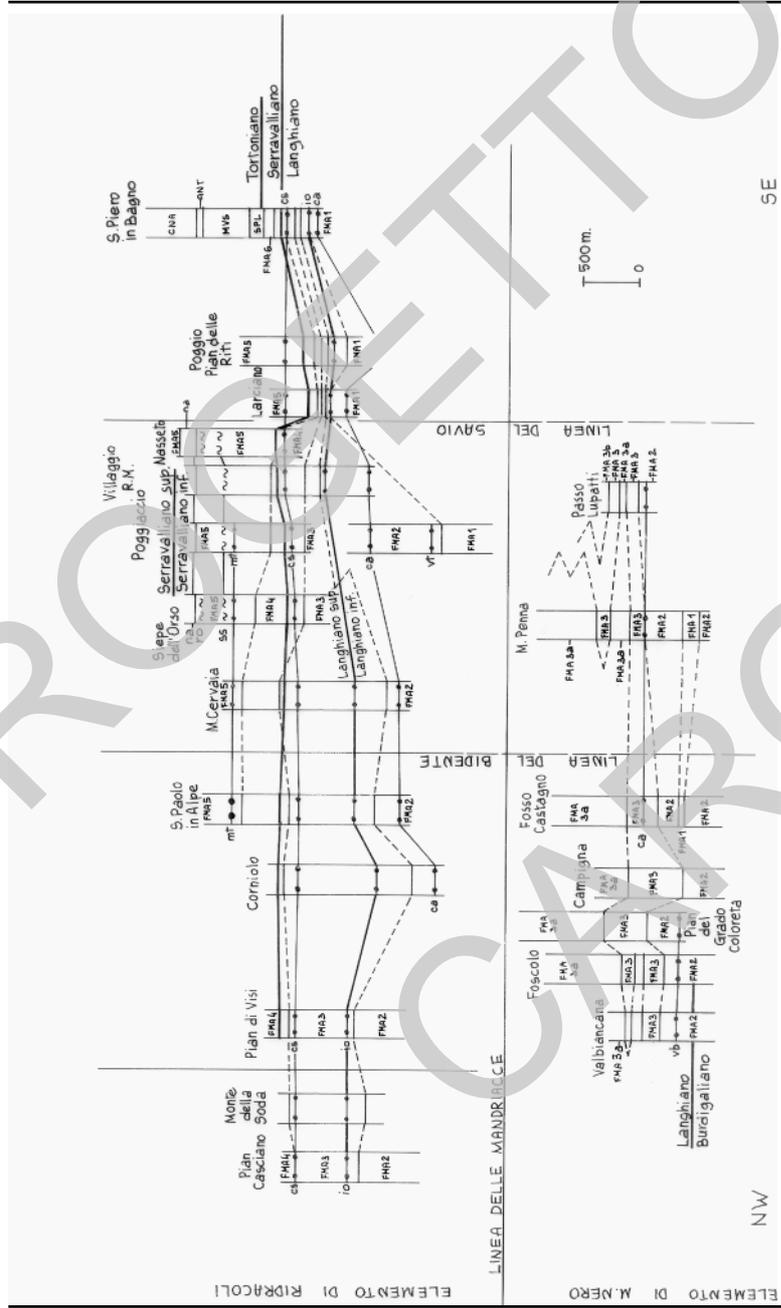


Fig. 1 - Schema dei rapporti stratigrafici

depositavano le arenarie di Campigna, era situato a SW di questo alto mentre a NE continuava la deposizione di corpi meno arenacei. Questo paleoalto è ben evidenziato anche dalla presenza di *slumps* (Cap. IV) con direzione di trasporto perpendicolare all'asse del bacino. Il riconoscimento di alcuni strati guida torbiditici (Cap. IV, 5.) sia a NE che a SW della Linea delle Mandriacce indica la possibilità che le correnti di torbida potessero alimentare sia il sottobacino interno che quello esterno e pertanto il paleoalto doveva essere interrotto da strutture trasversali e il suo sviluppo longitudinale era probabilmente inferiore a quello dell'intera avanfossa. E' dunque possibile che i corpi arenacei intercalati nella porzione pelitica inferiore (Cap. IV, 4.1.1. e 4.1.2.) possano essere interpretati come parte delle torbide della litozona arenacea di Campigna che si incanalavano anche nel bacino più esterno.

Ancora più esternamente, la geometria del membro arenaceo-pelitico di Premilcuore mostra variazioni di spessore con notevoli riduzioni in corrispondenza delle attuali strutture tettoniche longitudinali di accavallamento di San Benedetto in Alpe e di Santa Sofia, indicando l'esistenza di un depocentro principale di età prevalentemente langhiana immediatamente a NE del paleoalto corrispondente alla Linea delle Mandriacce (fig. 1). La ricostruzione di fig. 1 evidenzia anche la stretta corrispondenza tra paleoalti e attuali *thrust-faults* regionali, lasciando ipotizzare un'origine strutturale di questi paleoalti e la successiva evoluzione in zone di accavallamento (FARABEGOLI *et alii*, 1990; DE DONATIS & MAZZOLI, 1994; MARTELLI, 1994).

La geometria delle facies più grossolane sembra influenzata anche dalla strutturazione di depocentri locali controllati dall'attività di strutture trasversali. Secondo una ricostruzione longitudinale, da NW a SE, si nota soprattutto una diminuzione degli spessori delle facies grossolane verso la zona di faglia trasversale del Savio che sembra avere agito sollevando il settore sudorientale. Ad essa è da mettere in relazione l'individuazione della scarpata e del paleoalto di Verghereto sul quale si è deposto il membro pelitico di Montecoronaro (Serravalliano inferiore-superiore) con associati numerosi orizzonti caotici di frana sottomarina, in parziale eteropia con il membro pelitico-arenaceo di Collina che, a ridosso di questo paleoalto, mostra uno spessore notevolmente ridotto. Tale rilievo è ben evidenziato anche dalla scomparsa di alcuni orizzonti guida. In corrispondenza di questo paleoalto, successivamente, si ha la deposizione delle marne di San Paolo (Serravalliano superiore-Tortoniano medio).

In base ai vari stadi evolutivi dell'avanfossa, la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola può essere suddivisa in "interna" ed "esterna" (RICCI LUCCHI, 1967, 1975, 1981; FARABEGOLI *et alii*, 1990; CONTI & GELMINI, 1994). I sedimenti della Marnoso-Arenacea Romagnola interna corrispondono al riempimento dell'avanfossa langhiano-serravalliana (*inner stage* di RICCI LUCCHI,

1967, 1975, 1981), caratterizzati da prevalenti apporti da NW a composizione quarzoso-feldspatica e da subordinati apporti da SE a composizione carbonatica (areniti ibride e colombine); i sedimenti della Marnoso-Arenacea Romagnola esterna corrispondono al riempimento dell'avanfossa tardoserravalliana-tortoniana (*outer stage* di RICCI LUCCHI, 1967, 1975, 1981), caratterizzati da prevalenti apporti da N e da NW a composizione quarzoso-feldspatica.

Secondo AMOROSI *et alii* (1995b), l'inizio della sedimentazione della sequenza deposizionale della Marnoso-Arenacea Romagnola esterna è marcato dallo strato Turrìto, megatorbidite tardoserravalliana con provenienza da SE; altri Autori (ANTOLINI & CREMONINI, 1990; BENINI *et alii*, 1990; FARABEGOLI *et alii*, 1990; MARTELLI, 1994; FARINA, 1996; CREMONINI *et alii*, 2001; MARTELLI *et alii*, in stampa), poiché lo strato Turrìto è stato riconosciuto solo localmente, fanno coincidere l'inizio della Marnoso-Arenacea Romagnola esterna con la base delle arenarie di Civitella di Romagna (evento riconosciuto alla scala del bacino); in ogni caso, tutti gli Autori concordano con l'età tardo-serravalliana dell'inizio della sedimentazione della Marnoso-Arenacea Romagnola esterna. Le marne di San Paolo, la cui età è Serravalliano superiore-Tortoniano medio, possono dunque essere interpretate come deposito di margine interno dell'avanfossa esterna tardoserravalliana-tortoniana, come già ipotizzato da AMOROSI *et alii* (1995b).

Alla luce di quanto esposto è possibile riassumere l'evoluzione paleogeografica (fig. 2), tenendo presente che la posizione delle unità litostratigrafiche più interne, non affioranti, è a volte fortemente interpretata e che nella figura non è stato tenuto conto degli spazi mancanti per cause tettoniche.

Dall'Oligocene superiore questo settore dell'Appennino viene ad essere suddiviso in zone a caratteristiche diverse: ipotizzando verso l'interno l'esistenza di un'area già emersa, o comunque poco profonda, è possibile distinguere da SW verso NE: il fronte della catena a *thrusts*, l'avanfossa e l'avampaese. Nell'avanfossa è possibile distinguere un sottobacino perisuturale interno molto subsidente, dove si ha il maggiore tasso deposizionale e sedimentazione più arenacea, e, all'esterno di un alto, un sottobacino meno subsidente, dove si depositano facies pelitico-arenacee (corrispondenti distali delle arenarie depocentrali) che costituiranno il substrato della successiva deposizione depocentrale. Questo sottobacino meno subsidente si estende verso l'avampaese dove continua la deposizione pelagica (marne e peliti). Modelli di avanfossa articolata in sottobacini applicati all'Appennino Settentrionale sono già stati descritti da RICCI LUCCHI (1987) e BOCCALETTI *et alii* (1990a, 1990b). L'assenza di discordanze angolari apprezzabili nella Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola dell'alto Appennino Forlivese indica la gradualità del sollevamento dei paleoalti che determina solo variazioni laterali di facies, di spessore e depositi di frana sottomarina.

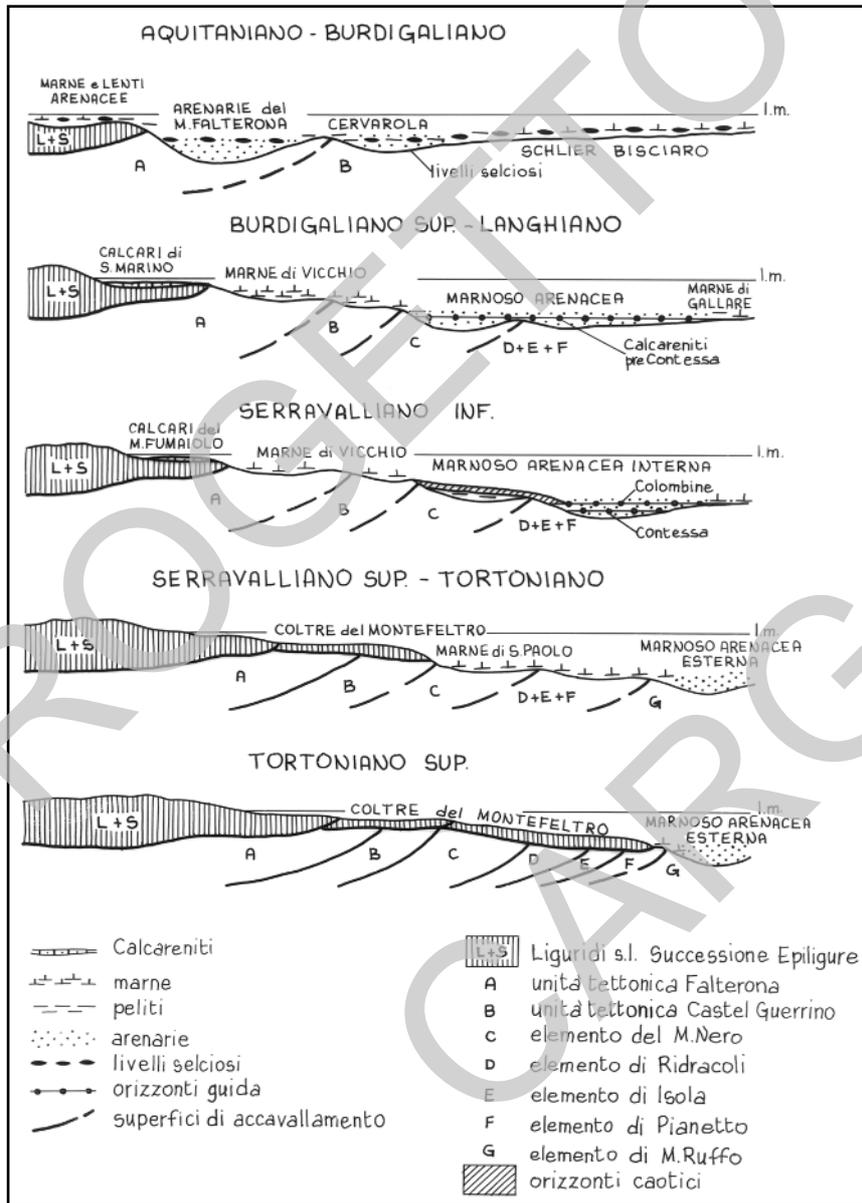


Fig. 2 - Evoluzione paleogeografica dal Miocene inferiore al Tortoniano superiore.

Nell'Oligocene superiore e nel Miocene inferiore l'avanfossa è impostata su un substrato di tipo toscano (Scaglia Toscana); nella parte più interna, su un substrato di tipo ligure s.l., si depositano marne analoghe a quelle di Antognola dell'Appennino Emiliano e corpi arenacei lenticolari (Formazione di Poggio Carnaio); nell'avanfossa si depositano la Formazione di Monte Falterona e, in posizione più distale o esterna, e probabilmente meno profonda, continua una sedimentazione prevalentemente pelitica (Scaglia Toscana e siltiti di Fosso Fangacci), in parziale eteropia con la successione arenacea del Monte Falterona. A partire dal passaggio Oligo-Miocene e per tutto il Miocene inferiore, è probabile che anche questo settore sia raggiunto dalle torbide, distali, delle formazioni dell'Acquerino e del M. Cervarola, attualmente ben affioranti lungo il crinale toscano-emiliano, tra il modenese e il bolognese, e nell'alto Mugello; è possibile che attualmente i depositi dell'Acquerino e del M. Cervarola siano sepolti dall'Unità tettonica Falterona, a seguito dell'attività fuori sequenza del *thrust* (vedere anche CERRINA FERONI *et alii*, 2002 e CIBIN *et alii*, in stampa). In alternativa, è possibile che le propaggini sud-orientali dei depositi dell'Acquerino e del Cervarola siano le siltiti di Fosso Fangacci (CERRINA FERONI *et alii*, 2002 e CIBIN *et alii*, in stampa).

L'intercalazione di corpi caotici costituiti da materiale ligure s.l. (complesso di Vettrice), nella parte intermedia della successione del M. Falterona indica che, nell'Oligocene terminale-Miocene basale, il fronte delle liguridi s.l. doveva essere a ridosso dell'avanfossa del dominio toscano.

Nel dominio umbro, intanto, si depositano le marne calcaree del Bisciario.

Nell'Aquitano terminale-Burdigaliano basale inizia la deposizione degli orizzonti selciosi, riconoscibili in tutti i depositi appenninici di questo periodo, e che costituiscono un ottimo *marker* stratigrafico di correlazione tra il tetto delle arenarie di avanfossa del M. Falterona, le marne di avampaese del Bisciario e i depositi dei bacini episuturali (marne selciose o Tripoli di Contignaco *Auctt.*) (RICCI LUCCHI 1986 e 1987; PIZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990; AMOROSI 1992, AMOROSI *et alii*, 1995a).

Nel Burdigaliano il sistema "catena-avanfossa" continua la migrazione verso NE e sulla Formazione di Monte Falterona, e probabilmente anche sulle propaggini sud-orientali delle formazioni dell'Acquerino e del M. Cervarola, inizia la deposizione di facies meno profonde e più marnose (Formazione di Vicchio) (RICCI LUCCHI, 1986, 1987; PIZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990; AMOROSI, 1992; DELLE ROSE *et alii*, 1994) mentre nel dominio umbro-marchigiano-romagnolo inizia la deposizione delle marne dello Schlier che costituiranno il substrato delle torbiditi della Marnoso-Arenacea.

Il Burdigaliano superiore è un momento estremamente importante per l'evoluzione stratigrafico-strutturale della catena. Mentre nell'avampaese continua la

sedimentazione delle marne dello Schlier, nell'avanfossa inizia la deposizione torbidityca della Marnoso-Arenacea. Contemporaneamente, nei bacini episuturali inizia la deposizione di piattaforma della Formazione di San Marino (Montefeltro) e della parte inferiore del Gruppo di Bismantova (Appennino Emiliano), marcata da una discordanza di importanza regionale (RICCI LUCCHI, 1986, 1987; AMOROSI, 1992 e AMOROSI *et alii*, 1996).

Nel Langhiano, l'individuazione dell'Unità tettonica Falterona determina verso NE una zona marcatamente subsidente colmata dalla deposizione della porzione più interna della Marnoso-Arenacea. Il sottobacino delle arenarie di Campigna, corrispondente nord-occidentale del sottobacino dell'Alpe della Luna (Appennino Tosco-Umbro-Marchigiano), è quindi la depressione immediatamente a valle del fronte della catena appenninica langhiana. Più esternamente, un paleoalto, che poi evolverà nella Linea delle Mandriacce, controlla la distribuzione della sedimentazione torbidityca di avanfossa limitandone la deposizione verso nord dove continuano a depositarsi facies essenzialmente pelitiche e, ancora più esternamente, le marne dello Schlier. E' in questo periodo che si individua il bacino principale della Marnoso-Arenacea interna, il quale si estende fino all'avampaese dove continua la deposizione delle Marne di Gallare (DONDI, 1985). Sul fronte della coltre alloctona inizia la deposizione della Formazione del Monte Fumaiolo (Montefeltro), anch'essa marcata alla base da una discordanza regionale.

In relazione all'attività della zone di faglia trasversali del Bidente e del Savio, inizia a formarsi il paleoalto di Verghereto dove si sedimentano le facies più pelitiche della Marnoso-Arenacea.

Nel Langhiano, DELLE ROSE *et alii* (1994) segnalano una discontinuità nella sedimentazione della Formazione di Vicchio dell'alta Val Tiberina, marcata da una lacuna biostratigrafica, estesa dal Langhiano inferiore fino al Langhiano superiore, e da un netto cambio di facies: da marne di scarpata si passa a facies torbidityche pelitico-arenacee (Unità di Montesilvestre o Intervallo IV di DELLE ROSE *et alii*, 1994; membro di Montesilvestre, di PIZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990). DELLE ROSE *et alii* (1994) segnalano, inoltre, la presenza di uno strato guida, denominato Dante, che questi Autori correlano, su basi petrografica (arenite ibrida *sensu* ZUFFA, 1980) e biostratigrafica con lo strato di Poggio della Rocca (DELLE ROSE *et alii*, 1991) della successione dell'Alpe della Luna (Formazione Marnoso-Arenacea) e quindi correlabile con lo strato di Imolavilla (MARTELLI, 1994). La deposizione dell'Unità di Montesilvestre avviene essenzialmente in un bacino interno al fronte della catena (*piggy-back*) e dalla correlazione dello strato Dante con lo strato di Imolavilla consegue la possibilità di alimentazione comune per questo bacino interno e l'avanfossa. Le torbiditi di Montesilvestre indicano un approfondimento di questo bacino interno; ciò può essere spiegato con una subsidenza, probabilmente legata alle fasi immediata-

mente precedenti alla messa in posto della coltre alloctona delle liguridi s.l. sull'Unità tettonica Falterona.

Nell'avanfossa, intanto, si esaurisce la deposizione nel sottobacino di Campigna e il depocentro che marca il fronte di avanzamento della deformazione è individuato più a NE, tra l'alto delle Mandriacce e l'alto di San Benedetto in Alpe, dove si ha la sedimentazione arenaceo-pelitica del membro di Premilcuore. Altrove la deposizione della successione dell'Elemento del Monte Nero continua almeno fino al Serravalliano inferiore, come risulta dal riconoscimento di alcuni orizzonti guida e dall'età delle successioni dell'alto Mugello (F. 253, MARTELLI *et alii*, in stampa) e dell'Alpe della Luna (F. 278) (per la successione dell'Alpe della Luna vedere anche DELLE ROSE *et alii*, 1991). In questo quadro, la litozona arenacea di Campigna, tenuto conto della facies deposizionale, della composizione del detrito arenitico e della geometria lenticolare a scala cartografica, può essere interpretata come il risultato della deposizione di correnti di torbida alimentate da una locale area fonte appenninica, come già ipotizzato anche da GANDOLFI *et alii* (1983) (Cap.II).

Per tutto il Serravalliano inferiore nella parte più interna di questo complesso sistema "fronte-avanfossa", nella successione di Vicchio, al tetto dell'Unità tettonica Falterona, continua la sedimentazione torbiditica pelitico-arenacea dell'Unità di Montesilvestre mentre inizia la messa in posto delle frange più esterne della coltre liguride.

Il depocentro che marca il fronte di avanzamento della deformazione è ancora individuato tra l'alto delle Mandriacce e l'alto di San Benedetto in Alpe. Verso l'avampaese il bacino è meno depresso ed è interessato da un alto longitudinale di significato minore (Linea di Santa Sofia). Dall'alto delle Mandriacce verso l'esterno il bacino è sostanzialmente unico, come sembra indicare la distribuzione degli orizzonti guida e delle litofacies. E' in questo periodo che gli apporti carbonatici da SE diventano più frequenti (le "colombine", vedere Cap. IV, 5.). Ancora più a NE, la sedimentazione della litozona più pelitica di Tombina indica l'esistenza di un paleoalto che evolverà nella Linea di Civitella. Nel Serravalliano inferiore sono attive anche le linee trasversali che concorrono alla formazione di depocentri locali ed al mantenimento dell'alto di Verghereto sul quale cominciano a depositarsi le facies marnose del membro di Montecoronaro, in eteropia con il membro pelitico-arenaceo di Collina.

Al termine del Serravalliano inferiore e all'inizio del Serravalliano superiore, si hanno i più vistosi fenomeni di frane sottomarine; il materiale ad affinità ligure contenuto nello *slump* di Nasseto e nell'unità caotica di Casaglia (F. 253, MARTELLI *et alii*, in stampa) indica che il fronte delle liguridi s.l. è, in questo momento, già a ridosso del paleoalto delle Mandriacce. Questi eventi caotici vengono così ad assumere il significato di precursori della messa in posto delle liguridi s.l..

All'inizio del Serravalliano superiore, l'avanzamento della coltre di liguridi s.l. chiude la deposizione dell'Unità di Montesilvestre al tetto della Successione Toscana (PIZZIOLO & RICCI LUCCHI, 1990; DELLE ROSE *et alii*, 1994). Termina anche la deposizione torbiditica profonda nel bacino interno della Marnoso-Arenacea mentre continua la deposizione di scarpata del membro di Montecoronaro. L'avanfossa migra a nord dell'alto di Civitella che marca il fronte della catena.

Nel Serravalliano superiore, nel settore interno dell'avanfossa romagnola, termina anche la sedimentazione del membro di Montecoronaro e inizia la sedimentazione delle marne di San Paolo. Il depocentro è a nord dell'alto di Civitella dove si instaura la sedimentazione di "outer stage" dell'avanfossa romagnola (Marnoso-Arenacea Romagnola esterna). Il limite inferiore e l'inizio della sedimentazione delle marne di San Paolo e della Marnoso-Arenacea Romagnola esterna, sono correlabili con l'inizio della sedimentazione delle Marne del Termina (AMOROSI, 1992; AMOROSI *et alii*, 1995b e 1996) della successione epiligure emiliana e delle Argille di Montebello della successione epiligure del Montefeltro.

Alla fine del Tortonian medio e nel Tortonian superiore, in relazione all'importante fase tettonica a carattere regionale (BOCCALETTI *et alii* 1990a e 1990b), la coltre di liguridi s.l. continua ad avanzare, fino a sovrapporsi alle marne di San Paolo. La sedimentazione arenacea si sposta a NE del paleoalto di Monte Altello (FARABEGOLI *et alii*, 1990). E' probabilmente durante questa fase tettonica, causa il sovrascorrimento delle liguridi, che gli alti longitudinali precedentemente abbozzati si deformano ulteriormente fino a diventare zone di rottura e di accavallamento, dando così origine ai principali *thrusts* dell'alta Romagna (FARABEGOLI *et alii*, 1990; DE DONATIS & MAZZOLI, 1994) la cui formazione è stata spiegata da CERRINA FERONI *et alii* (1997, 2001) con un meccanismo tipo *duplex* (vedere anche Cap. VIII).

Nei settori più esterni dell'avanfossa romagnola, non raggiunti dalla coltre alloctona delle liguridi s.l., la sedimentazione è continuata in ambiente sottomarino relativamente profondo fino al Messiniano inferiore.

Alla luce di quanto esposto e rappresentato nella fig. 2 è interessante notare che struttura e morfologia dell'avanfossa non rimangono costanti nel tempo.

In particolare viene evidenziato che mentre nel Langhiano il sottobacino a valle della struttura che marca il fronte della catena è una depressione molto stretta, confinata, e fisicamente distinta dalla parte più esterna del bacino, questa fisiografia non si riproduce nel Langhiano superiore-Serravalliano inferiore, dove il bacino a valle del fronte della catena è più ampio e sostanzialmente uniforme. Questa differenza è verosimilmente da mettere in relazione alla maggiore o minore attività della struttura longitudinale, che corrisponde in quel periodo al fronte della deformazione, e quindi con l'intensità della fase tettonica in corso.

VII - LE STRUTTURE TETTONICHE

L'assetto tettonico, la geometria, la cinematica e l'evoluzione delle strutture del F. 265 sono stati riconosciuti e ricostruiti, oltre che con la cartografia delle macrostrutture, grazie all'analisi delle numerose mesostrutture presenti, prevalentemente di tipo fragile, quali *joints* estensionali, *shear joints* e faglie con indicatori cinematici (strie di accrescimento di calcite, strie stilolitiche, fratture associate e *marker* di riferimento) generalmente piuttosto chiari. Al nucleo delle pieghe principali e in prossimità delle *thrust-faults*, sono presenti anche mesopieghe e superfici di foliazione.

La descrizione delle strutture segue l'ordine temporale ricostruito grazie alle relazioni di precedenza e, nel caso di riattivazione di una stessa struttura, di sovrapposizione degli indicatori cinematici (fig. 3).

Localmente, le mesostrutture più antiche, sono piani di taglio di direzione antiappenninica, a basso angolo con la stratificazione e rigetto inverso, faglie subverticali trascorrenti destre orientate E-W e sinistre orientate N-S; queste mesostrutture sembrano essersi sviluppate in un campo di stress con direzione di massima compressione orizzontale orientata circa NW-SE (fig. 3a); successivamente sono state ruotate e ritagliate dalle mesostrutture associate alle *thrust-faults* appenniniche.

Tenendo conto della possibilità che queste mesostrutture pre-accavallamento abbiano partecipato alla rotazione antioraria della catena appenninica, è ipotizzabile che la direzione locale di massima compressione fosse in origine orientata NNW-SSE/N-S.

In tutta l'area del foglio, le mesostrutture di gran lunga più frequenti sono fratture verticali estensionali, perpendicolari alla superficie di stratificazione,

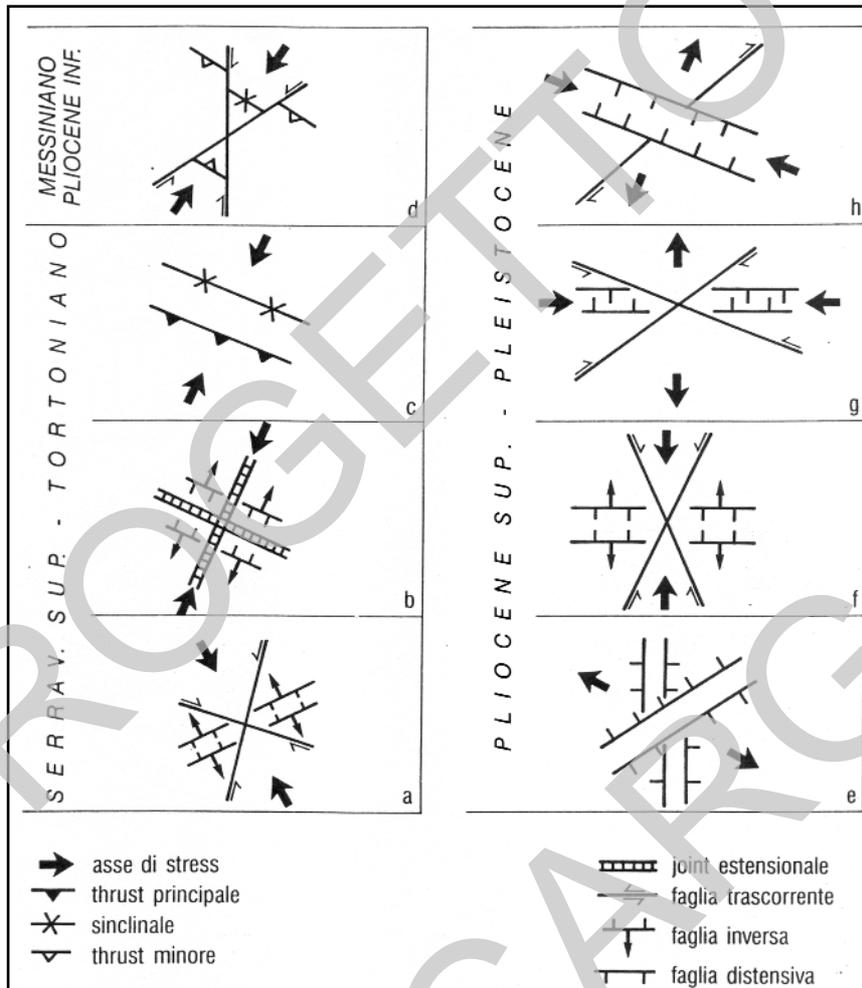


Fig. 3 - Diagramma di sintesi dell'evoluzione strutturale dal Miocene medio ad oggi.

orientate secondo la direzione antiappenninica, e fratture analoghe ma di direzione appenninica. Queste mesostrutture sono interpretate come il risultato delle prime fasi di piegamento dovute ad un campo di stress caratterizzato da direzione di massima compressione orizzontale con orientazione variabile da N10 a N30 (fig. 3b) (vedere anche SANI, 1990).

In prossimità dei sovrascorrimenti, oltre alle mesostrutture appena descritte, sono frequenti piani di taglio di direzione appenninica, in origine immergenti sia

verso NNE che SSW, che formano un basso angolo con la stratificazione (inclinazione compresa tra 25 e 50) (fig. 3b). Su queste superfici sono frequenti strie con *pitch* prevalentemente verticale e rigetto da faglia inversa.

Anche queste mesostrutture sono state ruotate, con la stratificazione, dalle fasi di accavallamento e sembrano avere svolto un ruolo determinante nell'evoluzione dei *thrusts* favorendo il sovrascorrimento e permettendo il riaggiustamento dei volumi coinvolti nel piegamento.

Le strutture di maggiore importanza sono senza dubbio le superfici di accavallamento di significato regionale, ad andamento appenninico, che scompongono l'intero settore in numerosi elementi strutturali determinando l'accavallamento di quelli più interni su quelli più esterni (fig. 3c e schema tettonico a corredo della carta). Ognuna di queste strutture ha proprie caratteristiche ma esistono importanti punti comuni che possono essere così sintetizzati (vedere anche i profili geologici a corredo della carta).

- 1) Il piano di sovrascorrimento si presenta sempre come "*Emergent thrust fault*" (MORLEY, 1986) e immerge verso SSW con inclinazioni sempre abbastanza forti, generalmente maggiori di 45, fino alla verticale.
- 2) Gli indicatori cinematici indicano una componente di movimento quasi esclusivamente verticale e il campo di stress che ne risulta è caratterizzato da direzione di massima compressione orizzontale orientata intorno N10-30.
- 3) Le zone di sovrascorrimento si presentano tipo "*Imbricate fan thrust*" (BOYER & ELLIOTT, 1982).
- 4) Nella parte sovrastante la superficie di sovrascorrimento (*hanging wall*) non si osservano quasi mai strutture anticlinali di rilievo. Ciò può essere spiegato con l'erosione successiva al sollevamento.
- 5) Nella parte sottostante la superficie di sovrascorrimento (*footwall*) si sviluppa una sinclinale coricata con superficie assiale spesso parallela al piano di accavallamento o talvolta prossima all'orizzontale, con complicazioni al nucleo dove talora si sviluppano pieghe tipo M. Si presentano generalmente come pieghe chiuse (HOBBS *et alii*, 1976), talora localmente isoclinali, con una sola linea di cerniera ("*single hinge*" di RAMSEY, 1967) orizzontale e superficie assiale inclinata ("*horizontal inclined folds*" di TURNER & WEISS, 1963). Secondo i criteri di classificazione di RAMSEY (1967), queste pieghe appartengono alle classi 1B, 1C e, in alcuni casi, alla classe 2. Durante le fasi tettoniche successive, sono state ritagliate anche da piani di taglio suborizzontali, obliqui rispetto alla stratificazione non più orizzontale, che, nelle aree più tettonizzate, conferiscono alle sinclinali stesse una geometria tipo pieghe simili. Inoltre, durante il trascinamento, lungo le superfici di fratturazione pre-*thrust* si verificano scorrimenti, da centimetrici a metrici, apparentemente distensivi, che permettono l'assottigliamento dei fianchi delle pieghe

e l'accomodamento dei volumi di roccia implicati nel raddoppio, favorendo la formazione di pieghe con geometria tipo classe 2 di RAMSEY (1967). L'alternanza litologica di areniti ben cementate e marne, tipica di queste torbiditi, ha permesso, oltre alle frequenti rifrazioni delle deformazioni visibili alla scala dell'affioramento, anche lo sviluppo di deformazione per *flexural slip* e di pieghe tipo *chevron* (RAMSEY, 1974) al nucleo delle strutture plicative di ordine maggiore.

- 6) I livelli di scollamento più superficiali sono costituiti da orizzonti pelitici profondi circa 2000-2500 metri (vedere, ad esempio, le sezioni 8 e 9 in CERRINA FERONI *et alii*, 2002).
- 7) Le faglie principali sono ruotate (talvolta verticalizzate e/o ribaltate) e lacerate dalle deformazioni successive che hanno originato, nel momento in cui non era più possibile il movimento lungo la superficie della faglia stessa, nuovi piani di scorrimento frontali (a spese della piega coricata che spesso è tagliata in prossimità del piano assiale o isoclinalizzata) o al tetto delle faglie principali dove si sono sviluppati anche retroscorrimenti. Lungo le superfici maggiormente inclinate sono rilevabili locali inversioni di movimento (movimenti distensivi tardivi su strutture originate da compressioni).
- 8) I piani di scorrimento di successiva formazione hanno inclinazione minore (talvolta sono orizzontali).
- 9) I rigetti lungo le superfici di accavallamento che suddividono la Marnoso-Arenacea in elementi tettonici, valutabili grazie alla correlazione degli orizzonti guida a tetto e al piede, sono modesti, dell'ordine delle centinaia di metri fino ad un massimo di circa 1500-2000 metri.

In dettaglio le principali linee longitudinali affioranti hanno le seguenti caratteristiche (vedere i profili geologici e lo schema tettonico a corredo della carta).

- La Linea del M. Falco porta l'Unità tettonica Falterona, l'unità toscana più esterna (nota anche come Unità Modino-Cervarola, Unità Cervarola-Falterona o Complesso B *Auctt.*; per la discussione di queste correlazioni si veda il Cap. IV, 3.2.), a sovrascorrere sull'Unità tettonica Castel Guerrino e, successivamente in fuori sequenza, direttamente sugli elementi più interni della Successione Romagnola. La cattiva qualità e la rarità degli affioramenti non permettono, in quest'area, uno studio dettagliato sullo stile deformativo di questa importante struttura; è comunque probabile che la Scaglia Toscana e le siltiti di Fosso Fangacci abbiano assorbito la maggior parte della deformazione svolgendo il ruolo di orizzonte di scollamento preferenziale, formando l'Elemento tettonico di Fosso Fangacci, il più esterno dell'Unità tettonica Falterona. In prossimità della faglia principale, le argilliti e le siltiti sono sempre intensamente deformate (si rilevano vene di calcite, pieghe

strette e isoclinali, foliazione) mentre la soprastante Formazione di Monte Falterona, a parte la fratturazione basale di una certa intensità, ha un grado di deformazione minore (sono presenti solo pieghe aperte e/o piccole scaglie). Questa struttura si presenta come un "*Leading imbricate fan thrust*". Lungo la superficie di scorrimento si osservano, talora, movimenti distensivi interpretabili come inversioni di movimento per sostituzione di un campo di sforzi in estensione allo stress compressivo. Per informazioni più dettagliate su questa struttura si veda SANI (1989, 1990a,b), COLI & SANI (1989) e CIPRIANI *et alii* (1993).

- La Linea di San Godenzo (la località che dà il nome a questa struttura si trova nel F. 264) permette l'accavallamento della scaglia marnosa di Castagno d'Andrea sull'Elemento del Monte Nero. Più ad est è obliterata dal *thrust* fuori sequenza dell'Unità tettonica Falterona che arriva a sovrapporsi direttamente sull'Elemento del Monte Nero. La Linea di San Godenzo, nell'area rilevata, è mascherata da estesi fenomeni franosi e ritagliata da faglie trasversali; per cui non è possibile fornire una descrizione accurata; per informazioni più dettagliate si rimanda quindi a DE JAGER (1979) e SANI (1990a). Nel Fosso del Borbotto, l'unità sottostante si presenta rovesciata in sinclinale con asse circa N-S e l'andamento della faglia principale sembra ruotato in senso orario rispetto alla normale direzione appenninica.
- La Linea delle Mandriacce porta al sovrascorrimento dell'Elemento del Monte Nero sull'Elemento di Ridracoli. Il livello di scollamento è costituito dall'intervallo pelitico inferiore della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (membri di Biserno e di Corniolo). L'andamento di questa linea è obliquo rispetto all'assetto della direzione di stratificazione con uno scarto angolare di circa 10-15. Le maggiori deformazioni si hanno al tetto della faglia principale; si presenta come "*Leading imbricate fan thrust*". La faglia principale è spesso verticalizzata e dislocata da scorrimenti retrovergenti. Lungo la superficie di scorrimento si osservano, talora, anche movimenti distensivi, interpretabili come inversioni di movimento per esaurimento dello stress compressivo. Sono presenti accavallamenti minori, *duplexes*, retroscorrimenti e pieghe; queste strutture minori hanno orientazione parallela a quella della faglia principale. Verso SE la deformazione si fa più intensa; il principale piano di scorrimento non è mai direttamente misurabile e nella parte soprastante si sviluppa una vera e propria fascia cataclastica dell'ampiezza di circa 300 metri mentre la sottostante sinclinale coricata si lacera risolvendosi in due scaglie tettoniche frontali. Ancora più a SE, dal Passo dei Mandrioli fino alla coltre del Montefeltro, nella parte soprastante si sviluppa un'anticlinale rovesciata e fagliata al nucleo (DE DONATIS, 1995) che costituisce l'unico esempio di anticlinale frontale non erosa dei *thrusts* nel F. 265.

- La Linea di San Benedetto in Alpe porta l'Elemento di Ridracoli a sovrapporsi sull'Elemento di Isola. Il livello di scollamento basale del *thrust* è costituito dall'orizzonte pelitico inferiore. La maggiore deformazione si ha, stavolta, nella parte sottostante dove si sviluppano 2 o 3 scaglie tettoniche a spese della sinclinale coricata che spesso si lacera in corrispondenza del piano assiale. Si presenta come "*Trailing imbricate fan thrust*". Al tetto sono talvolta visibili chiari esempi di scorrimenti e pieghe retrovergenti. Localmente si sviluppano scaglie anche a monte della faglia principale.
- La Linea di Santa Sofia ha caratteristiche analoghe alla linea precedente dalla quale si differenzia per una maggiore intensità di deformazione e una peggiore conservazione delle strutture. Permette il sovrascorrimento dell'Elemento di Isola sull'Elemento di Pianetto. La situazione è ulteriormente complicata dall'azione delle linee trasversali che hanno lacerato e ruotato questa struttura; a ovest della Linea del Bidente il sovrascorrimento si presenta generalmente come "*Trailing imbricate fan thrust*" mentre a est ha caratteristiche di "*Leading imbricate fan thrust*".
- La Linea di Civitella, affiorante marginalmente nell'angolo nord-est della carta, ha caratteristiche analoghe a quelle di San Benedetto in Alpe e di Santa Sofia. Permette l'accavallamento dell'Elemento di Pianetto sull'Elemento di Monte Ruffo, seprando, in questo settore, i depositi della Marnoso-Arenacea Romagnola interna da quelli della Marnoso-Arenacea Romagnola esterna.

Oltre alle strutture di sovrascorrimento sopra descritte, è conservata, a est e sud-est di San Piero in Bagno, la superficie di accavallamento delle unità liguri di s.l.. La natura caotica dei terreni del complesso della Valle del Savio ha suggerito a molti Autori una messa in posto per gravità (si veda per esempio BENINI *et alii*, 1990). Il rilevamento di terreno, nell'area del F. 265, non ha permesso di chiarire la natura tettonica o gravitativa di messa in posto della coltre alloctona. Le osservazioni di campagna permettono solo di affermare che la superficie di contatto separa argilliti foliate e breccie di calcari in matrice argillosa varicolorata di età paleogenica (Cap. IV, 2.) da sottostanti marne compatte grigie di età Tortoniano medio (Cap. IV, 4.2.). Tuttavia, alle sorgenti del Savio, nel F. 278, a est di Montecoronaro, affiora la superficie di contatto tra argilliti varicolorate foliate con calcari, riferibili alla Formazione di Sillano (DE DONATIS, 1996), e le marne grigie e compatte di San Paolo; questo contatto è il prolungamento verso sud-est della superficie di accavallamento del complesso della Valle del Savio sulle marne di San Paolo. Tale superficie è nell'affioramento dell'alta valle del Savio chiaramente tettonica: si presenta netta, frequentemente marcata da vene di calcite striata, e le marne sottostanti sono fittamente attraversate da foliazione e superfici lucide striate subparallele alla superficie di contatto; anche nelle argil-

liti soprastanti è presente una foliazione parallela alla superficie di contatto. La mancanza di particolari evidenze di scorrimento tra il complesso della Valle del Savio e le marne di San Paolo, nell'area del F. 265, può essere spiegata dal fatto che la messa in posto del complesso è avvenuta in ambiente sottomarino durante la deposizione di sedimenti fini (marne di San Paolo) e quindi si è trattato di sovrascorrimento sinsedimentario di un complesso prevalentemente argilloso su fanghi pelitici ancora allo stato plastico.

Tutte le strutture sopra descritte sono dislocate e riorientate da faglie sub-verticali con componente trascorrente destra orientate intorno N-S e faglie con componente trascorrente sinistra orientate circa NE-SW/ENE-WSW (fig. 3d). Il campo di stress responsabile di queste strutture è ancora caratterizzato da direzione di massima compressione orizzontale orientata NNE-SSW.

Su gran parte delle superfici di trascorrenza ora descritte, alle strie prevalentemente orizzontali si sovrappongono strie prevalentemente verticali che indicano una riattivazione con movimenti estensionali secondo un campo di stress con direzione di distensione orizzontale con orientazione variabile tra NW-SE e WNW-ESE (fig. 3e).

Queste strutture sono poi ritagliate o riattivate da faglie prevalentemente trascorrenti con orientazione variabile da NNW-SSE a N-S e senso di movimento destro. In prossimità delle principali linee trasversali, associate alle faglie con componente trascorrente destra NNW-SSE, sono presenti anche faglie con componente trascorrente sinistra orientate NNE-SSW e faglie inverse E-W/ENE-WSW. L'associazione di queste strutture indica un campo di stress con direzione di compressione orizzontale orientato circa N-S/NNE-SSW (fig. 3f).

In prossimità del Torrente Rabbi e del Torrente Bidente sono state riconosciute faglie subverticali di direzione appenninica con geometria tipo *flower-structure* e indicatori cinematici prevalentemente orizzontali che indicano movimenti sinistri. Queste faglie trascorrenti, dislocano e talora rimobilizzano le superfici di accavallamento. Le faglie coniugate destre hanno direzione antiappenninica e ritagliano o riattivano le precedenti faglie sinistre antiappenniniche. Il campo degli sforzi risultante è caratterizzato dunque da direzione di massima compressione orizzontale orientata circa E-W (fig. 3g).

Infine, gran parte delle strutture appenniniche precedentemente descritte mostrano movimenti estensionali essenzialmente verticali (inversioni di movimento), indicanti una distensione orientata N-S/NNE-SSW. Questo nuovo campo di stress distensivo è responsabile anche di strutture fragili di neoformazione, evidenti soprattutto in Casentino, sul crinale e nell'alto Appennino Romagnolo. Si tratta, nella maggior parte dei casi di faglie disgiuntive ad alto angolo e subverticali, ad andamento appenninico o orientate E-W. Queste faglie presentano, talora, evidenze di movimenti misti, estensionali con componente

76

trascorrente sinistra (fig. 3g-h). Fra queste strutture appenniniche estensionali, quelle più evidenti a scala cartografica sono senza dubbio quelle che hanno dato origine al *graben* orientato NW-SE dove si è imposta la valle dell'Arno (*graben* del Casentino *Auctt.*) e all'attuale *graben* la cui parte centrale è costituita dalla sinclinale di liguridi s.l. di San Piero in Bagno; questa struttura è quella che probabilmente ha preservato le liguridi s.l. dall'erosione.

VIII - EVOLUZIONE STRUTTURALE

In un sistema "catena in accrezione-avanfossa" si ha contemporaneamente deposizione e deformazione (tettonica sinsedimentaria). Nel caso della catena appenninica l'orogenesi è migrata nel tempo e nello spazio, da SW verso NE, e con essa la deposizione nei bacini di avanfossa; in rapporto alla fase di riempimento dell'avanfossa, quindi, la stessa fase tettonica è post-deposizionale se riferita alle aree più interne della catena mentre è sin-deposizionale se riferita a quelle più esterne.

L'analisi stratigrafica di dettaglio ha consentito il riconoscimento dell'attività tettonica sinsedimentaria e la sua possibile evoluzione nel tempo (Cap.VI), mentre l'analisi mesostrutturale (Cap.VII) ha permesso di ricostruire i campi degli sforzi, i rapporti temporali e la cronologia degli episodi deformativi post-deposizionali.

Le fasi deformative post-deposizionali, cioè i sovrascorrimenti, nel dominio toscano iniziano nel Serravalliano superiore mentre nel dominio romagnolo iniziano non prima del Tortoniano medio.

L'attribuzione cronologica delle fasi deformative è possibile, oltre che sulla base delle relazioni di precedenza descritte nel capitolo precedente, soprattutto considerando anche i rapporti e l'assetto di tutti i terreni affioranti dal crinale appenninico al margine padano. Attraverso l'analisi della deformazione delle unità stratigrafiche affioranti che coprono, senza interruzioni significative, tutto l'intervallo di tempo compreso tra l'Oligocene superiore e il Quaternario recente (vedere anche FARABEGOLI *et alii*, 1990) è possibile datare e stabilire un'evoluzione degli episodi deformativi post-deposizionali.

Dopo l'azione di un campo di stress transpressivo con direzione di massima compressione orientata NNW-SSE/N-S (fig. 3a) si instaura un regime compressivo con direzione di massima compressione intorno a N10-30. È questo il campo degli sforzi responsabile dell'assetto a *thrusts* di questo settore della catena appenninica. In questo periodo si ha, nel settore più interno della catena, la messa in posto delle liguridi s.l. al tetto dell'Unità tettonica Falterona (Cap.VI). Da questo momento tutti i principali episodi deformativi compressivi sono caratterizzati da una direzione di massima compressione NNE-SSW (fig. 3b-f).

In dettaglio la ricostruzione dell'evoluzione delle principali linee longitudinali affioranti è la seguente.

- La Linea del Monte Falco porta l'Unità tettonica Falterona, che qui costituisce l'unità tettonica toscana più esterna, a sovrascorrere sulle unità tettoniche più esterne; l'età di prima messa in posto è presumibilmente Langhiano-Serravalliano inferiore poiché l'età più recente dei terreni delle unità tettoniche geometricamente sottostanti è langhiana (Arenarie del Monte Cervarola e litofacies marnosa di Castagno d'Andrea). La Linea del Monte Falco ha agito anche successivamente con modalità *out-of-sequence*, suturando localmente l'accavallamento dell'unità Cervarola sulla scaglia tettonica di Castagno d'Andrea e di quest'ultima sul resto della Marnoso-Arenacea e arrivando a sovrapporsi direttamente sull'Elemento del Monte Nero.
- La Linea di San Godenzo permette l'accavallamento dell'Elemento di Castagno d'Andrea sull'Elemento del Monte Nero. L'inizio del sovrascorrimento è probabilmente anch'esso Langhiano terminale-Serravalliano inferiore, poiché sia la successione stratigrafica interna che i terreni sovrascorsi, le arenarie di Campigna, non sono più recenti del Langhiano.
- La Linea delle Mandriacce porta al sovrascorrimento dell'Elemento del Monte Nero sull'Elemento di Ridracoli. L'avanfossa serravalliana è localizzata a NE di questa linea, mentre quella langhiana era localizzata a SW; al piede del sovrascorrimento sono presenti depositi di frana sottomarina della parte terminale del Serravalliano inferiore; perciò l'età di prima attivazione della Linea delle Mandriacce sembra ragionevolmente riferibile al Serravalliano inferiore terminale-Serravalliano superiore. Dove le liguridi sono preservate suturano questa struttura.
- La Linea di San Benedetto in Alpe porta l'Elemento di Ridracoli a sovrapporsi sull'Elemento di Isola. Il periodo di principale attività è non più antico del Tortoniano medio-superiore poiché questa struttura coinvolge anche le marne di San Paolo; anche questa linea è suturata dalle liguridi s.l..
- La Linea di Santa Sofia presenta caratteristiche analoghe, sia per lo stile di deformazione che per la cronologia delle strutture, alla linea precedente.
- La Linea di Civitella, probabilmente, ha avuto la medesima evoluzione delle

linee di San Benedetto in Alpe e di Santa Sofia. Questa linea assume notevole importanza in quanto è impostata in corrispondenza dell'alto strutturale che ha suddiviso il bacino della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola in interno (Langhiano-Serravalliano) ed esterno (Tortoniano) (Cap.VI). Anche questa linea, come le precedenti, non sembra essersi attivata prima del Tortoniano medio-superiore ed è suturata dalle liguridi s.l..

Nel Tortoniano superiore si interrompe la sedimentazione delle marne di San Paolo per la messa in posto delle liguridi s.l.. Anche i *thrusts* della Marnoso-Arenacea sono suturati dalle liguridi, ad eccezioni di locali riattivazioni dovute ai successivi episodi plio-pleistocenici; quindi, sulla base dell'età dei terreni coinvolti e dei rapporti geometrici con la superficie di accavallamento della coltre alloctona, anche i *thrusts* della Marnoso-Arenacea risultano databili al Tortoniano superiore.

La superficie di accavallamento delle liguridi è suborizzontale mentre i *thrusts* romagnoli sono sempre molto inclinati (>45). Questi si seguono fino alla valle del Sillaro verso nord-ovest e fino alla coltre del Montefeltro verso SE, dove si immergono sotto le liguridi s.l.. Il rilevamento dei *marker beds* indica che i rigetti sono generalmente dell'ordine di alcune centinaia di metri, ciò nonostante la deformazione del *footwall* è molto intensa fino a dare origine a pieghe a *e*, localmente, a pieghe isoclinali. Inoltre, l'accavallamento degli elementi tettonici della FMA avviene sempre a livello delle facies pelitiche basali (membri di Biserno e Corniolo e marne dello Schlier), lasciando ipotizzare un orizzonte di scollamento preferenziale ad una profondità di circa 2500 metri. In letteratura, infine, è ormai ben documentato. Questo quadro strutturale e la contemporaneità dei *thrusts* interni dell'Appennino Romagnolo e della messa in posto delle liguridi s.l. ben si accorda con una deformazione e messa in posto delle unità tettoniche secondo il modello di deformazione a *duplex*, in cui il *floor-thrust* è costituito dallo scollamento e scorrimento a livello delle peliti inferiori della Marnoso-Arenacea e delle marne dello Schlier mentre il *roof-thrust* è costituito dalla superficie di accavallamento delle liguridi s.l.. Gli elementi tettonici della Marnoso-Arenacea assumono così il significato di *horses* e le principali linee quello di *link-thrusts* (CERRINA FERONI *et alii*, 1997, 2001, 2002). Ciò implica un completo ricoprimento della FMA da parte delle liguridi s.l.; l'attuale mancanza delle liguridi s.l. nella Romagna centrale è stata recentemente spiegata da CERRINA FERONI *et alii* (1997 e 2001) per erosione successiva al forte sollevamento quaternario dell'Appennino Romagnolo, che assume così il significato di finestra tettonica. Un forte sollevamento dell'Appennino Romagnolo è documentato, oltre che dalle quote dei terrazzi alluvionali intravallivi, anche dalla

risalita e dalla forma ad anticlinale della Marnoso-Arenacea e del suo basamento cenozoico, ben documentata dai dati di pozzi per ricerca di idrocarburi (ANELLI *et alii*, 1992; CERRINA FERONI *et alii*, 2001, 2002). Questa ipotesi è in accordo anche con lo studio di ZATTIN *et alii* (2000) che, dall'analisi delle tracce di fissione sui cristalli di apatite, hanno ricostruito un carico litostatico, sopra la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola, pari ad uno spessore variabile da 5000 a 2500 metri; tali spessori, superiori anche alla successione stratigrafica più estesa ricostruibile, sono spiegabili solo con un ricoprimento di un'unità alloctona oggi erosa.

Dopo la fase di compressione pura, nell'alto Appennino Forlivese, si instaura un regime trascorrente in cui la direzione di massima compressione rimane inalterata. Le strutture precedenti sono dislocate e riorientate da faglie destre orientate intorno N-S e da faglie sinistre orientate circa NE-SW/ENE-WSW (fig. 3d).

Da questo momento (Messiniano-Pliocene inferiore) l'attività tettonica si concentra lungo zone di trascorrenza trasversali costituite da fasci di faglie (Linee del Rabbi, del Bidente e del Savio), ampie anche alcuni chilometri. Tali strutture sembrano essersi attivate già durante la sedimentazione, a partire dal Serravalliano inferiore (cap.VI), determinando locali variazioni di facies.

Dal Pliocene inferiore il margine frontale della catena si è spostato ulteriormente e gli accavallamenti principali avvengono nel settore più esterno (T3, T2, T1 di FARABEGOLI *et alii*, 1990).

La fase del Pliocene inferiore che ha provocato l'ulteriore avanzamento e messa in posto delle liguridi s.l. nel bacino pliocenico romagnolo, è probabilmente responsabile anche della deformazione della coltre alloctona tortoniana del Montefeltro, della formazione della sinclinale di San Piero in Bagno, delle blande pieghe di Bagno di Romagna, della riattivazione dei *thrusts* tortoniani interni della Marnoso-Arenacea, della formazione di *back-thrusts* e del sovrascorrimento fuori sequenza della Linea del Monte Falco.

In seguito, lungo le principali strutture trascorrenti N-S e antiappenniniche si hanno movimenti estensionali indicanti un episodio distensivo generalizzato, caratterizzato da direzione di distensione orizzontale orientata NW-SE/WNW-ESE (fig. 3e).

Successivamente si reinstaura un nuovo regime trascorrente con direzione di compressione intorno N-S/NNW-SSW che riattiva o crea, prevalentemente, faglie destre di direzione compresa tra NNW-SSE e N-S. In prossimità delle principali linee trasversali questo campo di stress genera anche faglie sinistre orientate NNE-SSW e faglie inverse E-W/ENE-WSW (fig. 3f). Questo episodio è probabilmente da mettere in relazione con l'inizio dell'attività tettonica post-deposizionale lungo l'attuale margine dell'Appennino emerso (vedere anche

FARABEGOLI *et alii*, 1990); strutture riconducibili ad un analogo campo di stress sono state riconosciute al tetto della successione plio-pleistocenica inferiore e nelle Sabbie di Imola del Pleistocene medio (800.000-650.000 anni) affioranti lungo il margine appenninico-padano; pertanto questo episodio deformativo risulta non più antico della parte superiore del Pleistocene medio ed è verosimilmente da correlare con l'*unconformity* che separa il Sintema Emiliano-Romagnolo inferiore da quello superiore, riferibile a circa 350-000-450.000 anni fa (RER-ENI AGIP, 1998).

Infine, gli ultimi movimenti riconosciuti sul terreno lungo le faglie appenniniche sopra descritte sono movimenti essenzialmente verticali indicanti una distensione orientata N-S/NNE-SSW che genera anche nuove strutture, evidenti soprattutto in Casentino, sul crinale e nell'alto Appennino Romagnolo, rappresentate da faglie disgiuntive ad alto angolo e subverticali, ad andamento appenninico, e da faglie orientate E-W; queste ultime sono di incerta evoluzione cinematica e sembrano avere agito con movimenti misti, trascorrenti sinistri e verticali (fig 3g-h). In prossimità del Torrente Rabbi e del Torrente Bidente, sono state riconosciute faglie sinistre di direzione appenninica, che dislocano e talora rimobilizzano le strutture di accavallamento; le faglie coniugate destre hanno direzione antiappenninica e tagliano o riattivano le precedenti faglie sinistre antiappenniniche. Il campo degli sforzi risultante (direzione di massima compressione orientata circa E-W, fig. 3g) può avere significato locale ed essere strettamente legato all'attività delle strutture trasversali del Rabbi e del Bidente. Tuttavia, considerata la componente di movimento sinistra lungo le strutture E-W poco sopra descritte, e tenuto conto che la cronologia relativa alle strutture schematizzate in fig. 3g-h non è facilmente risolvibile sul terreno; sembra che tutte queste strutture recenti siano meglio spiegabili con un campo di stress transensivo caratterizzato da una direzione di distensione orizzontale N-S/NNE-SSW e una direzione di compressione orizzontale E-W/WNW-ESE.

Tra le strutture distensive recenti, quelle più evidenti a scala cartografica sono senza dubbio le faglie che bordano il *graben* orientato NW-SE dove si è imposta la valle dell'Arno. I depositi continentali più antichi, discordanti sulle liguridi s.l. e sulla Formazione di Monte Falterona, che riempiono la depressione tettonica del Casentino sono villafranchiani (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1:100.000, F. 107 M. FALTERONA), riferibili al Pleistocene inferiore (GALLIGNANI, 1971). Nei depositi lacustri di Bibbiena (in Casentino, F. 278) sono stati rinvenuti resti di *Elephas Meridionalis Nesti* (MERLA & BORTOLOTTI, 1969). Il *graben* del Casentino, che segna l'inizio della distensione nell'area rilevata, ha iniziato dunque a formarsi non prima del limite Pliocene-Pleistocene, mentre più a NE erano ancora attive le compressioni appenniniche (BERNINI *et alii*, 1990). In Romagna, questi episodi distensivi sembrano essere tardo-pleistocenici e oloce-

nici. Pertanto, anche le fasi distensive, di poco posteriori alle fasi tettoniche compressive, sembrano avere seguito un'analoga evoluzione da SW verso NE.

Sul piano morfostrutturale, distensioni molto recenti potrebbero essere suggerite da anomalie morfologiche come scarpate in contropendenza, trincee e fratture beanti con riempimento detritico-travertinoso.

Durante gli episodi deformativi, prevalentemente distensivi, recenti e attuali (vedere anche Cap. IX), che hanno interessato questo settore di catena, le strutture antiappenniniche, del Rabbi, del Bidente e del Savio, hanno continuato ad agire prevalentemente come zone di trascorrenza (fig. 3h).

I numerosi fenomeni franosi e accumuli di detrito, la presenza di morfologie relitte come paleoalvei e terrazzi alluvionali (b_n della valle del Bidente) a centinaia di metri rispetto all'alveo attuale (Cap. V, 3. e ACHILLI *et alii*, 1990) e a quote diverse sugli opposti versanti, localizzati in corrispondenza delle principali valli trasversali, indicano chiaramente un'attività anche recentissima delle strutture tettoniche antiappenniniche (vedere anche FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1989; MARTELLI, 1994; MARTELLI & RICCI LUCCHI, 1994).

Nei dintorni di Santa Sofia faglie antiappenniniche e faglie appenniniche di ordine inferiore, comprese nelle zone di faglia trasversali, dislocano il terrazzo b_4 , datato al Paleolitico superiore, e i depositi alluvionali più antichi; in particolare la faglia di Molinaccio, descritta in BENINI (1986) e MARABINI *et alii* (1986), nella valle del Bidente immediatamente a nord di Santa Sofia (faglia inversa sud-vergente) disloca di circa 60 centimetri i depositi del terrazzo b_4 in sinistra idrografica e di qualche metro i depositi più alti in destra idrografica; a sud di Isola, lungo il Bidente di Ridracoli, una faglia trascorrente destra antiappenninica coincide perfettamente con la scarpata del terrazzo b_4 (MARTELLI & RICCI LUCCHI, 1994).

IX - TERMALISMO

I centri di Bagno di Romagna e San Piero in Bagno devono il nome, l'origine e lo sviluppo proprio alle acque termali, note fin dall'epoca romana. Sorgenti di acque calde e sulfuree sono presenti in varie località delle alte valli del Bidente e del Savio. Oltre alle Terme di Sant'Agnese di Bagno di Romagna, si ricordano: la Fonte Solforica, conosciuta anche come Pozza della Troia o della Scrofa, nella Foresta della Lama; la sorgente Chiardovo, nel fosso di Volanella, a sud-ovest di Bagno di Romagna; le sorgenti nei pressi di Isola lungo il Bidente di Ridracoli, nei pressi di Valbona a nord di Poggio La Lastra, lungo il torrente Fantella, il torrente Suasia e i vari rami ed affluenti del Bidente e del Savio.

Gran parte delle sorgenti sulfuree sono localizzate in corrispondenza di zone intensamente fratturate.

Agli inizi degli anni '80, la Società AQUATER ha svolto uno studio idrogeologico sull'origine e potenzialità di sviluppo del termalismo di Bagno di Romagna. I dati e l'interpretazione qui presentati derivano da tale studio, al quale si rimanda per informazioni specifiche e più approfondite (AQUATER, 1982, 1984; MERLO *et alii*, 1988; si veda anche RER-ENI AGIP, 1998).

Le Terme di Sant'Agnese sono alimentate da sorgenti ipertermali, le cui acque appartenengono al gruppo bicarbonato-alcalino; la temperatura media è di 42°C-43°C.

E' stato evidenziato che il circuito idrotermale è legato alla Formazione Marnoso Arenacea e alle liguridi s.l. della sinclinale di San Piero in Bagno, che l'area di alimentazione ed il bacino idrotermale della sorgente sono stati individuati proprio in corrispondenza della suddetta sinclinale e che le termalità della

sorgente è dovuta essenzialmente a riscaldamento per gradiente geotermico.

I rilievi sismici indicano che il tetto della successione carbonatica, substrato della Formazione Marnoso Arenacea, nell'alta Valle del Savio, si trova a circa 5000 metri di profondità dal piano di campagna e che lo spessore delle liguridi s.l. soprastanti è valutabile in circa 1000 metri.

Le sorgenti sono localizzate in un'area circoscritta, in corrispondenza dell'incrocio di faglie subverticali profonde ad andamento E-W e appenninico, con analoghe strutture ad andamento antiappenninico, longitudinali alla valle (zona di faglia del Savio).

I corpi rocciosi di maggiore interesse ai fini degli acquiferi sono i *klippen* costituiti dalle arenarie del Monte Comero e dai calcari del Monte Fumaiolo, appartenenti alla coltre di San Piero in Bagno (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1:100.000, F. 108 MERCATO SARACENO).

L'analisi geochimica indica che, per la particolare riemersione delle acque termali, si ha un mescolamento con le acque superficiali non termali, mentre esclude il mescolamento con le acque profonde non termali.

Da un confronto del contenuto salino delle acque termali (solidi disciolti <math>< 1 \text{ g/l}</math>) con quello delle acque provenienti dalla successione calcarea sottostante (solidi disciolti = 30-70 g/l), ricavabile dai *logs* di perforazione di pozzi petroliferi (pozzi Spinello 1 e Montepietra 1), si può escludere un circuito termale legato al substrato calcareo.

L'evoluzione chimica delle acque termali permette di distinguere nettamente il circuito idrico; la lunghezza del circuito termale è stata valutata, dagli isotopi radioattivi, in un tempo superiore ai 30 anni e inferiore al migliaio d'anni.

Date le caratteristiche geologico-strutturali, considerando un gradiente geotermico medio valutato in 33°C/Km e che la sorgente scaturisce in corrispondenza dell'incrocio di diversi trend tettonici, per spiegare l'origine del termalismo di Bagno di Romagna, è possibile ipotizzare il modello di circolazione idrica di fig. 4.

Per le caratteristiche geologico-strutturali e idrogeologiche, i terreni della struttura sinclinalica di San Piero in Bagno favoriscono l'infiltrazione delle acque superficiali a notevole profondità. Il circuito idrotermale è limitato alla Formazione Marnoso-Arenacea e ai terreni soprastanti. Le acque raggiungono una profondità di 1500-3000 metri, subiscono l'aumento termico e il processo di diversificazione chimica in funzione delle condizioni chimico-fisiche ambientali. Dopo alcune centinaia d'anni, le acque termali risalgono rapidamente in superficie lungo faglie.

Infine, lo studio eseguito dalla Società AQUATER conclude che il regime idrologico della sorgente di Sant'Agnese non è in relazione con l'andamento delle precipitazioni meteoriche attuali. Le oscillazioni di portata sembrano essere in relazione con l'interferenza del sistema idrico superficiale. Quando la sor-

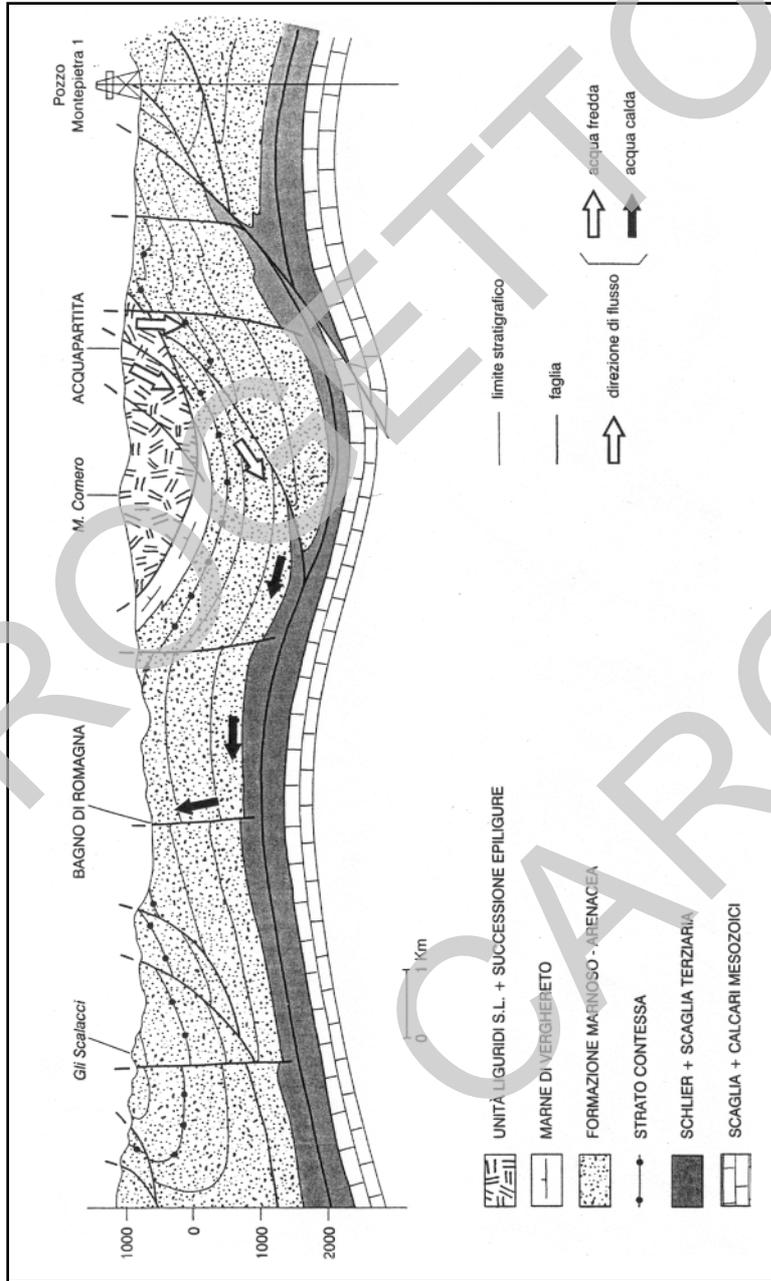
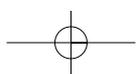
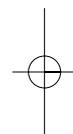
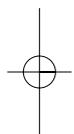


Fig. 4 - Modello di circolazione idrotermale di Bagno di Romagna.

86

gente termale è sottoposta a pompaggio si osserva un flusso dalla falda alluvionale verso la sorgente termale, con miscelazione delle acque fredde superficiali con quelle di origine termale e conseguente diminuzione del grado di termalità. Si può pertanto supporre una portata di base costante propria della sorgente termale e un parte fluttuante legata al sistema superficiale.



X - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'area del F. 265 non sono presenti importanti scavi a fini estrattivi. Tuttavia, fin dal Medioevo, le rocce arenacee della Formazione Marnoso-Arenacea, del Poggio Carnaio, del M. Comero e del M. Falterona, note come "pietra serena", sono state sfruttate per l'edilizia pubblica e privata, per costruire chiese, ponti e ornamenti come portali, colonne e balconate, favorendo lo sviluppo dell'artigianato locale della lavorazione della pietra e la fondazione di cooperative di scalpellini.

Le arenarie della Formazione Marnoso-Arenacea sono generalmente a grana fine e ben cementate; quelle del M. Falterona e del Poggio Carnaio sono a grana maggiore e meno cementate (Cap.IV), più facilmente lavorabili ma meno resistenti all'erosione.

Le cave della Formazione Marnoso-Arenacea sono localizzate in corrispondenza degli orizzonti più carbonatici (strato Contessa, strato Calanca, strato Vetreta, alcune "colombine"), la cui pietra è conosciuta localmente con il nome di "albarese" (da non confondere con l'"alberese" delle unità liguridi *Auctt.*) (VEGGIANI, 1979). Questa veniva sfruttata anche per ottenere calce; nei depositi detritici e in quelli terrazzati prossimi ai corsi d'acqua si rinvengono talora vecchie fornaci scavate nel terreno dove i contadini cuocivano le rocce calcaree; ancora oggi, sul fondo di queste conche, sono riconoscibili resti di tali rocce.

Piccole cave di "albarese", quasi tutte abbandonate, sono presenti un po' ovunque.

Altre cave di arenarie, meno calcaree, sono state coltivate in passato nei pressi del valico del Carnaio.

88

La pietra serena veniva estratta anche dai blocchi scivolati a valle lungo i pendii a franapoggio sia della Formazione Marnoso-Arenacea che delle Arenarie di Poggio Carnaio (VEGGIANI, 1979). Ad esempio, sul versante sinistro del Fosso di Fiumicino, a nord-ovest di S. Benedetto in Alpe, l'estrazione, tuttora attiva, dell'arenite dello strato di Calanca è facilitata proprio dall'assetto a franapoggio come il pendio.

Nei depositi recenti del Savio e del Bidente, sono presenti anche piccole escavazioni di ghiaia e sabbia.

Infine si segnalano alcune manifestazioni gassose locali nella zona di faglia del Savio, a Bagno di Romagna e a Larciano, e nella zona di faglia del Bidente, nei pressi di Valbona a nord di Poggio La Lastra. Tuttavia, i pozzi perforati negli anni '60 per la ricerca di idrocarburi, fuori carta ma prossimi al F. 265, menzionati al Cap. IV, 3.1., sono risultati sterili.

XI - SISMICITÀ

(a cura di L. Peruzza e R. Camassi)

La zona del forlivese è stata interessata nel corso dei secoli da alcuni terremoti di notevole intensità. Attualmente è classificata come zona sismica di II categoria nell'Atlante della classificazione sismica nazionale (SERVIZIO SISMICO DEL CONSIGLIO SUPERIORE DEI LAVORI PUBBLICI, 1986) ed anche le stime di pericolosità sismica più aggiornate (SLEJKO *et alii*, 1998; FRASSINETI *et alii*, 1997) confermano l'importanza di questo settore dell'Appennino Settentrionale, con il 50-70% di probabilità di superare la soglia del danneggiamento (approssimativamente posto pari ad un'accelerazione orizzontale di picco di 0.1 g) in un periodo di osservazione di 20 anni (vedi SLEJKO *et alii*, 1998).

La modesta urbanizzazione della zona montuosa, contrapposta agli insediamenti più diffusi ed antichi della fascia collinare e pianeggiante, crea talvolta dei problemi nella localizzazione e nella valutazione dell'intensità dei terremoti nell'area epicentrale sulla base di dati macrosismici; queste stesse condizioni influenzano fortemente anche la completezza della documentazione storica, e di conseguenza la stessa rappresentatività dei cataloghi sismici correnti rispetto alla sismicità reale. Inoltre, la sismicità della zona risulta spesso influenzata dalla sismicità di aree limitrofe, quali la fascia costiera del riminese e ravennate, la zona meridionale di Camerino e Città di Castello ed il settore occidentale al confine con la Toscana (Mugello).

Per una migliore definizione della sismicità dell'alto Appennino Forlivese è quindi necessaria un'analisi critica dei terremoti storici riportati in catalogo, alla luce soprattutto dei diversi studi su base macrosismica svolti nell'ultimo decen-

nio. Per la zona in esame sono state individuate le più recenti ed affidabili versioni di cataloghi dei terremoti, di interesse nazionale e/o locale.

Il documento di partenza è costituito dal "Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980" (POSTPISCHL, 1985a), compilato nell'ambito del Progetto Finalizzato Geodinamica (PFG) del CNR, ed affiancato da un atlante con le monografie dei campi macrosismici di alcuni importanti terremoti (POSTPISCHL, 1985b). Una revisione del catalogo PFG, importante anche per l'area indagata, è costituita dal "Catalogo dei terremoti significativi per il territorio della Repubblica di San Marino" (POSTPISCHL, 1991), dove è possibile trovare una descrizione dettagliata delle modifiche apportate. Questo ed ulteriori studi successivi sono confluiti nel Catalogo NT4.1.1 (CAMASSI & STUCCHI, 1997) pubblicato dal Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti del CNR, e disponibile in internet al sito <http://www.emidius.itim.mi.cnr.it>, assieme al database di osservazioni macrosismiche DOM (MONACHESI & STUCCHI, 1997) che ne costituisce il sostanziale supporto. Ulteriore documentazione macrosismica è disponibile nelle due edizioni del Catalogo dei forti terremoti in Italia (CFT1 e CFT2 rispettivamente BOSCHI *et alii*, 1995 e 1997).

Per il periodo successivo al 1980 sono stati utilizzati i dati strumentali pubblicati dall'Istituto Nazionale di Geofisica (ING, 1991; FREPOLI & AMATO, 1997), parzialmente integrati da dati di reti locali e revisionati nel periodo 1980-1990 (PERUZZA & MARTELLI, 1996).

Il quadro che emerge dal confronto di questi cataloghi ridimensiona la sismicità di alto grado nella zona analizzata, compresa tra i vertici di coordinate $43^{\circ} 30'N - 11^{\circ} 24'E$ e $44^{\circ} 30'N - 12^{\circ} 42'E$ (vedi fig. 5 e tab. 2). La tab. 2 presenta gli eventi con intensità epicentrale (I_0) pari o superiore a IX (grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg, MCS) che ricadono nell'area oggetto di indagine, con i relativi parametri riportati, rispettivamente, nel catalogo NT4.1.1 (CAMASSI & STUCCHI, 1997) e nel catalogo CFT2 (BOSCHI *et alii*, 1997). Come si può notare sia i parametri intensità e magnitudo, sia le localizzazioni sono sostanzialmente coincidenti, essendo i rispettivi studi di supporto pressochè equivalenti. Le uniche leggere divergenze nella localizzazione sono attribuibili ad un diverso avanzamento dei rispettivi studi di supporto (ad esempio CFT2 per l'evento del 1584 e POSTPISCHL, 1990 per l'evento del 1688). Va anche osservato che il deciso miglioramento dei dati di base disponibili per l'evento in Mugello del 1919 non modifica in alcun modo i parametri del terremoto.

I dati di base per gli eventi del 1542 e del 1919 sono disponibili in POSTPISCHL (1985b); per gli eventi dell'Appennino marchigiano del 1389 e del 1781 sono disponibili studi, tuttora inediti, di CASTELLI *et alii* (1996) e di MONACHESI (1987), mentre per gli altri terremoti i dati di base sono forniti dal lavoro di POSTPISCHL (1990). Le valutazioni di intensità macrosismica al sito e le relative mappe per tutti questi eventi sono disponibili nell'archivio macrosismico del GNDT

(MONACHESI & STUCCHI, 1997). Analogamente studi e valutazioni di intensità sono consultabili nelle due edizioni del CFT (BOSCHI *et alii*, 1995; 1997).

La distribuzione degli epicentri del periodo 1000-1980 è rappresentata in fig. 5. I dati sono tratti dal catalogo NT4.1.1 (CAMASSI & STUCCHI, 1997), che, essendo stato realizzato nell'ambito delle attività finalizzate alla valutazione della pericolosità sismica nazionale (vedere a questo proposito ancora il sito web del GNDT) garantisce almeno la completezza dell'informazione relativa agli eventi indipendenti superiori alla soglia del danneggiamento: tale requisito non è soddisfatto dagli altri prodotti.

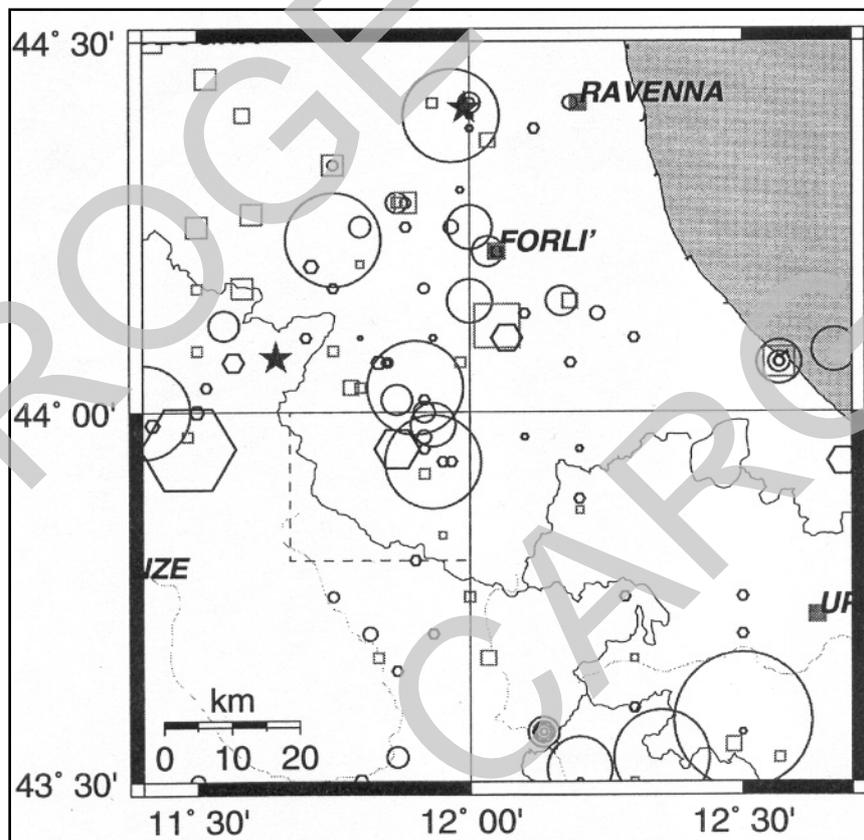


FIG. 5 - Mappa degli epicentri dei terremoti della Romagna nel periodo 1000-1980: i dati sono tratti da CAMASSI & STUCCHI, 1997. I cerchi si riferiscono agli eventi fino al 1799, i quadrati dal 1800 al 1899, gli esagoni dal 1900 al 1980: la dimensione dei simboli è proporzionale all'intensità epicentrale. In tratteggio viene riportato il limite del F. 265.

TAB. 2 - Confronto fra i record dei due più recenti cataloghi disponibili per l'Italia, NT4.1.1 e CFT2 (in corsivo). Nel campo Rt è riportato il riferimento allo studio da cui deriva la parametrizzazione, in Nmo compaiono il numero di osservazioni macrosismiche disponibili, in Ix il massimo valore di intensità osservato ($\times 10$), in Io l'intensità epicentrale ($\times 10$), in Ms la magnitudo ($\times 10$) con relativo codice di derivazione (vedi CAMASSI & STUCCHI, 1997 per ulteriori indicazioni).

N	Ye	Mo	Da	Località	Rt	Nmo	Ix	Io	Lat	Lon	Ms
1062	1389	10	18	BOCCA SERRIOLA	CAA96	9	90	90	43.533	12.35	62M
	1389	10	18	Appennino umbro-march.	CFT97	7	85	85	43.53	12.37	60
778	1542	06	13	SCARPERIA	FEM85	45	90	90	44.000	11.400	62M
	1542	06	13	Mugello	CFT95	47	90	90	44.00	11.38	59
	1584	09	12	ROMAGNA	POS90	9	90	90	43.933	11.933	62M
	1584	09	10	Appennino tosc-em.	CFT97	18	90	90	43.87	12.00	60
801	1661	03	22	CIVITELLA DI ROM.	POS90	43	90	90	44.033	11.900	62M
	1661	03	22	Appennino Romagnolo	CFT95	58	90	90	44.02	11.90	58
834	1688	04	11	ROMAGNA	POS90	36	90	90	44.400	11.967	62M
	1688	04	11	Romagna	CFT95	26	90	85	44.38	11.95	58
840	1781	04	04	FAENTINO	POS90	78	90	90	44.233	11.750	62M
	1781	04	04	Romagna	CFT95	80	95	95	44.23	11.78	59
1075	1781	06	03	CAGLIESE	MON87	157	100	95	43.583	12.500	64M
	1781	06	03	Appennino march.	CFT95	149	100	95	43.58	12.35	61
788	1919	06	29	MUGELLO	FEP85	149	90	90	43.95	11.483	63 O
	1919	06	29	Mugello	CFT95	269	90	90	43.95	11.48	60

La sismicità del '900 appare di minore entità rispetto a quella dei secoli precedenti (ad eccezione dell'evento di Santa Sofia del 1918 e del Mugello del 1919); oltre ad indagini di tipo storico classico, per questi eventi è possibile utilizzare, in alcuni casi, dati di tipo strumentale.

I primi sismografi infatti entrarono in funzione, in alcune città italiane ed estere, all'inizio del secolo, ma erano in grado di fornire informazioni solo di terremoti molto forti o molto vicini al sito di registrazione. Un incremento nel numero di stazioni di misura si è verificato intorno agli anni '30, per regredire nuovamente con la II guerra mondiale. Dagli anni '60 si può ritenere ben documentata solo la sismicità forte e fortissima (>VIII MCS), con alcune realtà locali (reti regionali, osservatori astronomici o monitoraggi a cura dell'ENEL) a migliorare la situazione. Dalla fine degli anni '70 ha cominciato ad essere significativa la direzione e coordinamento, da parte di ING, di una rete sismometrica a carattere nazionale.

Queste considerazioni hanno suggerito la definizione di un insieme di terremoti strumentali da sottoporre a revisione, previa la raccolta dei dati disponibili, e della documentazione bibliografica esistente.

Nella zona di principale interesse (ovvero l'area interessata dalla carta geologica in esame, e le zone limitrofe), in questo secolo, tre soli eventi hanno superato il VI MCS: si tratta del terremoto del Forlivese del 19/2/1911, di intensità VII-VIII MCS e di magnitudo $M_s=5,2$ (i dati di magnitudo sono tratti da MARGOTTINI *et alii*, 1993), quelli di Santa Sofia del 2/12/1917 (di intensità valutata VI-VII MCS e $M_s=4,9$) e del 10/11/1918 (con intensità stimata pari ad VIII e $M_s=5,8$); purtroppo il limitatissimo numero di stazioni registranti all'epoca in Italia, unitamente a problemi di corretta misurazione del tempo, non rendono possibile una rilocalizzazione con i tradizionali metodi dei primi arrivi, e risulta più attendibile la determinazione dell'epicentro su base macrosismica (POSTPISCHL, 1990; CASTELLI *et alii*, 1996). Le indagini di tipo storico su terremoti del novecento presentano tuttavia problemi di non facile soluzione, analoghi se non superiori a quelli che si incontrano nello studio di eventi del periodo medioevale o moderno, particolarmente per il periodo che va dal primo dopoguerra alla fine degli anni Cinquanta. Le ragioni di ciò sono molteplici e si intrecciano: i gravi problemi economici e sociali prodotti dai due conflitti mondiali, l'effetto di saturazione prodotto dagli stessi sul sistema informativo, problemi di ordine sociale e politico durante il ventennio fascista, che influiscono direttamente sulla circolazione delle informazioni attraverso forme di censura, il progressivo e inarrestabile declino degli organismi preposti alla raccolta dei dati di tipo sismologico (La Società Sismologica Italiana cessa la pubblicazione della sua raccolta di "Notizie sui terremoti osservati in Italia" con il 1913), ecc. A queste ragioni se ne sommano altre di tipo più propriamente culturale (quale ad esempio il declino della tradizione giornalistica locale tardo-ottocentesca) o amministrativo (la forte dispersione di documentazione amministrativa avvenuta nella seconda metà degli anni Quaranta), che rendono estremamente complessa la raccolta di documentazione sui terremoti di questo periodo, soprattutto se si tratta di eventi di energia moderata. Per questa ragione, a parte singole situazioni, risultano disponibili pochi studi per gli eventi del novecento, la maggior parte dei quali a carattere preliminare. Altri eventi hanno raggiunto la soglia del danneggiamento (pari al VI MCS) nel 1915, 1935 ($M_s=5,1$), 1952 ($M_s=4,4$), 1953 ($M_s=4,6$), 1956 ($M_s=4,7$), 1957 ($M_s=4,2$), 1959, 1961 ($M_s=3,8$), 1965 ($M_s=4,3$), 1970 ($M_b=4,6$ e $3,9$). Una buona descrizione delle crisi sismiche che hanno accompagnato gli eventi dal 1953 al 1957 è riportata in DE PANFILIS (1959).

Tutti questi eventi, pur testimoniando una continua attività sismica dell'area,

sono insufficienti, in relazione al potere di definizione della strumentazione dell'epoca, per fornire buone indicazioni sui parametri della sorgente (profondità, meccanismo focale, ecc.). Fanno eccezione due eventi ai margini della zona indagata, che rappresentano le uniche indicazioni sui meccanismi di rottura disponibili in bibliografia per il periodo antecedente al 1980: si tratta dell'evento del 11/2/1939 dell'Appennino Tosco-Romagnolo e l'evento di Lugo di Romagna del 5/12/1978 (GASPARINI *et alii*, 1985); le magnitudo riportate da GASPARINI *et alii*, 1985 sono rispettivamente pari a 4,7 e 4,6, mentre MARGOTTINI *et alii*, 1993 forniscono rispettivamente M_s pari a 4,8 e 4,2. Questo confronto è indicativo della incertezza ed ambiguità con cui, ancor oggi, vengono trattati i dati strumentali, e della necessità quindi di maneggiare con cautela parametri tradizionalmente considerati "sicuri". La localizzazione strumentale dei due eventi è riportata con una stella in fig. 5, e con i simboli di maggior dimensione in fig. 6; per entrambi gli eventi gli Autori propongono un meccanismo focale - ottenuto dalla polarità del primo impulso - di carattere distensivo su strutture di direzione appenninica. La profondità, già dichiarata di difficile valutazione da un ottimo lavoro di CALOI (1939) è indicata in 7 km per l'evento del 1939, e 18 per quello del 1978.

La rilocalizzazione strumentale dei terremoti ha fornito invece risultati apprezzabili nel periodo successivo al 1980. Tutti i terremoti post 1980 non adeguatamente ricontrollati vengono tralasciati in questa analisi a piccola scala, in quanto gli errori di localizzazione ad essi associati potrebbero fortemente inficiarne l'interpretazione.

In particolare, PERUZZA & MARTELLI (1996) hanno rilocalizzato circa 60 eventi riportati nel catalogo ING (1991) con una magnitudo $M_d \geq 3$ nel periodo 1980-1990; durante questo periodo, infatti, la rete sismometrica nazionale ha raggiunto un discreto numero di stazioni, che, integrato con quelle di reti di monitoraggio autonome installate nelle aree limitrofe, ha consentito di colmare lacune nella copertura azimuthale, permettendo pertanto localizzazioni attendibili. Gli eventi sono stati rilocalizzati con l'utilizzo di tutti i dati relativi ai tempi di arrivo disponibili, fra i quali anche quelli di una rete di controllo microsismico della Diga di Ridracoli, installata nel 1981 dal Consorzio Acque per le Provincie di Forlì e Ravenna, avvalendosi della collaborazione dell'ISMES di Bergamo. Sono state quindi recuperate complessivamente circa 2000 registrazioni, di cui oltre un terzo dotate del tempo di arrivo sia delle onde P che delle onde S. La localizzazione è stata ottenuta utilizzando un tradizionale codice di calcolo (LEE & LAHR, 1975) ed un modello crostale a strati piani e paralleli derivato dai dati di sismica e di perforazioni petrolifere disponibili per la zona. Gli eventi sono rappresentati in fig. 6 con dei cerchi, ed hanno un errore orizzontale medio molto contenuto (<2 km), mentre quello verticale è leggermente superiore

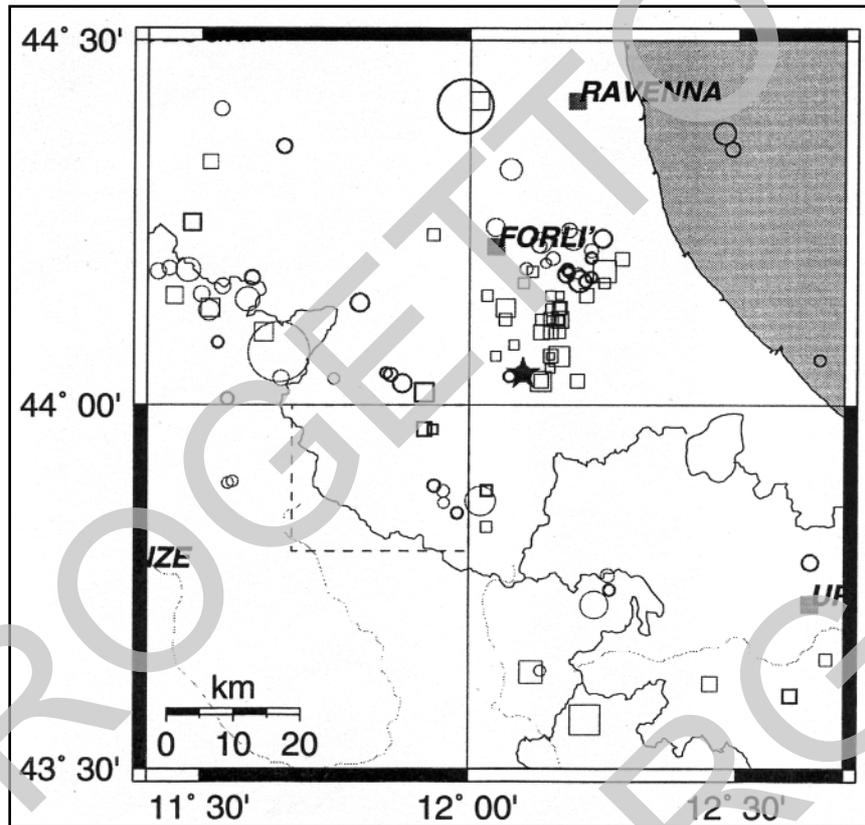


FIG. 6 - Mappa degli epicentri dei terremoti rilocalizzati della Romagna nel periodo 1980-1995: con dei cerchi sono riportati i dati di PERUZZA & MARTELLI, 1996, con dei quadrati quelli di FREPOLI & AMATO, 1997. A tratto ingrossato vengono rappresentati gli eventi localizzati a profondità superiori ai 15 km. La dimensione dei simboli è proporzionale alla M_d . In tratteggio viene riportato il limite del F. 265.

(<5 km); sono state però riscontrate spesso forti instabilità nella stima della profondità, attribuibili sia alla struttura della rete, sia ad eterogeneità laterali di velocità, instabilità che impongono molta cautela nella estrapolazione dei dati di profondità.

La sismicità dell'Appennino Settentrionale nel periodo 1988-1995 è stata inoltre studiata da FREPOLI & AMATO (1997), con la rilocalizzazione di eventi di M_d compresa tra 2,6 e 4,8. Nella rilocalizzazione FREPOLI & AMATO (1997) si sono avvalsi dei soli dati della rete sismometrica nazionale, utilizzando un modello crostale a gradiente di velocità. Anche in questo caso gli eventi che rica-

dono nell'area di interesse sono circa 60, riportati in fig. 6 con dei quadrati; essi sono principalmente legati alla crisi sismica nel settore di Bertinoro-Forlimpopoli, avvenuta dall'ottobre al dicembre 1993. Solo tre eventi sono stati studiati da entrambi gli autori con piccole differenze nella localizzazione, e vengono mappati in accordo con PERUZZA & MARTELLI (1996). Similmente all'altro set di dati analizzati, gli autori dichiarano errori orizzontali piuttosto contenuti, mentre più critica è la valutazione dell'attendibilità della profondità.

La sismicità strumentale rilocalizzata si concentra in alcuni distretti abbastanza definiti: il più importante risulta quello di Forlimpopoli, seguito dalla valle del Santerno nel lato occidentale, e da raggruppamenti di alcune scosse nella zona di Badia Tedalda, Bagno di Romagna, Civitella di Romagna; inoltre sono presenti eventi isolati sia all'interno che all'esterno della zona di interesse.

I meccanismi focali ottenuti dai due dataset rilocalizzati sono di più complessa interpretazione. FREPOLI & AMATO (1997) evidenziano una dominanza di meccanismi legati a faglia inversa, o trascorrente, con asse compressivo medio circa in direzione NE-SW. PERUZZA & MARTELLI (1996), invece, riscontrano una notevole varietà di meccanismi; diversi sono stati interpretati come distensivi, con piani di rottura di direzione appenninica o variabile attorno a N-S: molte sono le soluzioni prevalentemente trascorrenti, con piani di faglia mediamente NE-SW / NW-SE; infine anche le soluzioni compressive sono ben rappresentate, con leggera dominanza di piani a direzione antiappenninica.

E' ragionevole pensare che un quadro così frammentato non sia da imputarsi solo a variazioni locali del regime di sforzo cui è soggetta la zona, ma anche - se non soprattutto - alla ripresa di piani di taglio preesistenti, legati ai diversi sistemi di fagliazione ereditati; la loro geometria, in tal caso, può determinare meccanismi focali fra loro molto dissimili anche in presenza di un regime di sforzo omogeneo. A questo scopo diventa di cruciale importanza la determinazione complessiva del tensore di stress, e l'analisi delle condizioni di omogeneità del set di dati.

FREPOLI & AMATO (1997), accorpano, in base alla tipologia dei meccanismi focali, eventi che interessano tutto il settore esterno dell'Arco Appenninico Settentrionale, ed individuano per la fascia un regime compressivo con asse di sforzo massimo orizzontale, ed orientato NE-SW, mentre gli assi intermedio e minimo sono rispettivamente in $60^\circ/306^\circ$, e $30^\circ/108^\circ$. In base ai risultati presentati, il dataset non può considerarsi omogeneo (vedasi LU *et alii*, 1997 per la trattazione del problema), nonostante quanto asserito dagli autori.

Incoraggianti sembrano invece, in termini di omogeneità del dataset, i risultati ancora preliminari dell'inversione relativa ai dati di PERUZZA & MARTELLI (1996) (PERUZZA, com. pers.). Essi individuano una direzione dell'asse di sforzo massimo σ_1 N-S, con σ_2 e σ_3 equivalenti ($R=0,5$) e rispettivamente orizzontale

e verticale. Sono queste le condizioni teoriche attese affinché lo slip della faglia non sia obliquo, con meccanismi attesi, in un mezzo omogeneo, di faglia inversa o trascorrente. E' ragionevole pertanto che si riscontrino soluzioni molto eterogenee, causate dalla geometria di un piano di taglio preesistente. La maggior parte degli eventi, in questo caso, cadono nelle sorgenti N.37 e N.40 del modello sismotettonico del GNDT (vedi sito web), rispettivamente interpretate come strutture longitudinale e trasversale. Nella prima si prevedono meccanismi prevalentemente inversi o trascorrenti; nella seconda prevalgono le condizioni di slip destro con subordinate condizioni distensive per gli eventi più profondi nella crosta, in pieno accordo con quanto emerso dalla presente analisi.

L'ultima considerazione riguarda la profondità dei terremoti: come già accennato la profondità della sismicità della zona è di difficile valutazione, con forti instabilità nei valori ottenuti che variano dai 3 ai 20 km. Un evento isolato (indicato con una stella in fig. 6) risulta anomalo per la profondità estremamente elevata (pari a 51 km, con errore valutato <3 km), mantenutasi relativamente stabile in vari test di localizzazione; il meccanismo focale associato è ancora legato ad un contesto distensivo. Altri autori riscontrano comunque l'esistenza di terremoti molto profondi nell'Appennino Settentrionale (MELONI *et alii*, 1990). Una più approfondita analisi sull'influenza della geometria della rete e delle anisotropie di velocità molto marcate ed influenti in direzione antiappenninica potrà chiarire la realtà fisica di questi valori molto elevati.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. & BRUNI P. (1987) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine nord-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 19-33.
- ABBATE E., BRUNI P. & SAGRI M. (1991) - *Sezione geologica dai Monti del Chianti al Passo dei Mandrioli*. In: *Studi preliminari all'acquisizione dati del profili Punta Ala-Gabicce; a cura di Piali G., Barchi M. & Menichetti M.* AGIP-CNR-ENEL Prog. Strateg. Crosta Prof., sottoprogramma CROP 03. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. (1991/1), 211-215.
- ACHILLI V., ARCA S., BALDI P., CHIGGIO R., LANDUZZI A., MARABINI S., TINTI S., VAI G.B. (1990) - *Studio sismotettonico dell'Appennino forlivese: il progetto GEOSIS*. Bollettino di geodesia e scienze affini, **4**, 319-361.
- AMOROSI A. (1987) - *Analisi delle relazioni stratigrafiche tra la "Marnoso-Arenacea" e le "Marne di Verghereto" nella sinclinale di San Piero in Bagno (Appennino Forlivese)*. Gior. Geol., ser. 3, vol. **49/2**, 103-110.
- AMOROSI A. (1992) - *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., RICCI LUCCHI F. & TATEO F. (1996) - *The Lower Miocene siliceous zone: a marker in the palaeogeographic evolution of the northern Apennines (Italy)*. Palaeo., Palaeo., Palaeo., **118**, 131-149.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1995b) - *Detecting a sequence boundary across different tectonic domains: an example from the Middle Miocene of the northern Apennines (Italy)*. Terra Nova, **8**, 334-346.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 355-366.
- ANDREOZZI M. (1990) - *Stratigrafia fisica delle Arenarie di M. Cervarola nel settore nord-occidentale dell'Appennino Settentrionale tra la Val Secchia (RE) e la Val Panaro (MO)*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 269-285.
- ANDREOZZI M., FORNACIARI E., RIO D. & ZANZUCCHI G. (1990) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei ed età dell'Unità Cervarola nell'Appennino Reggiano-Bolognese. (Riassunto)*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 185.
- ANTOLINI P. & CREMONINI G. (1990) - *Litostratigrafia e tettonica della Formazione Marnoso-arenacea romagnola fra le valli del Lamone e del Savio (Appennino Settentrionale)*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 447-458.
- ARTIOLI G. P., CIARDI G., GARBERI M.L. & MARTELLI L. (1995) - *The digitised geological cartography of the Emilia-Romagna Region to scales 1:10,000 and 1:50,000. The cartographic generalisation process. Sheet 265 Bagno di Romagna*. 17th International Cartographic Conference, Barcelona, September 3rd-9th, 1995. Proceedings 1, 860-864. Generalitat de Catalunya, Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Institut Cartogràfic de Catalunya.
- AZZAOLI A., CITA M.B. & SELLI R. (1969) - *Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica*. Boll. Serv. Geol. It., **89**, 3-22.
- AQUATER (1982) - *Industria termale e utilizzazioni dei fluidi geotermici: l'esempio del progetto "Bagno di Romagna"*. A.N.I.M., giornata di studi su: Fluidi caldi e risorse energetiche marginali del sottosuolo". GEOFLUID, Piacenza 1 ottobre 1982.
- AQUATER (1984) - *Le risorse idrotermali del progetto Bagno di Romagna*. Giornata di studio "Idrotermalismo e Geotermia. L'esempio di Bagno di Romagna". Bagno di Romagna, 29 giugno 1984.

- BALLY A.W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Ed., Bologna, pp. 276.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G.F., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1983) - *Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale*. Con Note Illustrative. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 503-549.
- BENDKIK A.M., BOCCALETTI M., BONINI M., POCCIANTI C. & SAINI 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. (1986) - *Rilevamento geologico nell'area di S. Sofia (Appennino forlivese): implicazioni macrotettoniche e sismotettoniche*. Tesi di Laurea inedita, Univ. Bologna.
- BENINI A. A. (1991) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. Sezz.: 265030 Galeata Sud, 265040 Collina, 265070 S. Sofia Sud, 265080 Spinello, 265120 S. Piero in Bagno*. Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- BENINI A. A. (1995) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. Sezz.: 266090 Acquapartita, 266100 Quarto, 266130 Alfero, 265140 Capanne*. Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- BENINI A. & FARABEGOLI E. (1990) - *Tettonica trasversale nell'Appennino Forlivese: la Linea del Bidente*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 245-256.
- BENINI A., FARABEGOLI E., MARTELLI L. & SEVERI P. (1990) - *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 (1991), 231-244.
- BENTINI L., BIONDI P.P. & VEGGIANI A. (1965) - *Le ricerche speleologiche nel territorio romagnolo tra il Montone e il Foglia*. Studi Romagnoli, **XVI**, 473-508.
- 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.
- BERTACCHINI M. (1992) - *Transizione tra le arenarie di Monte Cervarola e la Formazione Marnoso-arenacea nell'Appennino bolognese e toscano*. Gior. Geol., ser. 3, vol. **54/1**, 195-205.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1990) - *Liguridi, mélanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la "linea del Sillaro" (Appennino settentrionale, Province di Firenze e Bologna)*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), pp. 387-415.
- BIJU DUVAL B., MOORE J.C. ET ALII (1984) - *Initial reports of the DSDP, 78A*. Washington (U.S. Government Printing Office), Vol. LXXVIII.
- BOCCALETTI M., COLI M. & NAPOLEONE G. (1977) - *Nuovi allineamenti strutturali da immagini landsat e rapporti con l'attività sismica negli Appennini*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 679-694.
- BOCCALETTI M., COLI M. & NAPOLEONE G. (1980) - *Landsat lineation pattern in the Apennines and its geodynamic significance*. Mod. Geol., **7**, 95-103.
- 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. (eds.) (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale*. CNR Prog. Fin. Geodin. S.P. 5, pubbl. 429.
- 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., 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.,

- Palaeo., 77, 41-50.
- 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., Palaeo., 77, 3-14.
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E. & PASSERINI P. (1969) - *Geological Map of the Northern Apennines and adjoining areas*. CNR.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The miogeosynclinal sequences*. In: Sestini G. (ed.) - *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedim. Geol., v. 4, 341-444.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (eds., 1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*, Bologna, 970 pp.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (EDS., 1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*, Bologna, 644 pp.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust system*. AAPG Bull., 66 (9), 1196-1230.
- BRUNI P. & PANDELI E. (1980) - *Torbiditi calcaree nel Macigno e nelle Arenarie del Cervarola nell'area del Pratomagno e del Falterona (Appennino Sett.)*. Mem. Soc. Geol. It., 21, 217-230.
- BUCEFALO PALLIANI R., LUCCHETTI L., NINI C., NOCCHI M. & RETTORI R. (1997). *Age and palaeoecological inferences of the upper Monte Falterona Sandstone Formation (Lonnano Member, Early Miocene), Northern Apennines*, Giorn. di Geol., ser. 3a, vol. 59/1-2, 143-168.
- BUTLER R.W.H. (1982) - *The terminology of structures in thrust belts*. J. Struct. Geol., 4 (3), 239-245.
- CALOI P. (1939) - *Il terremoto dell'Appennino tosco-romagnolo dell'11 febbraio 1939-XVII*. La Ricerca Scientifica, 10, 998-1004.
- CAMASSI R. & STUCCHI M. (1997) - +NT4.1: un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno, Milano, 93 pp. (versione 4.1.1).
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedim., vol. 8, 7-26.
- CANUTI P., GARZONIO C.A. & RODOLFI ET ALII (1992) - *I. Frana di Castagno d'Andrea*. In: Piani di Bacino. Guida all'escursione "Il bacino e l'asta fluviale dell'Arno e del Serchio"; stop 1, pp. 3-10. 76a Riunione Estiva della Soc. Geol. It., Firenze 25-26 settembre 1992.
- CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A. & VAI G.B. (1991) - *Stili deformativi ed evoluzione tettonica della Successione Neogenica Romagnola*. Studi Geol. Cam.,
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1981) - *Catalogo delle Unità Formazionali Italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., Vol. CI (1980), 343-542.
- CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO EMILIANO-ROMAGNOLO 1:10.000 - Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1:100.000 - Fogli: 99 FAENZA, 100 FORLÌ, 107 M. FALTERONA, 108 MERCATO SARACENO. Serv. Geol. Naz., IPZS, Roma.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G., VAI G.B., RABBI E., PINI G.A. & CRESTANA G. (1986) - *Analisi strutturale del fronte appenninico padano*. Giof. Geol., ser. 3, 47(1-2), 47-76.
- CASTELLI V., MONACHESI G., MORONI A. & STUCCHI M. (EDS., 1996) - *I terremoti toscani dall'anno 1000 al 1880: schede sintetiche*. GNDT, rapporto interno, Macerata-Milano, 314 pp.
- CATANZARITI R., RIO D., CHICCHI S. & PLESI G. (1990) - *Età e biostratigrafia a Nannofossili calcarei delle Arenarie di M. Modino e del Macigno nell'alto Appennino reggiano-modenese*. (Riassunto). Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 187.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstones*. Mem. Sci. Geol., vol. 49, 207-253, Padova 1997.
- 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.

- 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**: 39-53.
- 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 - C.N.R., Pisa. S.EL.CA., Firenze.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1990) - *Il Complesso di M. Modino-M. Cervarola nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo di Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 139-163.
- CHIOCCHINI U., CHIOCCHINI M., CIPRIANI N. & TORRICINI F. (1986) - *Petrografia delle unità torbiditiche della Marnoso-Arenacea nella alta Valle Tiberina*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 57-73.
- CIBIN U., DI GIULIO A., MARTELLI L., CATANZARITI R., POCCIANTI 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.
- CIPRIANI N., COLI M. & SANI F. (1993) - *Evoluzione tettonica e idrodinamica del thrust del Cervarola*. Boll. Soc. Geol. It., **112** (1), 53-61.
- CNR-CCGG (1991) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Guida al Rilevamento*. Quaderni, serie III, vol. 1, Serv. Geol. Naz., Roma.
- CNR (1992) - *Structural Model of Italy, 1:500,000*. Prog. Fin. Geodin. S.P. 5, Quaderni de "La Ricerca Scientifica" n **114**. S.EL.CA., Firenze.
- COLI M. & SANI F. (1990) - *Vein distribution in a thrust zone: a case history from the Northern Apennines, Italy*. In: Knipe R.J. & Rutter E. H. (eds), *Deformation Mechanism, Rheology and Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Public. No 54, 475-482.
- CONEDERA C. & ERCOLI A. (1980) - *Regione Emilia-Romagna. Studio tettonico strutturale del territorio regionale da immagini landsat*. Firenze, Geomap Studio Geologico, pp. 25.
- CONTI S. & GELMINI R. (1994) - *Miocene-Pliocene tectonic phases and migration of foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 261-274.
- COSTA E., DI GIULIO A., NEGRI A. & PLESI G. (1991) - *CROP 03. Settore compreso tra Castiglione Fiorentino e Bocca Trabaria: nuovi dati stratigrafici, petrografici e strutturali*. In: Studi preliminari all'acquisizione dati dei profili Punta Ala-Gabicece; a cura di Piali G., Barchi M. & Menichetti M.. AGIP-CNR-ENEL Prog. Strateg. Crosta Prof., sottoprogramma CROP 03. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. (1991/1), 217-234.
- CREMONINI G., ANTOLINI P. & PIALLI G.P. (2001) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000, F. 254 Modigliana. Con Note Illustrative*. Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico Nazionale.
- DE DONATIS M. (1992) - *Schema geologico dell'Alta Val Marecchia: contributo alla comprensione della tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Camerti, XII, 57-70.
- DE DONATIS M. (1993) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. Sez. 265010 S. Benedetto in Alpe*. Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- DE DONATIS M. (1995) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. Sezz. 277040 Poggio Bancola, 278010 Verghereto e 278050 Valsavignone, 278020 Casteldelci e 278060 Pratieghi*. Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (1994) - *Kinematic evolution of thrust-related structures in the Umbro-Romagnan Parautochthon (Northern Apennines, Italy)*. Terra Nova, **6**, 563-574.
- DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillaro line"*. Geol. Ultraie., **19**, 7-97.
- 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, vol. **52/1-2**, 135-158.
- DELLE ROSE M., GUERRERA F., MORETTI E., RUSCIADELLI G. & CORONA F. (1991) - *The Marnoso-arenacea Fm. between Bocca Trabaria and Campigna (Northern Apennines): lithostratigraphy from the Schlier to the Verghereto Marls Fms., in a new structural context*. Gior. Geol., ser. 3, vol. **53/2**, 131-145.
- 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 PANFILIS M. (1959) - *Attività sismica in Italia dal 1953 al 1957*. Annali di Geofisica, **12**, 21-148.
- DONDI L. (1985) - *Pianura Padana: paleogeografia dall'Oligocene sup. al Pleistocene*. In: Progetto Cartografia Geologica; atti del semin., 22-23 febbraio 1985, 76-101, Reg. Emilia-Romagna, Bologna.
- DONDI L., & D'ANDREA M.G. (1987) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene sup. al Pleistocene*. Giorn. Geol., **48**, 197-225.
- FARABEGOLI E. (1985) - *Intervento*. In: Progetto Cartografia Geologica; atti del semin., 22-23 febbraio 1985, 129-131, Reg. Emilia-Romagna, Bologna.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1989) - *Introduzione all'analisi dei depositi alluvionali quaternari del margine Appenninico-Padano. Il fiume Savio*. Gior. Geol., ser. 3, **51** (1), 119-146.
- FARABEGOLI E., BENINI A., MARTELLI L., ONOREVOLI G. & SEVERI P. (1990) - *Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21- 23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 165-184.
- FARABEGOLI E., BENINI A., DE DONATIS M., MARTELLI L., MATTIOLI A., PIZZIOLLO 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.
- FAZZINI P. (1964) - *Geologia dell'Appennino toscano-emiliano tra il Passo dei Mandrioli e il Passo della Calla*. Boll. Soc. Geol. It., LXXXIII, 1-40.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 299-309.
- FERRARI G. (1986) - *I terremoti dell'Appennino Forlivese del 1917-1918*. Atti IV Conv. GNGTS, **1**, 313-327.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996). *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, no. 1, 1-36.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996). *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, no. 1, 37-63.
- FRASSINETI G., MARCELLINI A., MARTELLI L., PAGANI M., PALUMBO A., RIVA F., TENTO A. & VIEL G. (1997) - *La microzonazione sismica nella pianificazione urbanistica e territoriale: l'esperienza del "Masterplan" del Rubicone e prospettive regionali*. In: atti del convegno "La geologia delle grandi aree urbane", Bologna, 4-5/11/1997, in stampa.
- FREPOLI A. & AMATO A. (1997). *Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault-plane solutions*. Geophys. J. Int., **129**, 368-388.
- GALLIGNANI U. (1971) - *Paleosuoli e terrazzi fluviali in Casentino*. Mem. Soc. Geol. It., **10**, 247-256.
- GANDOLFI G. & PAGANELLI L. (1993) - *Le torbiditi arenacee oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale fra La Spezia e Arezzo: studio petrografico e implicazioni paleogeografiche*. Gior. Geol., ser. 3, vol. **55/1**, 93-102.
- 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.
- GASPARINI C., IANNAcone G. & SCARPA R. (1985) - *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonophysics, **117**, 59-79.
- GROSSCURTH J. (1971) - *Zur Geologie der Randgebiete des W-Teils des Mugello-Beckens ostlich der*

- Prato-Sillaro 'Linie' - Diss. Freie Univ. Berlin, pp. 215.
- 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*. Gior. Geol., ser. 3, 47 (1-2), 15-34.
- GUERRESCHI A. & VEGGIANI A. (1983) - *Il deposito del Paleolitico superiore della Fornace di S. Damiano*. In: *Le più antiche tracce dell'uomo nel territorio forlivese e faentino*. Comune di Forlì, Sopr. Arch. Emilia-Romagna, 83-85.
- HEDBERG H.D. ed (1976) - *International Stratigraphic Guide, ISSC*. Wiley & S., New York, pp. 200.
- HOBBS B.E., MEANS W.D. & WILLIAMS P.F. (1976) - *An outline of structural geology*. Wiley & S., New York, pp. 571.
- ING (1991) - *Catalogo strumentale dei terremoti nel periodo 1980-1990*. Computer file.
- LANDUZZI A. (1992) - *Structural setting and landforms in the Marnoso-Arenacea of the Alta Romagna Apennines (Italy): an approach to neo-tectonics*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 581-600.
- LEE W.H.K. & LAHR J.C. (1975) - *Hypo 71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes*. U.S.G.S. Open File Report 75-311, Menlo Park, pp. 113.
- LIPPARINI T. (1969) - *Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia, F. 100 Forlì*. IPZS, Roma.
- LU Z., WYSS M. & PULPAN H. (1997) - *Details of stress directions in the Alaska subduction zone from fault plane solutions*. Geophy. J. Int.
- MARABINI S., BALDI P., BENINI A., MULARGIA F., VAI G.B. & VALENSISE G. (1986) - *Strutture tettoniche da monitorare nei dintorni di S. Sofia (Appennino Forlivese)*. Atti 4 Conv. G.N.G.T.S., Roma 1985, 569-580.
- MARGOTTINI C., AMBRASEYS N. & SCREPANTI A. (1993) - *La magnitudo dei terremoti italiani del XX secolo*. ENEA, rapp. interno, pp. 57.
- MARTELLI L. (1991) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. Sezz.: 265060 Corniolo; 265090 M. Falterona; 265160 Bagno di Romagna*. Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- MARTELLI L. (1994), con contributi di Peruzza L. - *La geologia del F. 265-S. Piero in Bagno (Appennino Settentrionale)*. In: "La Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna". Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- MARTELLI L. & DE DONATIS M. (1991) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. Sez. 265050 Castel dell'Alpe*. Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- MARTELLI L. & SEVERI P. (1991) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. Sez. 265020 Premilcuore*. Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- MARTELLI L. & MATTIOLI A. (1993): *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. Sez. 265110 Ridracoli*. Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- MARTELLI L. & RICCI LUCCHI F. (1994) - *The structure of the high Romagna Apennines*. 1st E.C.R.G.C., Bologna, June 13-16, 1994; Post-Congress Field Trip FT04, June 19-20, 1994. Ufficio Geologico, Regione Emilia-Romagna.
- MARTELLI L., BENINI A., POCCIANI C. & ROSSELLI S. (2001) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000, F. 253 Marradi. Con Note Illustrative*. Regione Emilia-Romagna - Servizio Geologico Nazionale.
- MARTINI (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton Zonations*. In: Farinacci A. (ed.) Proceedings of the Second International Conference on Planktonic Stratigraphy, Roma, 739-785.
- MCCLAY K.R. (1987) - *The mapping of geological structures*. Geol. Soc. of London Handbook.
- MELONI F., MOLIN D. & ROSSI A. (1990) - *Indagine macrosismica sui terremoti profondi del 27 ottobre 1914 e 25 ottobre 1972*. Atti VII GNGTS, 1, 221-236.
- MERLA G. (1968) - *Scaglia Toscana*. In: Formazioni Geologiche, fascicolo I. Studi Illustrativi alla Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., Roma, 145-150.
- MERLA G. (1969) - *Formazione di Vicchio*. In: Formazioni Geologiche, fascicolo II. Studi Illustrativi alla Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., Roma, 95-100.

- MERLA G. & BORTOLOTTI V. (1969) - *Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia, F. 107 M. Falterona*. IPZS, Roma.
- MERLO C., BOATTINI E. & BENVENUTI G. (1988) - *Space heating plants of the Bagno di Romagna municipality (Italy): a successful case of geothermal heat utilization*. *Geothermics*, Vol. 17, No. 1, 237-253.
- MIGLIORINI C.I. (1949) in MERLA G. - *Note illustrative per le escursioni della LIII riunione estiva*. Boll. Soc. Geol. It., 68.
- MITCHUM JR R.M., VAIL P.R. & THOMPSON III S. (1977) - *The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: C.E. Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration*. Mem. AAPG, 26, 53-62.
- MONACHESI G. (ED., 1987). *Revisione della sismicità di riferimento per i comuni di Cerreto d'Esi (AN), Esanatoglia (MC), Serra San Quirico (AN)*. Osservatorio Geofisico Sperimentale, Macerata, rapporto interno, 240 pp.
- MONACHESI G. & STUCCHI M. (1997) - *DOM4.1, un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*, Internet, <http://www.emidius.itjm.mi.cnr.it/DOM/home.html>
- MORLEY C.K. (1986) - *A classification of thrust fronts*. AAPG Bull., 70 (1), 12-25.
- MULUGETA G. (1988) - *Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges*. *J. Struct. Geol.*, 10 (8), 847-859.
- MUTTI E. (1985) - *Turbidite systems and their relations to depositional sequences*. In: G.G. Zuffa (Ed.), *Provenances of Arenites*. NATO-AIS Series, D. Reidel Publishing Co., 65-93.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. AGIP e Istituto di Geologia dell'Università di Parma.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987) - *Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts*. In: LEGGETT J.K. E ZUFFA G.G. (Eds.) *Marine clastic sedimentology*. Graham and Trotam: 1-38, London.
- NACSN (1883) - *North American Stratigraphic Code*. AAPG Bull. 67, 841-875.
- NOCCHI M. & CATINELLI A. (1965) - *Cenni sulla stratigrafia della "Serie Toscana" e della "Serie Umbra" nell'alta Val Tiberina*. Boll. Soc. Geol. It., 83, 526-542.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets*. *Geology*, 12, 475-478.
- PASSERINI P. (1958) - *Osservazioni sui terreni alloctoni dell'alta valle del Savio*. Boll. Soc. Geol. It., 77/2, 76-95.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1985) - *Struttura geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo: ipotesi sismotettoniche*. In: Progetto Cartografia Geologica; atti del semin., 102-118, 22-23 febbraio 1985, Regione Emilia- Romagna, Bologna.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the Passive sinking of a relic lithospheric slab*. In Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B.: *The Lithosphere in Italy*. Advances in Earth Science Research. Atti dei Convegni del Lincei, Roma, 5-6 May 1987, 157-176. Acc. Naz. Lincei, 1989.
- PELLEGRINI M. (1965) - *Osservazioni geologiche sulla zona di M. Falterona*. Boll. Soc. Geol. It., LXXXIV, 239-270.
- PERUZZA L. & MARTELLI L. (1996) - *Tools for geological cartography: the gathering and the review of instrumental seismological data*. Proceedings of 1st European Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems, Vol. I, 175-178.
- POSTPISCHL D. (ED., 1990). *Valutazione del rischio sismico per il territorio della Repubblica di San Marino. Fase 1 - Revisione del Catalogo dei terremoti. Revisione della sismicità di riferimento*. Università di Bologna, Facoltà di Ingegneria - Ist. di Topografia, Geodesia e Geofisica Mineraria, Bologna.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. CNR, P.F. Geodinamica, pubbl. n. 414, pp. 13.
- PIZZIOLO M. & RICCI LUCCHI F. (1990) - *Le Marne di Vicchio nel quadro evolutivo dei bacini oligo-*

- miocenici dell'Appennino Settentrionale (Zona del Casentino)*. Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991), 287-300.
- POSTPISCHL D. (ED., 1985a) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. C.N.R. - P.F. Geodinamica, Graficoop, Bologna, pp. 239.
- POSTPISCHL D. (ED., 1985b) - *Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes*. C.N.R. - P.F. Geodinamica, Graficoop, Bologna, pp. 164.
- POSTPISCHL D. (1991) - *S. Marino e il terremoto*. Ed. Ambiente, Bologna, pp. 286.
- RAMSEY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, pp. 568.
- RAMSEY J.G. (1974) - *Development of Chevron Folds*. Geol. Soc. of Am. Bull., v. 85, no. 11, 1741-1754.
- RER-ENI AGIP(1998) - *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G. Di Dio. Regione Emilia-Romagna – ENI, divisione Agip. S.EL.CA., Firenze, pp 120.
- RENI G. (1964) - *Un probabile livello guida nella formazione Marnoso-Arenacea romagnola nei dintorni di Marradi e Palazuolo*. Quaderni degli Studi Romagnoli, 1, 15-20.
- 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. (1975a) - *Depositional cycles in two turbidite formations of the northern Apennines*. J. Sed. Petr., 45, 1-43.
- RICCI LUCCHI F. (1975b) - *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. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publ. IAS, 8, 105-139.
- RICCI LUCCHI F. (1987) - *The foreland basin system of the Northern Apennines and the related elastic wedges: a preliminary outline*. Giorn. Geol., ser. 3, 48 (1-2), 165-185.
- RICCI LUCCHI F. & VEGGIANI A. (1966) - *I calcari a Lucina della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola. Nota preliminare*. Giof. Geol., ser. 2, XXXIV, 1-11.
- 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.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: Cremonini G. & Ricci Lucchi F. (eds.): Guida alla Geologia del margine Appenninico-Padano; 17-46, Guide Geol. Reg., Soc. Geol. It.
- RUGGIERI G. (1958) - *Gli esotici Neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia*. Atti Acc. Sc. Lett. Arti Palermo, (4), XVIII, Palermo.
- RUGGIERI G. (1970) - *Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia, F. 108 Mercato Saraceno*. IPZS, Roma
- SANI F. (1989) - *Caratteristiche deformative mesoscopiche degli Scisti Varicolori nell'area Scarperia-M. Falterona (Appennino Settentrionale)*. Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense, 25 (1-4), 45-53.
- SANI F. (1990a) - *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.
- SANI F. (1990b) - *Extensional veins and shear joint development in a thrust-fold zone (Northern Apennines, Italy)*. In: Knipe R.J. & Rutter E. H. (eds), Deformation Mechanism, Rheology and Tectonics, Geol. Soc. Spec. Public. No 54, 483-490.

- SELLI R. (1967) - *Cenni geologici generali sull'Appennino Emiliano-Romagnolo fra Bologna e Rimini*. In Selli R. (ed.), Com. Neog. Medit., IV Congr., Guida alle escursioni, 88-97, Bologna.
- SERVIZIO SISMICO CONSIGLIO SUPERIORE DEI LAVORI PUBBLICI (1986) - *Atlante della classificazione sismica nazionale*. IPZS, Roma, pp. 209.
- SESTINI G. (1970) - *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedim. Geol., v. 4, 341-444.
- SEVERI P. (1991) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. Sezz.: 265100 S. Paolo in Alpe, 265140 Pietrapazza, 265150 Sacro Eremo di Camaldoli*. Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- SLEJKO D., PERUZZA L., & REBEZ A. (1998) - *Seismic hazard maps of Italy*. Annali di Geofisica, 41/2, 183-214.
- TEN HAAF E. & VAN WAMEL W.A. (1979) - *Nappes of the alta Romagna*. Geol. en Mijn., 58 (2), 145-152.
- TURNER F.J. & WEISS L.E. (1963) - *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill, New York, pp. 545.
- VALLONI R., AMOROSI A., CIBIN U., DE DONATIS M., DE NARDO M.T., FARINA M., GHISELLI F., MARTELLI L., MARTINI A., OTTRIA G., PICCIN A., PIZZIOLO M. & SEVERI P. (1991) - *Proposta di classificazione macroscopica delle areniti*. Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense, 27 (1991); 1-22.
- VALLONI R. & ZUFFA G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formations of the Northern Apennines, Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., 1035-1039.
- VAN WAMEL W.A. & ZWART P.E. (1990) - *The structural geology and basin development of the Romagnan-Umbrian zone (Upper Savio and Upper Bidente valleys, N. Italy)*. Geol. en Mijn., 69, 53-68.
- VEGGIANI A. (1958) - *Ricerche preistoriche nel territorio di Bagno di Romagna*. Studi Romagnoli, IX, 157-165.
- VEGGIANI A. (1979) - *Cave di pietra e scalpellini*. In: Mestieri della terra e delle acque. Federazione delle Casse di Risparmio dell'Emilia-Romagna.
- ZATTIN M., LANDUZZI A., PICOTTI V. & ZUFFA G. G. (2000) - *Discriminating between tectonic and sedimentary burial in a fore deep succession, Northern Apennines*. Journal of the Geological Society of London, 157, 629-633.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hibrid arenites: their composition and classification*. Journ. Sed. Petr., 50, 21-29.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG