



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 254

MODIGLIANA

a cura di

P. Antolini*, **A.M. Borsetti****, **G. Cremonini*****, **G. Pialli******,
F. Ricci Lucchi***

con il contributo di **M.T. De Nardo*******

coordinamento e redazione **G. Cremonini**

* Consulente Regione Emilia-Romagna

** Istituto per la Geologia Marina, CNR - Bologna

*** Dipartimento di Scienza della Terra e Geologico-ambientali, Università di Bologna

**** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia

***** Ufficio Geologico, Regione Emilia-Romagna

Ente realizzatore

 **Regione Emilia-Romagna**
GIUNTA REGIONALE

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Emilia-Romagna: R. Pignone
(Accordo di Programma 20-11-1996 tra P.C.M.-Servizio Geologico d'Italia e Regione Emilia-Romagna)

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

A. Todisco (presidente), **G. Arnone**, **S. Cocco**, **V. Cocco**, **U. Crescenti**,
G. Ferrandino, **M. Grasso**, **P. Manetti**, **G. Mariotti**, **E. Martini**, **G. Pasquarè**,
R. Pignone, **R. Polino**, **A. Praturlon**, **M. Santantonio**, **F. Trincardi**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

F. Galluzzo, **R. Graziano**, **M.G. Rossi**

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec, **M. Cosci**

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

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

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

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

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati

a cura dell'ATI:

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

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

INDICE

	Pag.
PREMESSA	7
I - INTRODUZIONE »	9
1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO »	9
2. - STUDI PRECEDENTI »	10
II. - STRATIGRAFIA »	13
1. - PREMESSA »	13
2. - FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA . »	14
2.1. - MEMBRO DI BISERNO »	18
2.2. - GLI STRATI GUIDA »	18
2.3. - MEMBRO DI CORNIOLO »	21
2.4. - MEMBRO DI PREMILCUORE »	21
2.5. - MEMBRO DI GALEATA »	22
2.6. - MEMBRO DI COLLINA »	24
2.7. - MEMBRO DI M.BASSANA »	26
2.8. - MEMBRO DI NESPOLI »	27
2.9. - MEMBRO DI CIVITELLA »	28
2.10. - MEMBRO DI DOVADOLA »	29
2.11. - MEMBRO DI MODIGLIANA »	31
2.12. - MEMBRO DI CASTEL DEL RIO »	31
2.13. - MEMBRO DI FONTANELICE »	32
2.14. - CALCARI A LUCINA »	34
2.15. - MEMBRO DI BORGO TOSSIGNANO »	35
3. - LA SUCCESSIONE MESSINIANA »	36
3.1. - FORMAZIONE DI TETTO »	36
3.1.1. - <i>Litofacies del T.Marzeno</i> »	37
3.1.2. - <i>Litofacies di Predappio Alta</i> »	37
3.1.3. - <i>Litofacies di San Cassiano</i> »	38
3.2. - FORMAZIONE A COLOMBACCI »	39
3.2.1. - <i>I colombacci</i> »	39
3.2.2. - <i>Litofacies di Giaggiolo</i> »	40
3.2.3. - <i>Litofacies di Cusercoli</i> »	40
4. - IL GRUPPO DEL SANTERNO »	41
4.1. - MARNE DI CELLA »	41

4.2.	- ARGILLE E MARNE DI RIOLO TERME	»	43
4.2.1.	- <i>Litofacies di Terra del Sole</i>	»	44
4.3.	- ARENARIE DI BORELLO	»	45
4.4.	- SPUNGONE	»	46
4.4.1.	- <i>Litofacies di Rocca delle Caminate</i>	»	48
4.4.2.	- <i>Litofacies di Castrocaro</i>	»	48
4.5.	- ARGILLE E ARENARIE DI LARDIANO	»	48
5.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	»	51
5.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI	»	51
5.2.	- DEPOSITI DI CONOIDE ALLUVIONALE	»	52
5.3.	- DETRITI DI VERSANTE	»	52
5.4.	- TRAVERTINI	»	53
III - DISTRIBUZIONE DEI SEDIMENTI E MORFOLOGIA			
DEL BACINO			»
1.	- PREMESSA	»	55
2.	- IL BACINO PRE-EVAPORITICO	»	55
2.1.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL LANGHIANO	»	57
2.2.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL SERRAVALLIANO INFERIORE	»	58
2.3.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL SERRAVALLIANO SUPERIORE	»	60
2.4.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL TORTONIANO	»	61
3.	- IL BACINO POST-EVAPORITICO	»	63
3.1.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL MESSINIANO	»	63
3.2.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL PLIOCENE E PLEISTOCENE	»	66
IV - TETTONICA			
1.	- GENERALITÀ	»	69
2.	- REGIME COMPRESSIVO	»	72
2.1.	- STRUTTURE DELLA FASE INTRAMESSINIANA	»	74
2.2.	- STRUTTURE DELLA FASE DELLA FINE DEL PLIOCENE INFERIORE	»	79
3.	- REGIME DISTENSIVO	»	87
4.	- LA TETTONICA DEL FOGLIO 254 NEL CONTESTO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE ESTERNO	»	89
V - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA			
1.	- PREMESSA	»	93
2.	- IDROLOGIA	»	94
2.1.	- IDROLOGIA SUPERFICIALE	»	94
2.1.1.	- <i>Fiume Lamone</i>	»	95
2.1.2.	- <i>Fiume Marzeno</i>	»	95
2.1.3.	- <i>Fiume Montone</i>	»	95
2.1.4.	- <i>Fiume Rabbi</i>	»	96

2.1.5. - <i>Fiume Bidente</i>	»	97
2.2. - IDROLOGIA SOTTERRANEA	»	97
3. - FRANE	»	98
3.1. - DISTRIBUZIONE DEI MOVIMENTI FRANOSI	»	98
3.1.1. - <i>Formazione Marnoso-Arenacea a prevalenti marne</i>	»	100
3.1.2. - <i>Formazione Marnoso-Arenacea a prevalenti arenarie</i>	»	100
3.1.3. - <i>Formazione Marnoso-Arenacea ad alternanze</i>	»	101
3.1.4. - <i>I terreni messiniani</i>	»	101
3.1.5. - <i>Le unità plio-pleistoceniche</i>	»	102
3.2. - LE FRANE PRINCIPALI	»	102
4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE	»	104
4.1. - GHIAIE E SABBIE	»	104
4.2. - ARGILLE	»	105
4.3. - PIETRE DA TAGLIO	»	105
APPENDICE		
CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO	»	107
BIBLIOGRAFIA	»	113

PROGETTO

CARG

PREMESSA

Il Foglio 254 «Modigliana» della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato redatto a partire da rilevamenti originali in scala 1:10.000, avviati alla fine degli anni '70, proseguiti negli anni '80 e '90, a più riprese ampiamente riveduti e modificati, e infine semplificati per ragioni di stampa e di sintesi. Il criterio adottato nelle diverse fasi di rilevamento ed elaborazione cartografica è sempre stato quello di una immediata riconoscibilità sul terreno delle diverse unità; per una chiara definizione di queste sono anche state misurate e analizzate numerose sezioni stratigrafiche e raccolti campioni per le osservazioni biostratigrafiche. Le distinzioni attuate rispecchiano in parte quelle formazionali tramandate dalla letteratura, ma al loro interno ne sono state introdotte altre, ora in membri (come nella *Formazione Marnoso-Arenacea*), ora in litofacies (come nelle *formazioni di tetto e a Colombacci*), ora in gruppi (*Gruppo del Santerno*, comprendente tutte le unità plio-pleistoceniche presenti).

Per ragioni di sintesi espositiva e di rappresentabilità cartografica non è stato possibile conservare nella carta in scala 1:50.000 tutte le distinzioni operate nel rilevamento alla scala 1:10.000; quelle più significative vengono comunque citate nelle presenti note. In particolare queste omissioni riguardano:

- livelli guida (strati e orizzonti) minori, non rappresentati in carta, ma riportati nelle colonne stratigrafiche e descritti nel cap.II (Stratigrafia);
- i “contatti stratigrafici inconformi”, previsti dalla legenda-tipo della Carta Geologica in scala 1:50.000, ma non rappresentabili, pena la sovrapposizione del graficismo a intere unità litostratigrafiche di modesta potenza (anche per queste si veda essenzialmente il cap.II);
- le strutture tettoniche minori per estensione e rigetto (alcune di queste sono genericamente citate nel Cap.III: Tettonica).

Il rilevamento dell'intera area (comprese le sezioni stratigrafiche) è stato ef-

fettuato da P.Antolini nell'ambito della collaborazione fra Regione Emilia-Romagna e Università di Bologna. G.Cremonini ha coordinato l'intero lavoro.

Le presenti note illustrative sono state redatte negli anni 1996-1998. P.ANTOLINI (Consulente della Regione Emilia-Romagna) e G.CREMONINI (Dipartimento di Scienze della Terra e geologico-ambientali dell'Università di Bologna) hanno curato i capitoli I (Introduzione), II (Stratigrafia), III (Distribuzione dei sedimenti e morfologia del bacino) e V (Cenni di geomorfologia e geologia applicata); ai capitoli II e III hanno contribuito F.RICCI LUCCHI (Dipartimento di Scienze della Terra e geologico-ambientali dell'Università di Bologna) e, per la biostratigrafia, A.M.BORSETTI (Istituto per la Geologia Marina del CNR, Bologna); G.PIALLI (Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Perugia) ha curato il cap.IV (Tettonica), con la collaborazione di P.ANTOLINI per l'elaborazione delle sezioni geologiche. M.T.DE NARDO (Ufficio Cartografico della Regione Emilia-Romagna) ha curato l'Appendice (Cartografia geologica e difesa del suolo). Ultime revisioni e aggiornamenti sono stati apportati nell'anno 2000.

Un particolare ringraziamento va alla dott.ssa A.ANGELELLI (Ufficio Cartografico della Regione Emilia-Romagna) per la preziosa collaborazione offerta durante l'allestimento per la stampa della Carta Geologica e delle presenti note, e al Servizio Provinciale "Difesa del Suolo e Risorse Idriche e Forestali di Forlì" per le informazioni essenziali inserite nel cap.V.

Mentre sia le presenti note illustrative che la Carta Geologica erano in allestimento per la stampa, è venuto a mancare Giampaolo Pialli. Desideriamo ricordarlo qui non solo per le competenze scientifiche che ha avuto modo di mettere in luce con la sua partecipazione al lavoro, ma anche per l'estrema disponibilità e l'entusiasmo con cui ha affrontato quest'ultimo, facendone costantemente l'occasione per una collaborazione sia sul piano scientifico che su quello umano. A Lui queste note e questa carta sono dedicate.

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Foglio 254 «Modigliana» comprende una successione sedimentaria della potenza di oltre 4000 m, compresa fra le unità più antiche della *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* (*Membro di Biserno*, Langhiano inferiore) e il *Gruppo del Santerno* (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore), oltre alle coperture quaternarie. All'interno di essa sono presenti lacune stratigrafiche e discontinuità legate di volta in volta ad *unconformities* regionali, a variazioni batimetriche o infine a scivolamenti subacquei di varia estensione. La più antica di queste superfici di discontinuità (a parte un orizzonte da franamento sottomarino del Serravalliano inferiore: *slump di Tramazzo*: cap.II, 2.6; cap.III, 2.2) ha età tortoniana (*Membro di Fontanelice* della *Formazione Marnoso-Arenacea*: cap.II, 2.13; cap.III, 2.4); una seconda e una terza si riconoscono rispettivamente alla base dei sedimenti messiniani e al loro interno, al passaggio fra la *formazione di tetto* e la *Formazione a Colombacci* (cap.II, 3; cap.III, 3.1); una quarta, non sempre marcata da evidenze di campagna, si trova alla base dei depositi pliocenici, quando un regime di sedimentazione marina profonda è seguito a un regime continentale (cap.II, 4.1 e 4.2; cap.III, 4); una ultima è all'interno del *Gruppo del Santerno* - e precisamente alla base dello *Spungone*, al passaggio fra il Pliocene inferiore e il medio (cap.II, 4.3; cap.III, 4). Come si è accennato nella premessa, la rappresentazione su carta di queste superfici col simbolo previsto per i "contatti stratigrafici inconformi" avrebbe complicato, se non addirittura coperto graficamente, le unità litostratigrafiche interessate (in particolare la *formazione di tetto* e la *Formazione a Colombacci*, spesso di potenza ed estensione alquanto limitate).

La maggior parte del foglio è occupata dalla *Formazione Marnoso-Arenacea*,

ampiamente distribuita in tutto l'Appennino Romagnolo e destinata a proseguire in quello Umbro-marchigiano. Essa è per lo più caratterizzata da un'apparente omogeneità sia verticale che laterale o da elementi di eterogeneità fino ad oggi individuati solo su grande scala: ulteriori distinzioni al suo interno sono basate sulla presenza di strati e orizzonti guida e sulle differenti distribuzioni delle componenti litologiche (cap.II, 2; cap.III, 2).

Proprio per quanto riguarda questa formazione, è necessario sottolineare preliminarmente che da un lato la maggior parte dei microfossili in essa presenti sono rimaneggiati e dall'altro non è sempre facile trovare livelli emipelagitici con foraminiferi integri e significativi. Risultando di conseguenza l'interpretazione biostratigrafica spesso problematica, si è fatto ricorso a uno schema risultante dalla elaborazione di quelli più usati (vedi tab.2 di cap.II).

Le unità messiniane sono caratterizzate da una distribuzione alquanto irregolare in tutto il bacino mediterraneo. Nel Foglio 254 manca la *Formazione Gessoso-Solfifera*: resti di essa si ritrovano risedimentati in una posizione stratigrafica equivalente a quella della *formazione di tetto* (cap.II, 3.1; cap.III, 3.1). Anche la *Formazione a Colombacci* si presenta a volte risedimentata e coinvolta da più o meno ingenti scivolamenti gravitativi (cap.II, 3.2; cap.III, 3.1).

Il *Gruppo del Santerno* (cap.II, 4; cap.III, 3.2) presenta una prevalente composizione pelitica, legata alla distribuzione in intervalli diversi delle *Argille e marne di Riolo Terme*, intercalate alle quali si trovano formazioni più grossolane. Data la struttura lenticolare e discontinua di queste ultime, non è stato possibile dividere le *Argille e marne di Riolo Terme* in membri diversi, che avrebbero tra l'altro identica composizione litologica.

Da un punto di vista tettonico sono state riconosciute strutture di vario tipo (pieghe, faglie, sovrascorrimenti), riconducibili a tre diverse fasi deformative: due compressive (di età attribuibili rispettivamente al Messiniano e al tetto del Pliocene inferiore: cap.IV, 2) e una distensiva (di età successiva, qui non definibile con precisione: cap.IV, 3). I principali livelli di scollamento della tettonica compressiva sono stati individuati nelle unità prevalentemente pelitiche che compongono la base della *Formazione Marnoso-Arenacea* e nelle formazioni al tetto della successione carbonatica meso-cenozoica, non affioranti. Mentre sono diffuse faglie dirette N-S e circa E-O, del tutto marginali sembrano essere gli effetti di una tettonica di tipo trascorrente.

2. - STUDI PRECEDENTI

L'Appennino romagnolo è stato sin dal secolo scorso oggetto di studi sulla cui utilità è superfluo dilungarsi. Rimandando per una trattazione più specifica alle singole voci, ci limitiamo qui a indicare le linee generali su cui si è in passato organizzata la ricerca, riassunte per grandi temi:

- La *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* è stata a più riprese analiz-

zata e interpretata da RICCI LUCCHI (1967; 1969; 1975, a, b; 1978; 1981; 1984; 1985; 1986 a, b), RICCI LUCCHI & D'ONOFRIO (1967), RICCI LUCCHI & VALMORI (1980), RICCI LUCCHI & VEGGIANI (1967), GANDOLFI *et alii* (1983). Di particolare interesse sono inoltre la sintesi contenuta in SELLI (1967) e, per la contiguità delle aree e la conseguente analogia di molti dei problemi affrontati, la carta geologica (FARABEGOLI *et alii*, 1990) con note illustrative (MARTELLI, 1990) del Foglio 265 «S.Piero in Bagno». Le distinzioni all'interno della Formazione sono state condotte a partire dalla proposta di classificazione avanzata da ANTONINI & CREMONINI (1990).

- L'interpretazione paleogeografica dei depositi messiniani - non solo in Romagna - è stata per lungo tempo oggetto di discussione (SELLI, 1960; HSÜ *et alii*, 1973; 1978; BORSETTI *et alii*, 1975; RUGGIERI & SPROVIERI, 1976 a, b; 1978; RYAN, 1976; CASATI *et alii*, 1978, ecc). Per quanto riguarda specificamente l'area in esame, riferimenti essenziali si trovano in RABBI & RICCI LUCCHI (1968), COLALONGO *et alii* (1978; 1979), CREMONINI & FARABEGOLI (1977).

- Ampie ed utili sintesi sulla stratigrafia e paleogeografia dei depositi pliocenici del margine appenninico-padano sono state fornite da RUGGIERI & SELLI (1950), RUGGIERI (1957; 1962), LUCCHETTI *et alii* (1963), CREMONINI *et alii* (1969), TOMADIN (1969) e, più di recente, da RICCI LUCCHI *et alii* (1982) e VAI (1988).

- La stratigrafia e l'assetto strutturale dell'Appennino Forlivese (con particolare riferimento ai dintorni di Castrocaro Terme) sono stati ampiamente studiati da RUGGIERI (1957; 1962; 1970; 1976). Altre utili informazioni sono rinvenibili in RABBI & RICCI LUCCHI (1968), CREMONINI & FARABEGOLI (1977; 1978; 1982), CREMONINI *et alii* (1983), CAPOZZI (1987), ANTONINI & CREMONINI (1990), CAPOZZI & NEGRI (1990), BENINI *et alii* (1990), CAPOZZI *et alii* (1991; 1992).

- Sul generale assetto strutturale dell'Appennino, accanto ad alcuni lavori divenuti ormai "classici" (SIGNORINI, 1940; 1941; MERLA, 1952; RUGGIERI, 1958; 1970; SELLI, 1967), si vedano i più recenti BOCCALETTI *et alii* (1977; 1980; 1985; 1990), TEN HAAF & VAN WAMEL (1979), CARLONI *et alii* (1980), BARTOLINI *et alii* (1983), CASTELLARIN *et alii* (1985), MARABINI *et alii* (1985), VAI (1987), ANTONINI & CREMONINI (1990), BENINI & FARABEGOLI (1990), FARABEGOLI *et alii* (1990), SANI (1991), VAN WAMEL & ZWART (1990), CAPOZZI (1991), LANDUZZI (1992), CIPRIANI *et alii* (1993), DE DONATIS & MAZZOLI (1994).

- Le ultime indicazioni riguardano la cartografia geologica. Alle utili informazioni contenute in RABBI & RICCI LUCCHI (1968) si aggiungono quelle della Carta Geologica in scala 1:100.000 (Foglio 99 «Faenza»: SELLI *et alii*, 1967), con relative note illustrative (CREMONINI & ELMI, 1971). La diversità della scala operativa, l'attuale disponibilità di basi topografiche più precise (la Carta Tecnica alla scala 1:5.000, 1:10.000 e 1:25.000 della Regione Emilia-Romagna), l'evoluzione dei criteri di ricerca e delle conoscenze, fanno sì che a volte il confronto con tale prodotto sia caratterizzato da forti differenze, particolarmente rilevanti all'interno della *Formazione Marnoso-Arenacea* e dovute essenzial-

mente ad un affinamento dei criteri di distinzione. Tali differenze si conservano in parte anche nel confronto con la carta geologica in scala 1:25.000 (CREMONINI *et alii*, 1983) e con alcune carte geologiche in scala 1:10.000 (ANTOLINI, 1991; 1996) rilevate ed edite nell'ambito della collaborazione fra Università di Bologna e Regione Emilia-Romagna.

PROGETTO
CARG

II - STRATIGRAFIA

1. - PREMESSA

Le unità litostratigrafiche presenti nel Foglio 254 «Modigliana» appartengono al Dominio Umbro-Marchigiano-Romagnolo e hanno una età compresa fra il Langhiano e il Pleistocene inferiore. Nella descrizione che segue esse sono raggruppate, per comodità di esposizione, in tre parti: la *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*, la successione messiniana e quella plio-pleistocenica.

Ad integrazione del rilevamento sono state misurate e analizzate numerose sezioni stratigrafiche: la loro ubicazione è schematicamente riportata in fig.1, anche se, in realtà, si tratta per lo più di “fasce” all’interno delle quali sono state misurate e correlate sezioni diverse. Il quadro generale dei rapporti stratigrafici (già riportato in calce alla Carta Geologica) è qui diviso in due parti: la *Formazione Marnoso-Arenacea* (fig.3), la successione plio-pleistocenica (fig.11).

Nella descrizione che segue si è tenuto per tutte le unità lo stesso ordine espositivo (distribuzione degli affioramenti più significativi; caratteri litologici e sedimentologici; potenza; limiti inferiore e superiore delle unità; contenuto paleontologico e biostratigrafia). Quando non accompagnate da citazioni specifiche, le indicazioni biostratigrafiche sono tutte originali, condotte cioè su campioni appositamente raccolti e analizzati.

Per quanto riguarda la terminologia usata, intendiamo per “torbidite” la coppia litologica arenite-pelite sedimentata per arrivo di una singola corrente di torbida e per “letto” la sola porzione arenitica di una torbidite; il termine “strato” è invece usato in una accezione generica, indipendentemente dalla sua composizione, granulometria e origine. Livelli guida possono essere semplici strati oppure pacchi di strati (orizzonti).

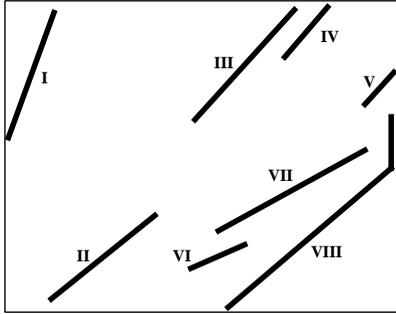


Fig. 1 - Ubicazione e denominazione delle sezioni stratigrafiche:

- I - Castellina-S. Martino in Gattara
- II - Bocconi-S. Benedetto in Alpi
- III - T. Samoggia-T. Ibola
- IV - Rio dei Cozzi
- V - Fiumana
- VI - S. Stefano-S. Donnino
- VII - Rio Ridaccio
- VIII - Fantella-Le Camminate

2. - FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA ROMAGNOLA

Si tratta di una formazione torbiditica, costituita da materiali risedimentati (essenzialmente arenarie, silti e marne) e caratterizzata da una potenza in affioramento che complessivamente supera i 3500 m; il limite inferiore non affiora e l'età è compresa fra il Langhiano inferiore e il Tortoniano superiore. Facilmente riconoscibili in campagna, anche da lontano, sono singoli strati e letti (in particolare quelli di arenaria, quasi sempre sporgenti dall'affioramento, con tipico profilo "a sega") oppure pacchi di strati, di volta in volta a prevalenza marnosa o arenacea. Superficiali colate di fango tendono tuttavia spesso a dare dei singoli affioramenti un'idea più "marnosa" di quanto non siano in realtà.

Questi depositi si sono accumulati in un bacino stretto e allungato al margine esterno della catena appenninica in formazione, una avanfossa coperta dal mare e il cui fondo si trovava ad almeno 1000 m sotto al livello del mare. Essi derivano da antichi sedimenti litorali e deltizi rimobilizzati da frane sottomarine, terremoti e tempeste che producevano colossali correnti di torbida con prevalente verso NO-SE; queste trasportavano il sedimento, per lo più in sospensione, anche per decine di km prima di depositarlo in mare profondo. Si formava così una vasta piana sottomarina bordata, verso le scarpate alimentatrici, da fasce sabbiose "prossimali", tipo conoide sottomarina o "apron"; su queste si fermava parte della sabbia, mentre quasi tutto il fango, insieme alla sabbia più fine, ricopriva la piana.

L'asse di deposizione dell'avanfossa, orientato in senso appenninico (NO-SE, NNO-SSE, ONO-ESE), si è spostato nel tempo da SO verso NE in concomitanza con la deformazione e la migrazione della catena; nel Tortoniano le torbiditi divennero sempre più ricche di apporti sabbiosi (con un acme in corrispondenza del *Membro di Fontanelice*: FMA₁₃: cap.II, 2.14); l'atto finale della sedimentazione è rappresentato da un'interruzione di tali apporti sabbiosi, che venivano ricoperti da fanghi (*Membro di Borgo Tossignano*: FMA₁₄: cap.II, 2.15).

Circa il 10% degli strati non è composto da torbiditi, ma da marne emipelagiche, relativamente ricche in resti fossili (soprattutto microfossili) e in carbonato di calcio: esse erano il prodotto della normale sedimentazione marina (a lenta pioggia) che prevaleva negli intervalli di tempo tra l'arrivo di torbide successive. La loro distribuzione nella successione non è costante ed è raramente in grado di costituire un sicuro carattere distintivo dei diversi membri.

La potenza della successione, la sua apparente omogeneità, la mancanza di variazioni litologiche non limitate a una semplice differenziazione percentuale degli stessi componenti, nonché la difficoltà di reperire sezioni stratigrafiche ampie e continue, hanno sempre reso variamente problematico il rilevamento dell'unità nel suo complesso e l'individuazione di confini stratigrafici al suo interno, soprattutto qualora non siano riconoscibili strati e/o orizzonti guida. I primi tentativi di operare distinzioni in grado di tenere conto delle caratteristiche litologiche e sedimentologiche dei depositi si devono a RICCI LUCCHI (1967) e sono stati successivamente perfezionati dallo stesso autore (1969; 1975 a, b; 1978; 1981; 1985; 1986 a, b). E' a partire da questi studi che, già durante il rilevamento alla scala 1:10.000, si è potuto procedere a ulteriori distinzioni all'interno di questa unità tradizionalmente vista come una pila potente e uniforme ("monotona") di strati; tali distinzioni si fondano essenzialmente su tre criteri:

- strati e/o pacchi di strati a grande continuità laterale (mediamente decakilometrica), con funzione di livelli guida, cioè di piani isocroni all'interno della successione; nella parte bassa dell'unità si tratta di strati calcarenitici (*Strato Connessa e Colombine*: cap.II, 2.2) e di pacchi di strati a prevalenza arenacea nella medio-alta;

- variabilità verticale e/o laterale del rapporto arenite-pelite (d'ora in avanti: A/P), misurabile dalla scala della singola coppia di strati a quella del pacco di strati (valori attendibili si ottengono a partire da intervalli di almeno 50 m, ma a volte la scarsità degli affioramenti ha costretto a interpretazioni più forzate);

- distribuzione statistica dei letti arenacei, classificati in base al loro spessore (valgono qui gli stessi limiti indicati alla voce precedente).

Una proposta di rappresentazione sintetica delle distinzioni operate su tali basi è stata avanzata da ANTOLINI & CREMONINI (1990) e viene qui riassunta in fig.2. Essa sostituisce alle rappresentazioni tradizionali diagrammi in cui sono espressi sia il rapporto A/P, sia la distribuzione dei letti arenacei distinti per classi di spessore. Ogni diagramma riporta un asse 0 al centro, in modo che alla sua sinistra sia indicata la percentuale di contenuto pelitico e alla sua destra quella di contenuto arenitico. Ciascuna colonna così ottenuta è suddivisa in diversi settori e ognuno di questi indica la percentuale delle diverse classi di spessore dei letti arenitici (da molto spessi a molto sottili). I livelli guida sono indicati con apposite sigle, affiancate dalla potenza espressa in cm (la loro potenza nello schema è quindi "gonfiata" per ragioni grafiche). Una tale modalità di rappresentazione è in grado di fornire in forma sintetica e concentrata una quantità di informazioni che richiederebbe altrimenti ben maggiore spazio.

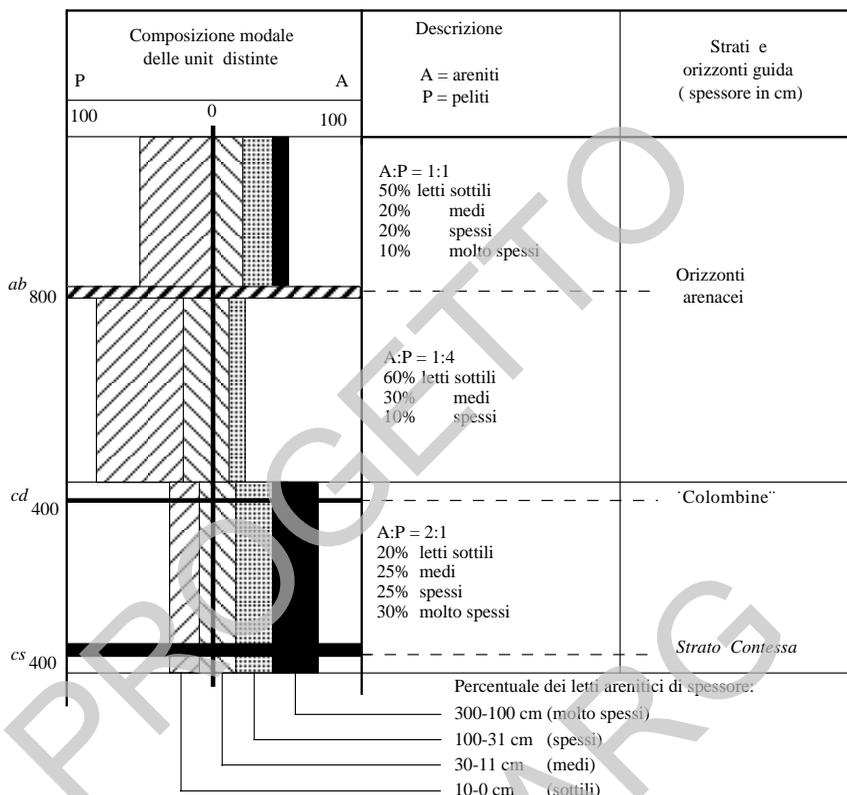


Fig.2 - Diagramma rappresentativo dei criteri di distinzione adottati per la Formazione Marnoso-Arenacea (da ANTOLINI & CREMONINI, 1990, modif.).

Dal rilevamento e confronto di numerose sezioni stratigrafiche è stato possibile distinguere 13 membri (fig.3), per lo più a buona continuità laterale, i cui limiti, che coincidano o meno con strati e orizzonti guida, sono marcati, in modo di volta in volta netto o graduale, da variazioni nel rapporto A/P e nella distribuzione dei letti arenitici. Tali differenze sono ben osservabili in campagna quando gli affioramenti superano la potenza di 30-50 m, oppure, in modo più approssimato, per analisi e confronto di affioramenti di dimensioni minori. In fig.3 sono messi in evidenza gli aumenti relativi del contenuto arenaceo, indipendentemente dal fatto che essi superino o meno quello marnoso, cosa che accade nettamente solo nel *Membro di Fontanelice*.

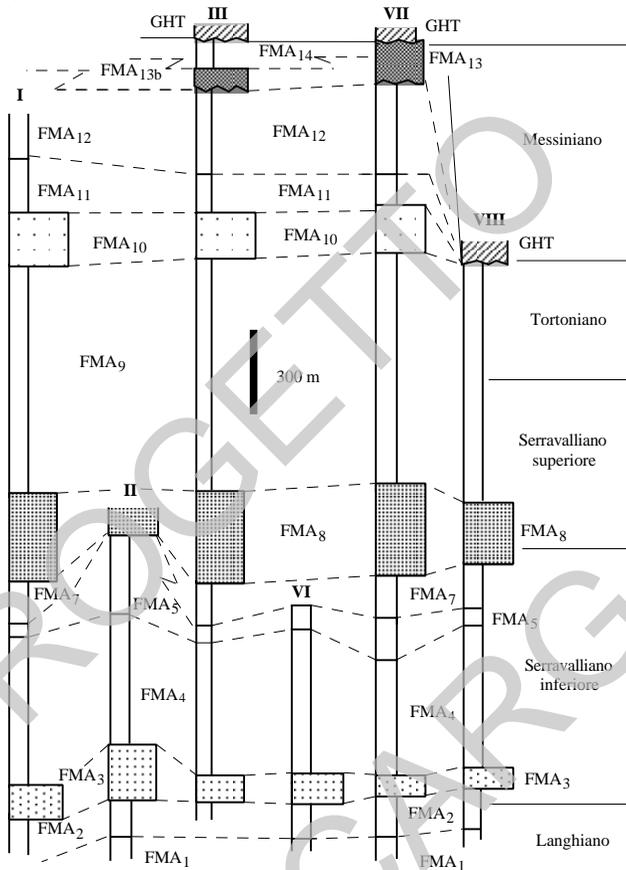


Fig.3 - I rapporti stratigrafici fra i membri della Formazione Marnoso-Arenacea (il disegno mette in evidenza i corpi complessivamente più grossolani).

La gradualità dei confini fra i vari membri - nei casi in cui questi non coincidano con livelli guida - impone spesso una valutazione statistica sia del rapporto A/P che della distribuzione dei letti arenitici e fa sì che essi siano riconoscibili durante il rilevamento solo attraverso la misurazione di sezioni stratigrafiche anche solo parziali.

Nelle descrizioni che seguono sono presenti anche riferimenti alle facies di MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

2.1. - MEMBRO DI BISERNO (FMA₁)

L'unità più antica presente nel foglio compare in un'ampia fascia incisa dal F.Montone, fra Tredozio, Rocca S.Casciano e Portico di Romagna (quadrante sud-occidentale del foglio). Gli affioramenti più rappresentativi si trovano a NE di S.Stefano, sul fianco destro della Valle del Montone.

Si tratta di torbiditi a prevalenti marne (facies D2-D3), con subordinate arenarie per lo più medio-fini, raramente grossolane, ben cementate soprattutto dove hanno subito i maggiori effetti dell'attività tettonica; nei letti arenacei meno cementati abbondano frustoli e lenti carboniose di 1x10 cm. Sia A/P che lo spessore medio dei letti arenitici mostrano una leggera ma generale diminuzione da SSO a NNE e da O a E (fig.4).

Osservazioni e misure risultano notevolmente disturbate dagli effetti dell'attività tettonica (frequenti piani di taglio sovrapposti e intersecantisi fino a formare strutture complesse; superfici di scorrimento interstrato riempite da vene di calcite millimetriche e centimetriche, legate a un movimento generale da SSO a NNE). La potenza affiorante supera comunque i 500 m.

La base stratigrafica non affiora. Il passaggio al sovrastante FMA₂ è graduale rapido, legato ad un aumento del rapporto A/P collocabile nelle sez. II, VI e VIII circa 40 m sotto lo *strato Imolavilla* (io: cap.II, 2.2), ma coincidente con questo nella sez.VII.

La microfauna a foraminiferi planctonici è a volte ricca, a volte dispersa. Oltre a specie di scarso significato biostratigrafico come *Globigerinoides trilobus* e *G.bisphericus*, sono presenti *Praeorbulina* spp. e rare *Orbulina suturalis*: trattandosi di forme molto simili, è però facile che qualche esemplare di quest'ultima sia sfuggita all'osservazione. E' certa comunque la presenza della zona a *Praeorbulina* e a *Orbulina suturalis*, indicative rispettivamente del Langhiano inferiore e del Langhiano superiore (una ubicazione precisa del limite non è possibile a causa della intensa tettonizzazione sopra ricordata). Di conseguenza si può solo affermare che la porzione più antica della *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* qui affiorante appartiene al Langhiano inferiore. L'assenza di benthos fa pensare ad un ambiente ipipelagico.

2.2. - GLI STRATI GUIDA

Intercalate all'interno del *Membro di Biserno* compaiono alcune torbiditi calcaree di composizione "anomala" e grande estensione laterale, che possono essere utilizzate come livelli guida per la correlazione e la suddivisione stratigrafica verticale. Ognuna di questi strati è costituita da una coppia arenite/pelite, con la pelite (marna o marna calcarea) di solito più sviluppata in spessore. Limitandoci alla porzione arenitica, se ne distinguono due tipi: uno arenaceo, con una frazione carbonatica più o meno abbondante (areniti ibride, secondo ZUFFA 1980) e uno calcareo (calcareniti).

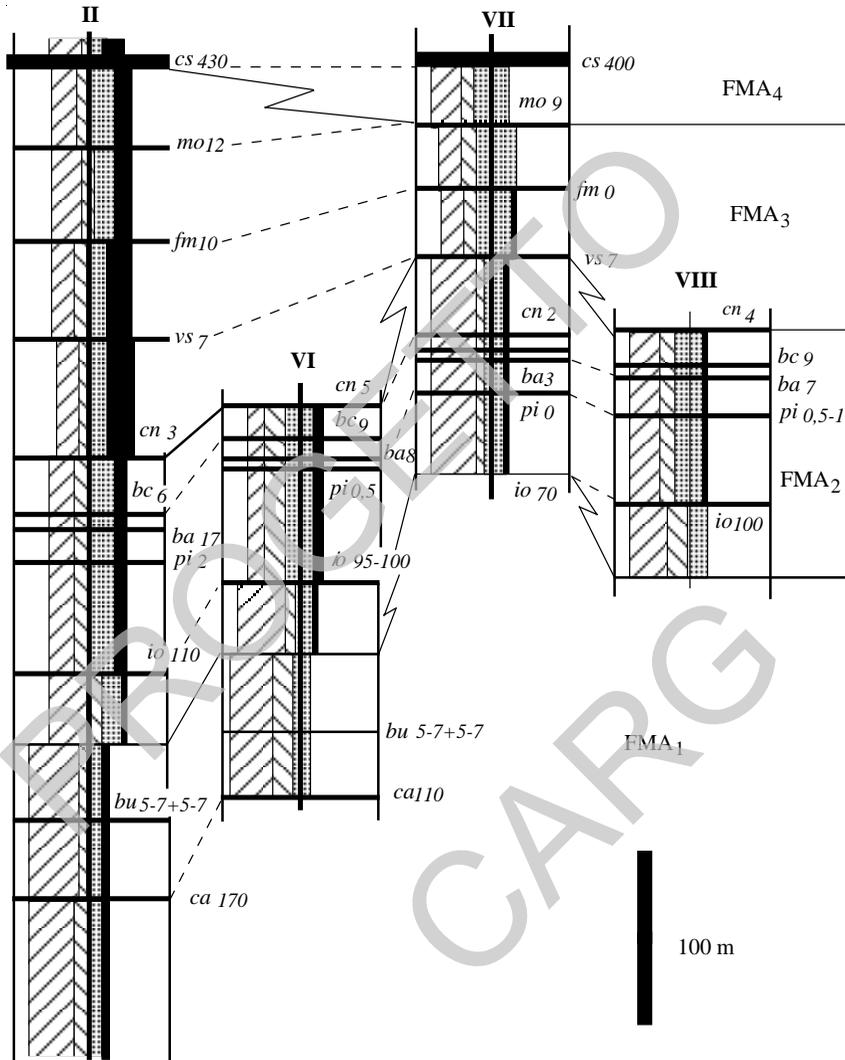


Fig.4 - I Membri di Biserno, Corniolo e Premilcuore (FMA_{1,3}).

Tra gli strati guida arenacei il più importante è quello denominato “*Strato Contessa*” (RICCI LUCCHI & PIALLI 1973), che si segue e si cartografa dalla zona di Gubbio (quella più vicina alla fonte e che ha fornito il toponimo) fino

al limite occidentale della formazione affiorante. Altri strati di litologia simile, sottostanti lo “*Strato Contessa*”, sono stati indicati come “contessine” da CAPOZZI *et al.* (1991), un termine di comodo che non ha riferimenti geo-topografici.

Gli strati guida calcarenitici affiorano per lo più sopra lo “*Strato Contessa*”, in numero superiore a 20 e sono stati denominati collettivamente “*colombine*” (RICCI LUCCHI & VALMORI, 1980), utilizzando un termine dialettale locale che stava per “pietra da calce”. Ognuno di essi è qui specificato da una sigla e un toponimo. Le strutture sedimentarie e la composizione indicano una provenienza da SE-ESE lungo l’asse del bacino, ma legata a una zona diversa da quella dello “*Strato Contessa*”.

Nell’intento di privilegiare l’unicità della provenienza delle correnti che hanno messo in posto tali strati, si è preferito qui conservare il nome di “*colombine*” per tutti gli strati guida calcarenitici, a prescindere dalla loro posizione stratigrafica, sottostante o sovrastante allo *Strato Contessa* (qui indicato con la sigla *cs*). Tale scelta ha il pregio di non complicare ulteriormente la terminologia esistente. A tutto ciò si aggiunga che nel Foglio 254 è stato rinvenuto un solo strato guida “ibrido”, cioè con quell’abbondanza di clasti arenacei che la rende, malgrado la potenza nettamente inferiore, simile allo *Strato Contessa*: lo strato *Imolavilla* (io), entro il *Membro di Corniolo*.

La *colombina* più antica presente nel foglio è quella indicata con la sigla *ca* (*colombina Calanca*, fig.4). Essa compare a circa 100 m dal tetto del *Membro di Biserno* (presso Portico di Romagna, sez.II) e comprende 1,7 m di calcarenite gradata da medio-grossolana a fine, con laminazione piano-parallela alla base, e 3,15 m di marna; nei dintorni di Rocca S.Casciano (sez.VII) lo spessore della porzione calcarenitica scende a 1,1 m. In generale la variazione è valutabile attorno ai 15 cm per 1500 m in senso appenninico.

Circa 50 m sopra *ca*, ancora presso Portico (fig.4, sez.II), si intercalano due torbidity calcaree di 5-7 cm separati da circa 3 m di marne in buona parte emipelagiche: esse sono state riunite sotto un’unica sigla (*bu: colombina Budriolo*).

Entro la successione altri strati guida tipo *colombine* hanno permesso una suddivisione dotata di notevole precisione e correlabilità. Alcune di quelle caratterizzate da letti calcarenitici più potenti e meglio seguibili sul terreno sono state rappresentate anche sulla Carta geologica; altre compaiono solo nelle sezioni stratigrafiche a corredo della presente descrizione; molte, infine, non sono state rappresentate, sia per l’esiguità dei loro spessori, sia per la loro vicinanza stratigrafica, sia infine per la difficoltà di correlarle durante il rilevamento. Si deve comunque sottolineare che in molti casi le singole *colombine* sono identificabili solo attraverso il confronto di intervalli stratigrafici relativamente ampi, in grado di individuare successioni tali da non lasciare equivoci.

2.3. - MEMBRO DI CORNIOLO (**FMA₂**)

Affiora in aree relativamente discontinue nella fascia meridionale del foglio (a Sud di M.Becco; nei dintorni di Portico e di Rocca S.Casciano; in località Fantella, a Ovest di Strada S.Zeno; nei dintorni di Civitella).

Differisce dall'unità precedente per un lieve aumento, graduale ma rapido, del contenuto arenaceo, cui corrisponde peraltro una più equilibrata distribuzione dei letti arenacei. Il rapporto A/P si mantiene relativamente costante in senso verticale per tutto l'intervallo, ma presenta variazioni laterali anche sensibili tra le diverse aree (da 1:1 nella sez.II a 1:3 nelle sez.VII e VIII). In genere abbondano le marne emipelagiche, fino a raggiungere le stesse percentuali di quelle torbiditiche.

Un sensibile aumento nella diffusione dei letti arenacei più spessi è riconoscibile a partire dalla *colombina Imolavilla (io)*, intercalata nella porzione inferiore o addirittura alla base dell'unità e caratterizzata da più evidenti analogie con lo *Strato Contessa* (abbondanza di materiale "ibrido"); il letto calcarenitico ha una potenza che varia da 110 cm (sez.II) o 100 (sez.VIII) a un minimo di 70 (sez.VII).

Nella porzione superiore sono presenti anche le *colombine pi (Pianese)*, *ba (Fosso Bandolino)*, *bc (Fosso Bacio)* e *cn (Cannetole)*. La potenza dei relativi letti calcarenitici presenta una certa variabilità: 0-2 cm per *pi*; 3-17 cm per *ba*; 6-9 cm per *bc*; 2-5 cm per *cn*.

La potenza complessiva dell'unità è compresa fra 135 e 175 m.

Il limite inferiore è graduale rapido (pochi metri): in sez.VII coincide con la *colombina io*, nelle altre si trova a quote stratigrafiche più basse. Il limite superiore è graduale (per ulteriore aumento di A/P e dello spessore dei letti arenitici) ed eteropico: in sez.II coincide con la *colombina cn*, in sez. VII con la *vs (colombina Via Scura)*, che è tuttavia situata almeno 40 m più in alto.

Le microfaune presenti indicano il passaggio dal Langhiano superiore (zona a *Orbulina suturalis*) al Serravalliano inferiore (zona a *Globorotalia miozea*), grazie alla comparsa di *Orbulina universa*, che nella porzione inferiore dell'unità è raro e difficilmente individuabile. Si può quindi affermare solo che la base dell'unità appartiene ancora al Langhiano, mentre la sommità è già serravalliana. Il benthos continua ad essere assente e pertanto il bacino può essere interpretato come ipopelagico.

2.4. - MEMBRO DI PREMILCUORE (**FMA₃**)

Gli affioramenti più estesi e significativi si trovano fra le Valli del Tramazzo e del Montone, sui fianchi della media Valle del Rabbi e in lembi più isolati nei dintorni di Rocca S.Casciano. Nella parete in sinistra di Rio Ridaccio (a Est di Rocca S.Casciano) è ben esposta la successione completa FMA₂₋₄.

L'unità differisce dalla precedente per un aumento talora netto della componente arenacea (fig.4) e una diminuzione delle marne emipelagiche. In sez.II (località Cannetole-Montazio) il rapporto A/P sale da 1:1,7 a 1:1,1 e i letti arenitici molto spessi arri-

vano quasi al 30%, contro il 13% dell'intervallo precedente; successivamente A/P scende mediamente a 1:1,2, mentre la distribuzione dei letti arenacei si sposta decisamente a favore degli strati sottili (oltre 40%). Nella porzione basale prevalgono le facies C e D, in quella mediana e sommitale le facies B e C, che passano a C e D verso SE e NE.

Anche qui sono presenti numerose *colombine*: lo spessore dei letti calcarenitici si mantiene costante solo in *vs* (7 cm); in *cn* e *mo* (*Montazio*), così come nello *Strato Contessa* (*cs*), diminuisce da E a O, passando rispettivamente da 3 a 2 cm (*cn*), da 12 a 9 cm (*mo*) e da 4,3 m a 4 m (*cs*); infine *fm* (*Fosso del Maserone*) ha in sez.II una porzione calcarenitica dello spessore di 10 cm, mentre in sez.VII è rappresentata dalla sola porzione marnosa.

La potenza complessiva dell'unità diminuisce fortemente da O verso E, passando dai 250 m di sez.II agli 85 di sez.VII: tale variazione è legata alla diversa posizione stratigrafica dei limiti inferiore e superiore ed è accompagnata da una generale diminuzione degli apporti più grossolani da O verso E (in sez.VII mancano i letti molto spessi, che sono invece abbondanti in sez.II).

Il limite inferiore è graduale ed eteropico, in corrispondenza ora della *colombina cn* (sez.II), ora della *vs* (sez.VII). Quello superiore è graduale rapido, segnato da un aumento di A/P e dal distribuirsi delle arenarie in letti complessivamente più spessi: in sez.VII coincide con la *colombina mo*, in sez.II con *cs*.

La microfauna è ancora rappresentata per lo più da foraminiferi planctonici, raramente bentonici, per lo più a guscio agglutinante. Tra i primi si riconoscono *Globigerinoides trilobus*, *G.bisphaericus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Praeorbulina circularis* e *Globorotalia peripheroronda*; anche in assenza del marker *Orbulina universa*, la successione è attribuibile al Serravalliano inferiore e al Langhiano, anche per i confini in parte eteropici col membro di Corniolo. Il bentos è caratteristico degli ambienti a sedimentazione torbiditica.

2.5. - MEMBRO DI GALEATA (FMA₄)

E' uno dei membri più e meglio rappresentati nel foglio. Lo si ritrova nelle valli del Tramazzo, dell'Acerreta, del Montone, del Rabbi e del Bidente (dove è posto l'abitato di Galeata che gli dà il nome), fra S.Cassiano e Rocca S.Casciano e in una zona intensamente tettonizzata presso Predappio Alta.

Si tratta di una potente successione torbiditica (circa 600 m: fig.5), caratterizzata da una notevole eterogeneità verticale: pacchi decametrici con arenarie presenti nella stessa quantità delle marne si alternano a pacchi in cui queste ultime prevalgono, anche se mai in modo netto. In generale la porzione inferiore dell'unità, a partire dallo *Strato Contessa*, mostra una progressiva diminuzione di A/P (da 1:1,1 a 1:2) e della distribuzione dei letti arenacei più spessi; successivamente le due caratteristiche mostrano una inversione di tendenza (A/P passa da 1:1,6 a 1:1,1), per riprendere a diminuire al di sopra della *colombina Graticce* (*gr*). Anche se in generale prevalgono quelli sottili e molto sottili, la

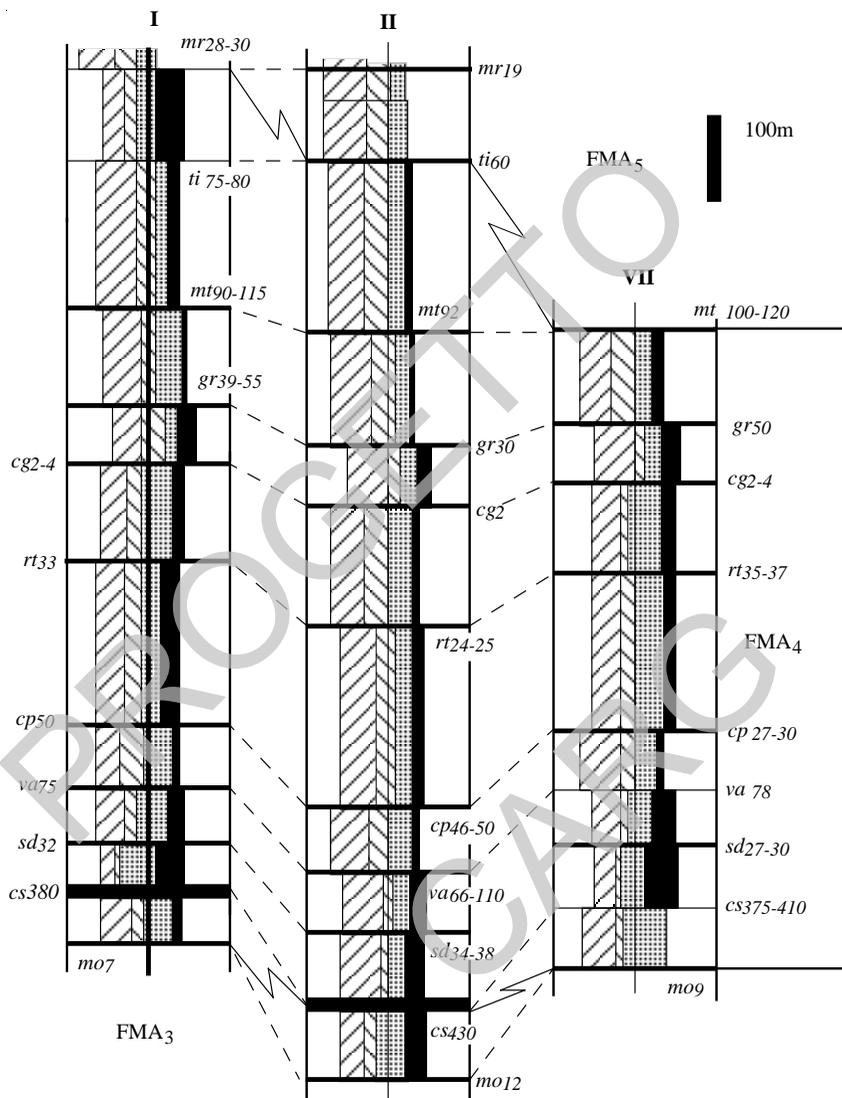


Fig.5 - Il Membro di Galeata (FMA₄).

distribuzione dei letti arenacei è molto variabile: essi aumentano complessivamente di spessore anche in senso SE-NO e NE-SO. Sono composti da arenarie

medie e medio-fini, talora grossolane alla base degli strati, a prevalenti facies D, C e G. Nella successione si intercalano anche pacchi di strati rappresentanti frange di corpi sabbiosi (“lobi”), con paleocorrenti provenienti da NO-NNO. Le emipelagiti sono diffuse in modo uniforme (rapporto con le marne torbiditiche da 1:3 a 1:1).

Alla base (sez.II) o a 30-40 m da questa compare il già citato *Strato Contessa* (*cs*), una torbidite calcarea con un letto arenitico quasi ovunque superiore ai 4 m, seguito da una “coda” pelitica attorno ai 10 m. Tutto ciò ne fa un livello guida di facile identificazione sul terreno.

Gli apporti carbonatici da SE sono nel complesso diffusi in tutta l’unità, spesso in strati poco più che centimetrici. Le *colombine* a spessore ed estensione maggiori sono: *sd* (*S.Adriano*: 27-38 cm); *va* (*Valbura*: 66-110 cm); *cp* (*Fosso Caprie*: 27-50 cm); *rt* (*Ritorto*: 24-37 cm); *cg* (*Campogrande*: 2-4 cm); *gr* (0-55 cm); *mt* (*Montellero*: 90-120 cm); *ti* (*Tiravento*, 60-80 cm); *mr* (*M.Mirabello*, 10-30 cm).

Il limite inferiore è netto o graduale rapido, coincidente a volte con *cs*, a volte con *mo*. Quello superiore è graduale rapido, per complessiva diminuzione del contenuto arenaceo: accentuate eteropie (figg.5 e 6) lo fanno invecchiare progressivamente da O verso E (in sez.I e III coincide con *mr*, in sez.II con *ti*, in sez.VII con *mt*).

Le microfaune a Foraminiferi planctonici sono molto disperse e i bentonici sono estremamente rari. La presenza di *Globorotalia miozea*, *Globoquadrina altispira* e *Orbulina universa* molto più rara di *O.suturalis* indicano l’appartenenza dei depositi alla parte inferiore del Serravalliano (zona a *Globorotalia miozea*). Tra i saltuari Foraminiferi bentonici, la presenza di *Planulina wüllerstorfi* e di *Bulimina affinis* è indicativa di un deposito torbiditico mesobatale.

2.6. - MEMBRO DI COLLINA (FMA₅)

Complicazioni tettoniche di varia entità fanno sì che gli affioramenti di questa unità (di potenza in sé già non elevata) si riducano a sottili fasce discontinue ai bordi della precedente. Gli affioramenti più estesi si trovano a Poggio Pianaccia, nella Valle del Lamone (a Sud di S.Cassiano), sul Colle del Tramazzo e a M.Mirabello (a Sud di Predappio Alta).

L’incremento del contenuto marnoso già osservabile al tetto di FMA₄ prosegue e prelude a una alternanza in cui le marne e le siltiti prevalgono sulle arenarie; pur conservandosi complessivamente su livelli inferiori rispetto all’unità precedente, A/P presenta forti variazioni laterali (fig.6): da 1:2,9 a Badia della Valle (Sud) a 1:3,4 a S.Casciano (Nord) nella Valle del Lamone (sez.I); si conserva attorno a 1:3,5 nella Valle del Rabbi.

Le arenarie sono gradate, da grossolane a fini nei letti spessi e molto spessi (complessivamente più rari), medie e fini negli altri, con strutture trattive sempre evidenti (prevalenti facies D e G). Le marne sono grigie o verdastre, prive di laminazione, in

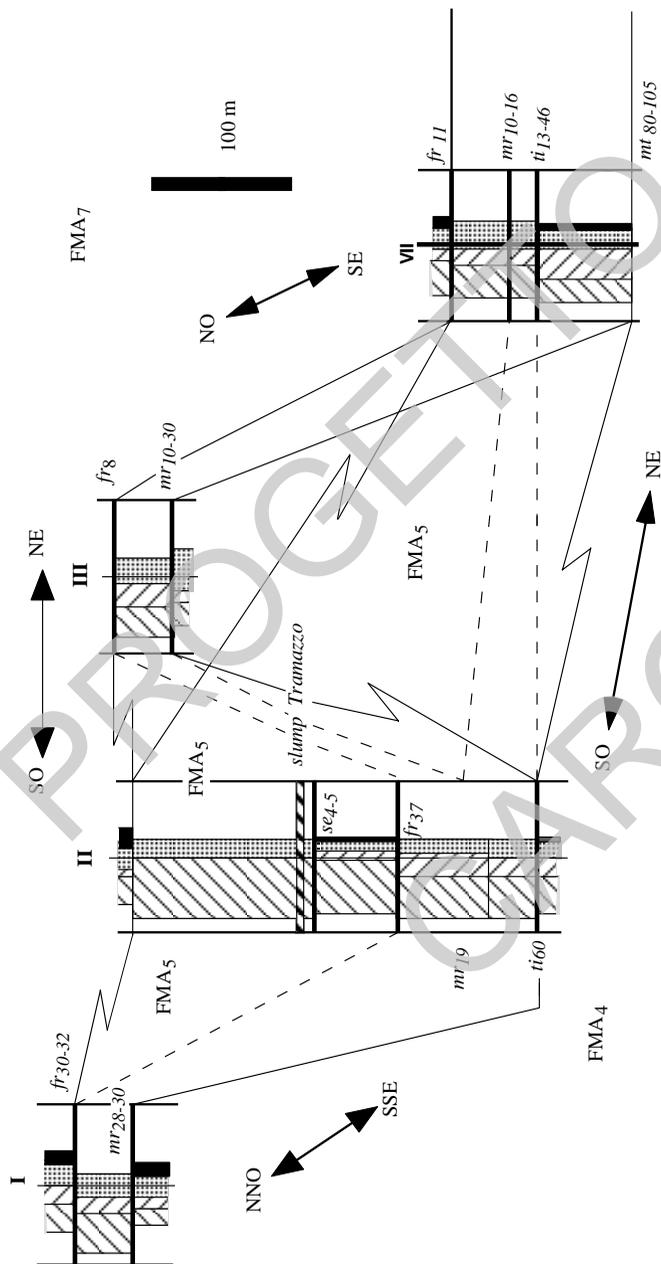


Fig.6 - II Membro di Collina (FMA5)

strati da sottili a medi; si alternano a frequenti sottili strati siltosi e arenacei fini con laminazione piano-parallela e/o incrociata; abbondano emipelagiti marnose ricche di foraminiferi. Manca in genere l'intervallo *a* della sequenza di Bouma.

Fra le *colombine* presenti, oltre alle già citate *mt* (80-105 cm, alla base del membro in sez.VII), *ti* (13-60 cm, alla base del membro in sez.II) e *mr* (10-30 cm, alla base del membro in sez.I e III), si deve ricordare la *fr* (*Fratta*, 30-37 cm nelle sez.I e II, 8-11 cm nelle sez.III e VII), che segna spesso il passaggio al membro sovrastante (sez.I, III, VII e VIII).

In sez.II, a circa 180 m dalla base dell'unità, compare un orizzonte di scivolamento gravitativo, intraformazionale, a composizione prevalentemente marnosa, di potenza variabile da 4 a 10 m (*slump di Tramazzo*), spesso individuabile sul terreno grazie alla presenza di un vero e proprio gradino morfologico.

Le eteropie di facies e le conseguenti variazioni di potenza (da 50 a 330 m) sono particolarmente evidenti (fig.6) passando da NO a SE (sez.III e VII) e da SO a NE (sez.II e III).

Il limite inferiore è graduale rapido, di volta in volta marcato dalle *colombine mr*; *ti* o *mt*. Quello superiore, segnato da un graduale ma rapido aumento del contenuto arenaceo, coincide spesso (sez.I, III, VII e VIII) con lo strato *fr*, ma nella sez.II è situato circa 200 m più in alto.

La microfauna a Foraminiferi planctonici presenta *Orbulina universa* molto meno frequente di *O. suturalis*, oltre a *Globorotalia miozea*, *Globoquadrina altispira* e frequenti *Globigerinoides* ex gr.*G.trilobus-sacculifer*; essa indica quindi ancora la parte bassa della zona a *Globorotalia miozea* (Serravalliano inferiore). Le forme bentoniche (agglutinanti associati a *Planulina wüllerstorfi*) sono tipiche di una sedimentazione torbidity mesobatale.

2.7. - MEMBRO DI M.BASSANA (FMA₇)

Compare essenzialmente fra le valli del Marzeno e del Lamone (presso S.Cassiano, dove è ben esposta l'intera successione FMA₄₋₈), nonché sul e fianco sinistro della valle del Rabbi (fra S.Marina e S.Savino); un affioramento di estensione limitata è presente anche in destra del Bidente (margine sud-orientale del foglio).

Alla base il rapporto A/P si mantiene attorno a 1:1; ma l'abbondanza di letti arenacei spessi (fig.7) segnala uno stacco abbastanza netto rispetto all'unità precedente; le torbiditi presentano arenarie medie e fini, più raramente grossolane, ben cementate, sempre gradate e con lamine evidenti, in letti per lo più spessi, molto spessi e sottili (prevalenti facies D, C e G); lateralmente A/P scende a 1:1,8 (Valle del Lamone: sez.I) e a 1:2,5 (Valle del Rabbi). Le marne emipelagiche sono diffuse in modo abbastanza uniforme.

Vi si ritrova intercalata la più recente delle *colombine* (se: *Serra*), molto sottile (letto arenitico di 3-5 cm), situata da 620 m (Valle del Rabbi) a 680 m (Valle del Lamone) sopra allo *Strato Contessa*: talora essa divide l'unità in due parti, quella superiore un po' più pelitica e quella inferiore un po' più arenacea.

La potenza complessiva è di 220-240 m, con decremento da Ovest verso Est.

Il limite inferiore è segnato da un rapido aumento della componente arenacea, coincidente a volte con la *colombina fr* (8-32 cm), cui seguono due corpi sabbiosi di 9 m ciascuno, separati da 3 m di marne. Il limite superiore è graduale rapido (aumento del rapporto A/P e dello spessore dei letti arenitici).

La microfauna a Foraminiferi planctonici è generalmente ricca; le specie più significative sono: *Orbulina universa*, *Globorotalia mayeri*, *G.miozea*, *G. periferioacuta*, *G.siakensis*, *Globoquadrina altispira*, *G.dehiscens* e *Globigerinoides trilobus*. Il benthos è per lo più scarso e indica un ambiente da meso a ipopelagico, con associazioni a prevalenti agglutinanti, caratteristici degli ambienti fly-schioidi; fra gli organismi a guscio calcareo, *Oridorsalis umbonatus*, *Cibicoides pachyderma* e *Siphonina reticulata* indicano depositi emipelagici.

L'unità appartiene nel complesso alla parte inferiore della zona a *Globorotalia miozea* (Serravalliano inferiore). Il limite con il Serravalliano superiore è situato pochi metri sopra il passaggio FMA₇₋₈.

2.8. - MEMBRO DI NESPOLI (FMA₈)

Affiora essenzialmente nella Valle del Bidente (dintorni dell'abitato di Nespoli che dà il nome all'unità), lungo la Valle del Rabbi (presso Tontola) e su entrambi i fianchi del F.Lamone (a Nord di S.Cassiano).

Si tratta per lo più di torbiditi arenaceo-marnose (fig. 7) con A/P variabile tra 1:1,1 (Valle del Lamone, sez.I) e 1:1,3 (Valle del Rabbi, sez.VII): anche se A/P rimane comunque spostato a favore del secondo termine, l'incremento nel contenuto arenaceo rispetto all'unità precedente è abbastanza netto ed evidente. Le arenarie sono in genere da grossolane a fini, ben cementate, con gradazione e lamine trattive sempre evidenti; anche qui manca in genere l'intervallo *a* della sequenza di Bouma. I letti, da molto spessi a sottili, sono distribuiti in modo uniforme, ma a volte variano lateralmente in modo considerevole. Sono presenti emipelagiti.

La potenza complessiva dell'unità varia da 360-400 m nella Valle del Lamone a 230 m nella Valle del Bidente.

Entrambi i limiti sono gradualmente rapidi e coincidono rispettivamente con un aumento e una diminuzione del contenuto arenaceo e della percentuale di letti spessi e molto spessi.

Le microfaune sono omogenee e simili a quelle contenute nel *Membro di M.Bassana*. Si osserva tuttavia, a pochi metri dalla base, la comparsa di *Globigerinodes ex gr.G.obliquus*, *Globorotalia miozea* molto evolute, *G.cf.menardii*, nonché delle prime, sia pur rare, *Globigerina decoraperta*: tutto ciò indica l'ap-

partenza dell'unità per la maggior parte alla zona a *Globigerinoides obliquus* (Serravalliano superiore). Fra le associazioni bentoniche, si alternano quelle a foraminiferi a guscio calcareo e a guscio agglutinante.

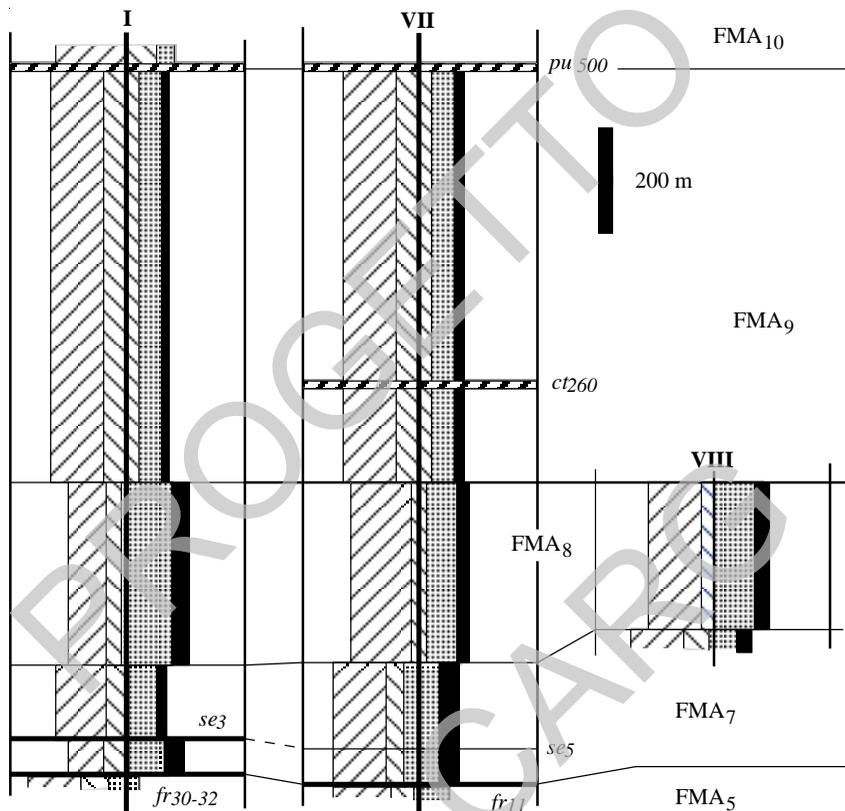


Fig.7 - I Membri di Monte Bassana, Nespoli e Civitella (FMA₇₋₉).

2.9. - MEMBRO DI CIVITELLA (FMA₉)

Gli affioramenti più estesi si trovano fra le valli del Bidente e del Rabbi, da Civitella fino a Predappio; una seconda e una terza fascia, entrambe a orientamento appenninico, sono situate a Sud di S.Ruffillo di Dovadola (valle del Montone) e fra il F.Lamone e il T.Tramazzo.

L'unità è caratterizzata da notevole omogeneità, con torbiditi marnoso-arenacee (fig.7) in cui A/P è generalmente compreso fra 1:1,5 e 1:2,5, raramente 1:3 (moda 1:2). Le arenarie sono gradate, da medie a fini, abbastanza cementate, con impronte di fondo evidenti, in letti sottili o medi, più raramente spessi e molto spessi; prevalgono le facies D e G, subordinate le facies C. Vi si intercalano arenarie marnose, marne più o meno sabbiose e pacchi di emipelagiti sottili e medie associate a rari strati sottili siltosi o arenacei fini (il tutto per spessori massimi di 15 m).

Via via più frequenti verso l'alto si osservano anche saltuari e discontinui pacchi di strati arenacei metrici ("lobi") a provenienza NO-NNO: tra questi si segnala l'*orizzonte Castagnolo (ct)*, composto da due strati arenacei gradati da medi a fini (quello superiore di 2,6 m, quello inferiore di 2,8 m), separati da 2,2 m di marne; esso si può seguire con relativa facilità fra le valli del Bidente e del Rabbi, ma tende a scomparire procedendo verso NO, per probabile diminuzione di potenza dei singoli strati.

A Est di Civitella di Romagna (angolo sud-orientale del foglio) A/P diminuisce notevolmente nella parte alta (a partire da circa 250 m sopra l'*orizzonte ct*) fino a valori inferiori a 1:3,4. Nel complesso si tratta però di una unità molto omogenea sia verticalmente che lateralmente, la cui potenza complessiva supera i 1000 m.

Il limite inferiore è graduale rapido, legato a una brusca diminuzione del contenuto arenaceo. Quello superiore è graduale (leggero ma significativo aumento delle componenti più grossolane), ma può essere posto in corrispondenza di un pacco di 3-4 strati arenacei spessi, della potenza complessiva di 4-5 m (*pu: orizzonte Purocielo*).

Nella porzione inferiore dell'unità le microfaune sono del tutto simili a quelle del membro sottostante. In quella superiore fra i Foraminiferi planctonici compaiono *Globorotalia menardii*, *G.acostaensis* e *Globigerina decoraperta*. Fra i foraminiferi bentonici *Uvigerina senicosa* è più costante e diffusa che in FMA₈. L'unità è quindi attribuibile nella sua parte inferiore alla zona a *Globigerinoides obliquus* (parte alta del Serravalliano superiore) e in quella sovrastante alla zona a *Globorotalia menardii* e *G.acostaensis* (Tortoniano). Una maggiore diversificazione dei foraminiferi bentonici indica una minore profondità del bacino, che passa così da ipo o mesobataiale a epibatiale.

2.10. - MEMBRO DI DOVADOLA (FMA₁₀)

Affiora con grandi estensioni lungo la fascia esterna dell'Appennino, in particolare nei dintorni dell'abitato che gli dà il nome.

Si tratta di una alternanza arenaceo-siltitico-marnosa a prevalenti facies D, C e G, con A/P in genere attestato su livelli maggiori che nel caso precedente, più

precisamente attorno a 1:1 (fig.8); si riscontrano tuttavia sensibili variazioni sia in senso appenninico (diminuzione da NO a SE), che antiappenninico (aumento da SO verso NE). Verso NNE (sez.III) aumentano, anche se in misura lieve, sia la frequenza che lo spessore dei letti arenacei. Anche la potenza complessiva varia da 150 a 220 m.

Il limite inferiore è graduale, grosso modo coincidente con l'orizzonte *pu*. Quello superiore è segnato da diminuzione del rapporto A/P, in genere in corrispondenza di una successione di 4-6 strati arenacei, talora amalgamati, della potenza 7-8,5 m (*po*: orizzonte Poggiolo).

Le microfaune non si discostano sostanzialmente da quelle del *Membro di Civitella*. Verso l'alto compaiono e diventano frequenti le concrezioni di solfuri di ferro, indicanti una ridotta circolazione sul fondo. Si tratta ancora di un bacino epibatiale di età tortoniana (zona a *Globorotalia menardii* e *G.acostaensis*).

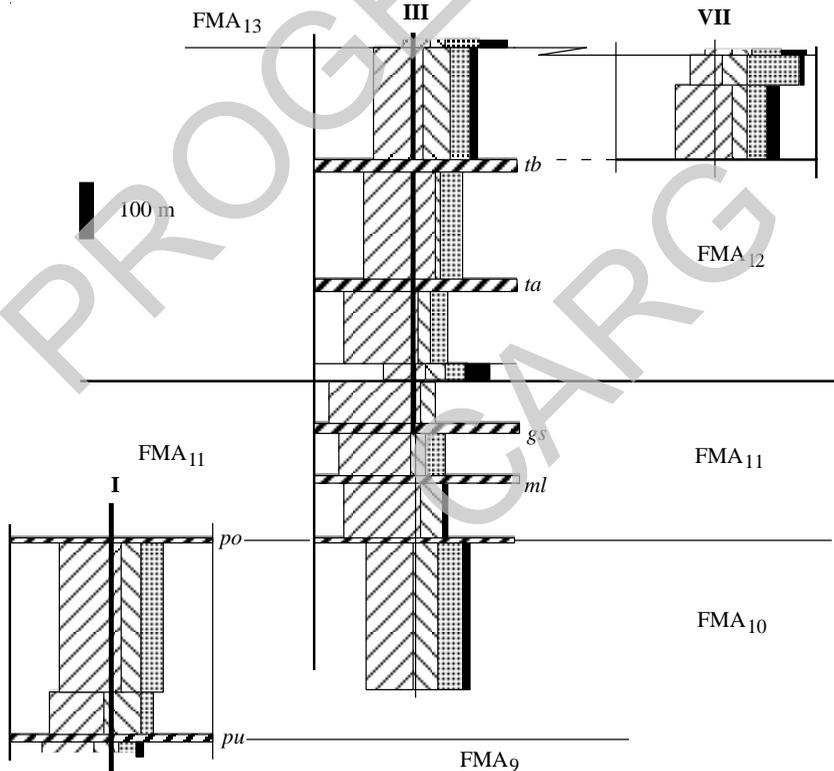


Fig.8 - I Membri di Dovadola, Modigliana e Castel del Rio (FMA₁₀₋₁₂).

2.11. - MEMBRO DI MODIGLIANA (**FMA₁₁**)

Gli affioramenti sono concentrati essenzialmente in una fascia a orientamento appenninico passante per l'abitato di Modigliana.

L'unità è composta da una alternanza marnoso-arenacea con A/P decrescente verso l'alto da 1:2 a 1:4,5 (fig.8); le arenarie sono in genere poco cementate, a cernita moderata, in letti per lo più sottili, subordinatamente medi; le marne torbiditiche mostrano spessori dei singoli eventi in genere non superiori ai 20 cm; sono presenti anche emipelagiti. Le variazioni di spessore dei letti arenacei riflettono lo stesso andamento osservato in FMA₁₀, ma con differenze ancora più marcate in senso trasversale (minimo di apporti grossolani a SSO, massimo verso NNE).

Sono frequenti gli orizzonti composti da torbiditi prevalentemente arenacee; tra quelli più facilmente individuabili e seguibili sul terreno si segnalano l'*orizzonte Maiolo* (ml: pacco di 5-6 m di letti spessi di arenarie medie, raramente grossolane, a 70-80 m dalla base dell'unità) e l'*orizzonte Giuseppa* (gs: 3-7 torbiditi spesse e molto spesse, talora amalgamate, con arenarie gradate da medie a fini, con base erosiva, per una potenza di 4-10 m, a 130-135 m dalla base).

La potenza complessiva si aggira attorno ai 180 m.

Il limite inferiore coincide di norma con l'orizzonte *po*, al di sopra del quale il contenuto arenaceo diminuisce bruscamente. Quello superiore è posto alla base di un pacco di torbiditi arenacee spesse, con intercalate torbiditi sottili (potenza media sui 15 m, con un minimo di 7 in prossimità del sovrascorrimento di Cusercoli, nell'angolo sud-orientale del foglio, e un massimo di 20 a NNE). Nei dintorni di Castrocaro questo orizzonte non è riconoscibile e l'unità passa gradualmente e senza evidenti differenze al *Membro di Castel del Rio* (FMA₁₂), al quale è stata accorpata.

Mentre non si notano sostanziali variazioni nel benthos, rispetto all'associazione a Foraminiferi planctonici del membro sottostante si nota la comparsa di *Globigerina falconensis* e di *Globorotalie* del gruppo *Globorotalia scitula ventriosa*. Questo permette di attribuire l'unità al Tortoniano.

2.12. - MEMBRO DI CASTEL DEL RIO (**FMA₁₂**)

Gli affioramenti sono distribuiti con continuità, in buona evidenza e in condizioni tettoniche tranquille, lungo il margine intermedio della fascia collinare.

La tendenza all'aumento del contenuto marnoso che caratterizza l'unità sottostante si inverte decisamente (fig.8), con passaggio a una alternanza arenaceo-siltitico-marnosa in cui A/P si presenta molto variabile, raggiungendo nella parte alta punte fino a 4,5:1. Anche i letti arenacei mostrano un generale aumento di spessore verso la sommità. Le arenarie sono da medie a fini, con lamine trattive, cementazione scarsa e cernita moderata. Le marne sono spesso siltose e sabbiose; nella porzione inferiore compaiono rare emipelagiti.

Sono riconoscibili a volte pacchi di strati in cui il contenuto arenaceo prima diminuisce, poi aumenta verso l'alto. A circa 100 m dalla base compaiono due corpi arenacei di 9-10 m ciascuno, separati da 4-5 m di marne con torbiditi sottili (*ta: orizzonte Rio Tazzano*); a 120-130 m dal tetto compare un pacco di strati arenacei (10-17 m) a base erosiva (*tb: orizzonte Trebbio*). Entrambi mostrano la sopra accennata tendenza all'aumento del materiale più grossolano verso l'alto.

Nella parte alta si osservano anche strati lenticolari (spessore 4-10 cm, estensione superiore ai 20 m) di calcare marnoso e marne calcaree, simili ai *Calcari a Lucine* (cap.II, 2.14).

La potenza complessiva varia da 350 (SSO) a 400 m (NNE); più contenute sono le variazioni in senso appenninico.

Il limite inferiore coincide in genere con il pacco di torbiditi arenacee descritto in 2.11; nei dintorni di Castrocaro le due unità non sono distinguibili tra loro e sono state entrambe attribuite a FMA₁₂. Il limite superiore è netto (passaggio a una successione prevalentemente arenacea), a volte marcatamente erosivo.

Nella porzione inferiore dell'unità le faune mantengono le caratteristiche del bacino epipelagico evidenziate da FMA₁₁, ma suggeriscono una maggiore profondità. Nel plancton, accanto alle *Globorotalia ex gr.scitula ventriosa*, è presente, anche se rarissima, *Globorotalia merotumida*, a conferma dell'attribuzione del sedimento al Tortoniano superiore. Il benthos è ulteriormente diversificato: compaiono *Bolivina arta*, *B.scalprata miocenica*, *Uvigerina rutila*, *U.auberiana* e *Melonis padanum*. Nella parte alta a questi sedimenti si alternano livelli ricchi in solfuri di ferro, a volte costituente modelli interni di Diatomee, e livelli con fauna planctonica ricca di forme aberranti di *Orbulina*, tipiche di depositi ricchi di sostanza organica e poveri di ossigeno. Si tratta quindi chiaramente di depositi al passaggio dal Tortoniano al Messiniano.

2.13. - MEMBRO DI FONTANELICE (FMA₁₃)

Affiora in una fascia relativamente continua fra le Valli del Marzeno e del Montone e in una più interna e disturbata fra il Montone e il Rabbi. Particolarmente rappresentativi sono gli affioramenti di Fosso Gorgi (a SO di Predappio Alta).

Il cambiamento rispetto ai depositi sottostanti è netto, con passaggio a torbiditi prevalentemente o esclusivamente arenacee e depositi di flussi gravitativi di alta energia e concentrazione. Le arenarie sono da grossolane a medie, spesso poco cementate, in letti spessi e molto spessi, talora condensati con spessori fino a 10 m; contengono frequenti inclusi pelitici da centimetrici a decimetrici, biosomi e bioclasti (bivalvi tipo Ostrea) e concrezioni ovoidali ("cogoli") variamente distribuite. Compaiono a più livelli anche torbiditi sottili in occasionali sequenze metriche. Nel complesso A/P è superiore a 3:1, con punte fino a 20:1.

Alla sommità si intercalano talora strati medi di marne calcaree, nonché, a vari livelli, lenti da 1 a 5 m di conglomerati poligenici con ciottoli da 2 a 15 cm,

composti per lo più da calcari, calcari marnosi e dolomie, subordinatamente da rocce eruttive e metamorfiche, in prevalente matrice arenacea, più raramente marnosa (FMA_{13a}). Prevalgono le facies A, B₁, C, D e G.

Molto diffusa, soprattutto nella Val Samoggia (quadrante nord-occidentale del foglio), è una litofacies “mista”, in cui i caratteri tipici del *Membro di Fontanelice*, sopra descritti, si alternano a quelli tipici di FMA₁₂ o di FMA₁₄ (ma A/P si conserva in genere superiore a 10:1). Si tratta della *Litofacies della Val Samoggia* (FMA_{13b}; fig.9): le arenarie sono da fini a grossolane, poco cementate, in letti spessi e molto spessi, talora amalgamati a formare corpi lenticolari a media scala, con frequenti inclusi pelitici centimetrici e strutture trattive mal visibili; si alternano a torbiditi sottili in occasionali pacchi metrici oppure a saltuari strati medi di marne calcaree e lenti pelitiche di potenza variabile in genere da 4 a 20 m.

L'unità ha nell'insieme l'aspetto di un grosso corpo lenticolare poggiante su una superficie erosiva a carattere di *unconformity* regionale e corrisponde alle «Sabbie di Fontanelice» di RIZZINI & PASSEGA (1964), al «Membro 4» di RICCI LUCCHI (1967) e alle «Molasse tortoniane» di RUGGIERI (1970); forti rassomiglianze si riscontrano con le sezioni di Ranchio descritte da RICCI LUCCHI (1985; 1986a). Nel complesso si tratta di una megasequenza dovuta alla progradazione di una conoide torbiditica (RICCI LUCCHI, 1967).

La potenza varia da 90 m (località Tossino, T.Marzeno) a 30-40 m verso SE (F.Montone), dove diminuiscono anche le intercalazioni pelitiche. Anche a Est del F.Montone la potenza diminuisce fino a 5-10 m e a 0 in destra del T.Bresina. A Sud di Predappio Alta e a Ovest del F.Rabbi, invece, raggiunge i 200 m e compaiono lenti conglomeratiche e blocchi di *Calcari a Lucina*.

Il limite inferiore è netto, per improvvisa comparsa di letti arenacei molto spessi, frequentemente amalgamati; a volte è marcatamente erosivo e discordante su FMA₁₂. Alcune lenti chilometriche o decachilometriche, con caratteristiche tipiche di FMA₁₃, compaiono tuttavia già nel sottostante *Membro di Castel del Rio* (FMA₁₂), così come altre sono presenti nel sovrastante *Membro di Borgo Tossignano* (FMA₁₄). I limiti inferiore e superiore sono stati posti in corrispondenza rispettivamente della più bassa e della più alta di tali lenti arenacee, anche dove - come nella Val Samoggia - esse si intercalano entro depositi pelitici che potrebbero, per affinità litologica, essere già attribuiti a FMA₁₄.

I residui di lavaggio sono quasi sempre ricchi di solfuri di ferro e la fauna è ancora ricca e diversificata; si differenzia da quella del membro sottostante per una discreta frequenza, fra i planctonici, di *Globigerinoides ruber seigliei* e per l'elevata frequenza di *Orbulina universa*. Il benthos è caratterizzato dall'elevata frequenza di Bolivina e Brizalina, dall'abbondanza di foraminiferi a guscio agglutinante di tipo primitivo, quali *Hyperammia* spp., e dalla presenza di Ostracodi. L'ambiente è chiaramente già molto sfavorevole, con forte riduzione della circolazione e dell'ossigeno ed aumento della sostanza organica: potrebbe quindi essere riferito all'inizio del Messiniano, se non fosse per le qualità ancoratipicamente tortoniane mostrate dalle faune presenti nel successivo FMA₁₄.

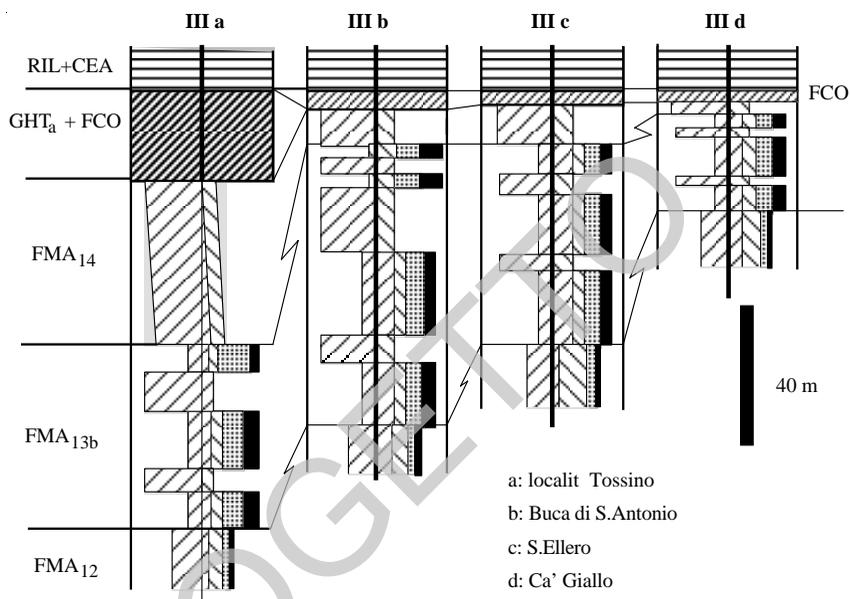


Fig.9 - I Membri di Fontanelice (litofacies della Val Samoggia: FMA_{13a}) e Borgo Tossignano (FMA₁₄).

2.14. - CALCARI A LUCINA (lu)

Affiorano in lembi discontinui o in blocchi sparsi essenzialmente entro FMA₁₃ (Fosso Gorghi; alta valle del torrente Bresina).

Si tratta di lenti e blocchi di modeste estensioni (massimo qualche m), a forma globulare, formati da calcareniti arenacee, calcari micritici, a buona cementazione, con strutture disordinate e, soprattutto, con modelli di Lucina anche di 15 cm, a valve unite, generalmente concentrati in nidi; talora sono presenti anche altri tipi di bivalvi.

Diffusi in tutta la Romagna, particolarmente nel Tortoniano superiore, ma senza escludere livelli stratigrafici più antichi (RUGGIERI, 1958), questi depositi sono stati oggetto di numerosi studi sin dal secolo scorso. Tenendo conto sia dei loro aspetti fisici (accumuli in blocchi sparsi, mancanza di stratificazione, inclusione in *slump* intraformazionali), sia dell'associazione fra macrofossili neritico-litorali come le Lucine e gli ambienti in cui vengono ritrovati, RICCI LUCCHI & VEGGIANI (1966) ne hanno interpretato la genesi come dovuta a fenomeni di risedimentazione nella «direzione di massima pendenza del bacino, lungo il fianco sud-occidentale dello stesso, cioè

da SO verso NE.»

Recentemente TAVIANI *et alii* (1992), TERZI (1993 a, b), TERZI *et alii* (1994) e TAVIANI (1994), dopo avere esaminato associazioni molto simili a quelle presenti nella successione tortoniana del Forlivese, hanno interpretato questo tipo di depositi in connessione con la formazione di idrocarburi in zone batiali.

2.15. - MEMBRO DI BORGO TOSSIGNANO (FMA₁₄)

Gli affioramenti si riducono a una fascia relativamente sottile, a orientamento appenninico, tra le valli del Marzeno e del Montone.

L'ultima unità della formazione (corrispondente al «*Membro 5*» di RICCI LUCCHI, 1967) presenta una netta prevalenza di marne, marne argillose e/o siltose, emipelagiti grigie e grigio-azzurre ricche in Foraminiferi, in strati da sottili a medi, talora brune e sottilmente laminate; vi si intercalano subordinate lenti da molto sottili a medie di arenarie poco cementate, fini e medie, a laminazione piano-parallela, talora molto sporche e ricche di frammenti carboniosi. La frequenza e lo spessore di queste intercalazioni diminuisce con costanza più o meno continua verso l'alto: A/P varia da 1/3 a 1/10 (fig.9).

In località Ca' Giallo la potenza è estremamente ridotta (non raggiunge i 2,5 m); aumenta nei pressi di Montepaolo (14 m) fino a un massimo di 100 m presso Collina, per riprendere poi a diminuire (55 m) in località Tossino, lungo il T.Marzeno.

Il limite inferiore è netto o graduale rapido, segnato da una brusca diminuzione del rapporto A/P e dello spessore dei letti arenacei. Quello superiore è netto e spesso discordante.

Non è escluso che nella sua porzione sommitale (dove i letti arenacei praticamente scompaiono) l'unità passi anche lateralmente alla *Formazione di letto* o *Formazione dei Ghioli di letto* degli AA; in aree adiacenti (Foglio 255), dove la successione è maggiormente rappresentata, al tetto dei depositi torbiditici si ritrovano anche livelli di *Tripoli e marne tripolacee* (Messiniano inferiore).

I campioni raccolti presentano una ricca fauna planctonica (*Globorotalia menardii*, *Globigerinoides trilobus*, *G.obliquus* e *Globigerina decoraperta*) e bentonica (*Cibicides italicus* e *Siphonina reticulata*): essa è quindi attribuibile al Tortoniano, come dimostra in particolare *C.italicus*. Si tratta di sedimenti di bacino mesopelagico, senza traccia di quelle condizioni anomale e tendenti alla situazione di *stress* tipiche del Messiniano, in inversione rispetto alla tendenza manifestata nell'unità precedente. Tuttavia viene anche segnalato il ritrovamento di Foraminiferi planctonici distrofici, Ostracodi, rari molluschi bentonici, briozoi, echinodermi, pteropodi ed eteropodi (RUGGIERI, 1958; 1970; MARABINI & POLUZZI, 1977).

3. - LA SUCCESSIONE MESSINIANA

Nell'Appennino romagnolo-marchigiano alla *Formazione Marnoso-Arenacea* segue di norma una successione composta dal basso da: *Formazione dei Ghioli di letto* e *Tripoli e marne tripolacee*; *Formazione Gessoso-Solfifera*; *formazione di tetto*; *Formazione a Colombacci*. Nel Foglio 254 mancano tutte le unità inferiori, fino alla *Formazione Gessoso-Solfifera* compresa: parti di esse si ritrovano risedimentate e discordanti sulle unità più antiche, con una posizione stratigrafica grosso modo corrispondente a quella della *formazione di tetto*; la lacuna è quindi interpretata come conseguenza di franamenti subacquei legati alla dinamica morfologica del bacino. Segue infine la *Formazione a Colombacci*, anch'essa discordante, con litologia e potenza molto variabili.

3.1. - FORMAZIONE DI TETTO (GHT)

Il termine di “ghioli di tetto” si deve a SELLI (1954), nella sua classica sintesi sulla geologia delle Marche, e indica terreni argillosi e sabbiosi depositatisi sopra le evaporiti della *Formazione Gessoso-Solfifera*, ridenominati *Formazione di S. Donato* da SAVELLI & WEZEL (1979). A mettere in posto questi sedimenti intervenivano sia processi per così dire “normali” (che edificavano regolari pile di strati - i cosiddetti “ghioli di tetto”, appunto - come accade nell'adiacente Foglio 255), sia processi di risedimentazione come frane subacquee e colate, ovvero trasporti in massa per gravità. Questi ultimi producevano accumuli dall'aspetto più o meno disordinato, in ogni caso dislocati dalla posizione stratigrafica originaria.

Tali fenomeni, a volte riconosciuti e cartografati come “olistostromi”, sono stati in gran parte sottovalutati o ignorati: talora accumuli caotici ricchi di blocchi di gesso imballati in peliti sono stati attribuiti alla *Formazione Gessoso-Solfifera*, mentre dovrebbero - per posizione stratigrafica - essere compresi nella *formazione di tetto*; altre volte i termini clastici di quest'ultima sono stati fusi deliberatamente (CREMONINI & FARABEGOLI, 1978) o confusi con quelli della sovrastante *Formazione a Colombacci* (le litofacies pelitiche di entrambe sono effettivamente molto simili tra loro). La distinzione emerge con particolare chiarezza da studi recenti (BASSETTI *et alii*, 1995; ROVERI *et alii*, 1998) e in corso nelle Marche, mentre può risultare meno evidente in Romagna, dove, tra l'altro, ai processi di accumulazione sopra accennati si sovrappongono movimenti franosi recenti e molto diffusi.

Nel Foglio 254 sono presenti solo le litofacies risedimentate, che si ritrovano con forte discontinuità laterale in alcune aree su entrambi i fianchi della Valle del Rabbi (dintorni di Predappio Alta) e in una fascia a Ovest del F. Montone. L'attribuzione di questi depositi talora a elevata composizione gessosa alla *Formazione dei ghioli di tetto*, anziché alla *Formazione Gessoso-Solfifera*, si basa proprio sull'entità e sulla qualità della risedimentazione: gessareniti più o meno alternate a marne potrebbero anche essere considerate parte

della *Formazione Gessoso-Solfifera*, ma solo nei casi, qui estremamente rari, in cui la loro giacitura fosse sostanzialmente regolare e indisturbata; qualora siano invece riconoscibili, come nel nostro caso, segni più o meno evidenti di una risedimentazione post-deposizionale e tale da dare origine a superfici di discontinuità e accumuli almeno parzialmente caotici, appare più logico attribuire tali depositi alla *Formazione dei ghioli di tetto*.

Per quanto riguarda specificamente il foglio in esame, la *Formazione dei ghioli di tetto* è dunque composta nel complesso da accumuli caotici di varia composizione (per lo più gessareniti e gessoruditi), cui si alternano saltuari pacchi di strati di peliti laminate bituminose e strati arenacei sottili di origine torbiditica. Carattere prevalente è in ogni caso l'irregolarità giaciturale dei depositi, con strutture assimilabili ora a quelli di una breccia a blocchi, ora a quelli di uno *slump*. Entrambi i limiti dell'unità, come si è accennato, sono irregolari e discordanti: quello inferiore è indicato dalla sovrapposizione di accumuli disordinati di peliti e blocchi gessosi alla *Formazione Marnoso-Arenacea*; quello superiore coincide con la discordanza che segna la base della *Formazione a Colombacci*.

In base alla composizione degli accumuli eterogenei che le caratterizzano, sono state distinte le seguenti litofacies, non riconducibili a una posizione stratigrafica univoca e precisa: *Litofacies del T.Marzeno* (GHT_a); *Litofacies di Predappio Alta* (GHT_b); *Litofacies di San Cassiano* (GHT_c).

3.1.1. - *Litofacies del T.Marzeno* (GHT_a)

Nell'area compresa fra i torrenti Marzeno e Samoggia si osservano accumuli caotici di gessi meso- e macrocristallini risedimentati (cristalli di selenite con giacitura caotica), in strati e banchi costituenti lenti discontinue anche su media e piccola scala, separati da superfici erosive e con frequenti strutture da scivolamento gravitativo. Localmente alla base si trovano anche: lenti di evaporiti carbonatiche («calcare di base» degli AA) con spessore massimo di 1 m; accumuli disordinati (*slump*) di peliti con inglobati ciottoli anche di 10 cm (litotipi appenninici), poco arrotondati e con fori provocati da litodomi; gessareniti massive e/o gradate in strati medi.

La potenza complessiva varia da 3 a 35 m.

3.1.2. - *Litofacies di Predappio Alta* (GHT_b)

Sul fianco sinistro del T.Rabbi (dintorni di Predappio Alta) si osservano evaporiti gessose e carbonatiche in accumuli sparsi e disordinati (RABBI & RICCI LUCCHI, 1968). Vi si riconoscono localmente le seguenti successioni dal basso:

- breccie grossolane di gesso serpentinoso in matrice argillo-siltosa; gesso alabastrino in frammenti minuti rilegati da marne; gesso serpentinoso brecciato;

calcare dolomitico brecciato con inclusi di gesso microcristallino; «calcare di base» fittamente laminato; brecce di varia composizione;

- alternanze decimetriche di gesso fittamente laminato, gessareniti, gesso alabastrino brecciato, con lenti saltuarie e irregolari di argille marnoso-siltose grigie.

La potenza varia da 1 a 80 m.

3.1.3. - *Litofacies di San Cassiano (GHT_c)*

Nelle cave di S.Cassiano (fianco destro del T.Rabbi: fig.10), in discordanza su FMA₉, si osserva un accumulo lentiforme, con tipico aspetto da *debris flow* e con potenza massima di 40 m, formato da blocchi e frammenti di calcare dolomitico e dolomia, con lenti irregolari di marne e marne dolomitiche e abbondanti clasti derivanti per lo più da calcari dolomitici e dolomie, cariati, talora fittamente; localmente ai blocchi calcarei si accompagnano arenarie giallastre poco cementate. Verso Sud questo deposito passa a un accumulo caotico di qualche decina di metri, formato da blocchi di calcari micritici non laminati, dolomie e calcari dolomitici, calcareniti arenacee ben cementate, calcari marnosi e marne calcaree, con modelli interi e gusci di lucine irregolarmente distribuite. Il tutto è ricoperto, in *onlap* chiaramente visibile in affioramento, da FCO.

Verso Sud questo deposito passa a un accumulo caotico di qualche decina di metri, formato da blocchi di calcari micritici non laminati, dolomie e calcari dolomitici, calcareniti arenacee ben cementate, calcari marnosi e marne calcaree, con modelli interi e gusci di lucine irregolarmente distribuite. Il tutto è ricoperto, in *onlap* chiaramente visibile in affioramento, da FCO.

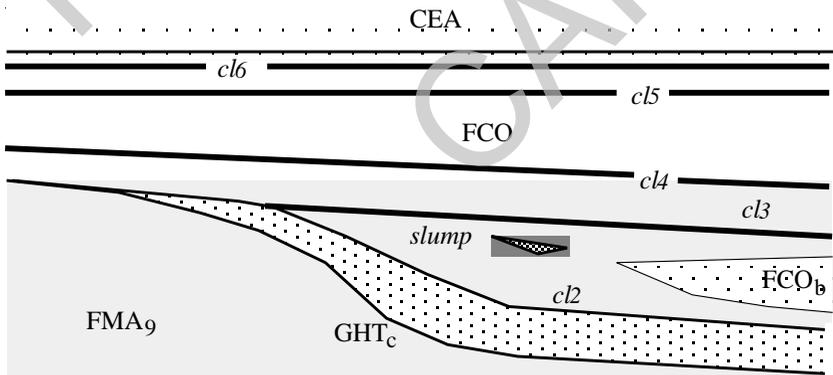


Fig.10 - Le formazioni di tetto (GHT) e a Colombacci (FCO) nelle Cave di S.Cassiano (a SE di Predappio).

3.2. - FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO)

Anche questa unità compare essenzialmente in una fascia discontinua a Ovest del F.Montone, in lembi scompaginati sui due fianchi del F.Rabbi (sinclinale di Predappio Alta; zona delle cave di S.Cassiano, dove si osserva bene anche la lacuna stratigrafica corrispondente alla parte basale; fig.10).

La formazione, definita da SELLI (1954), ha avuto in passato anche i nomi di «*Strati a Congerie*» (CAPPELLINI, 1879) e di «*Strati a Melanopsis*» (RUGGIERI, 1958). E' composta da più litofacies, fra cui domina quella a prevalenti peliti (FCO): si tratta di marne, marne argillose, siltose e argille, grigie, grigio-verdastre e brune, in strati per lo più da sottili a medi, con subordinate e sottili lenti di siltiti e arenarie medio-fini; vi si intercalano anche lamine calcaree o calcareo-marnose che si fanno via via più frequenti in prossimità dei livelli di *colombacci cl* (CREMONINI & FARABEGOLI, 1978); il rapporto A/P si presenta alquanto variabile all'interno della successione, ma nella facies dominante FCO è sempre inferiore a 2:1 e spesso raggiunge valori prossimi a 1:20.

La potenza massima supera anche i 200 m, soprattutto dove sono presenti le facies più grossolane (margine sud-orientale del foglio). A NO del F.Montone la formazione è assente oppure ridotta a pochi m; in questi casi è composta da prevalenti peliti grigie, ricche di cristalli aciculari di gesso secondario e di concrezioni carbonatiche nodulari, in cui si intercalano, a volte fino a diventare prevalenti, lenti arenacee e/o conglomeratiche a stratificazione incrociata, oltre a sottili livelli di marne calcaree e calcari marnosi, spesso raggruppati fra loro e assimilabili ai *colombacci* veri e propri (CREMONINI & MARABINI, 1982).

Il limite inferiore è netto e discordante: la presenza di una lacuna stratigrafica corrispondente alla porzione inferiore dell'unità è testimoniata nelle pareti delle Cave di S.Cassiano da una evidente giacitura a *onlap* di *cl*₃ e *cl*₄ (cui si accompagna, più a Sud, anche *cl*₂) e peliti intercalate su GHT_c (fig.10). Discordanza basale, fenomeni di accumulo subacqueo e variazioni di profondità del bacino sono almeno in parte da imputarsi a una «fase tettonica intramessiniana» (CREMONINI & FARABEGOLI, 1978). Il limite superiore è netto e paraconcordante.

Intercalate a livelli diversi entro FCO si osservano altre litofacies, non riconducibili a una precisa e univoca posizione stratigrafica (*Litofacies di Giaggiolo*: FCO_a; *Litofacies di Cusercoli*: FCO_b), nonché gli orizzonti calcarei detti *colombacci (cl)*, per lo più associati alla litofacies FCO.

3.2.1. - *I colombacci (cl)*

Sebbene la formazione sia costituita per lo più da sedimenti terrigeni, il suo nome deriva da alcuni caratteristici orizzonti di calcari bianchi e biancastri, detti appunto *colombacci* e attribuiti a una origine evaporitica, legata alla diversa ali-

mentazione del bacino da parte di acque continentali e marine (SELLI, 1954; RABBI & RICCI LUCCHI, 1968; BORSETTI *et alii*, 1975; CARLONI *et alii*, 1974; COLALONGO *et alii*, 1978; 1979). Nell'Appennino Romagnolo sono stati riconosciuti sei orizzonti (CREMONINI & FARABEGOLI, 1978), di cui qui (sul fianco destro del T.Rabbi, dove la successione è meglio rappresentata) compaiono solo i quattro superiori (*cl*₃₋₆).

Si tratta di calcari e calcari marnosi, micritici, in strati sottili e molto sottili alternati a strati molto sottili di peliti grigie con lamine calcaree, che aumentano di frequenza e spessore fino a comporre i caratteristici orizzonti.

Ciascuno di essi ha uno spessore di 40-60 cm ed è seguito (immediatamente o nel giro di pochi metri) da 40-80 cm di marne e marne argillose, più o meno arenacee, da grigio-scure a nere, bituminose, fortemente bioturbate, con abbondanti biosomi e bioclasti (Gasteropodi e Lamellibranchi); nel Foglio 254 queste marne sono presenti pressoché solo al tetto di *cl*₆ e costituiscono nell'insieme un ottimo *marker* del limite Miocene-Pliocene. A NO del F.Montone l'ultimo *colombaccio* è assente e il limite con i depositi pliocenici è marcato solo da questo livello di "marne nere".

3.2.2. - *Litofacies di Giaggiolo (FCO_a)*

Comprende corpi lenticolari di varia potenza (da 2-3 m a 6-9 m) ed estensione di arenarie grigie, giallastre se alterate, medie e grossolane, in strati da medi a spessi, lenticolari spesso a scala di affioramento, a laminazione inclinata e/o incrociata, con sottili intercalazioni pelitiche (A:P da 2:1 a 10:1); a volte si osservano anche alternanze fra arenarie da fini a grossolane, in strati da sottili a medi, e marne e siltiti grigie fittamente laminate (A:P attorno a 3:1). Questa litofacies si intercala a vari livelli entro FCO, con limiti in genere graduali, spesso eteropici; a volte arriva ad occupare quasi tutto l'intervallo della formazione (Val Samoggia).

Ove maggiormente diffusa e quindi prevalente su FCO, questa litofacies sembra corrispondere alla "*Formazione di Fusignano*" di RIZZINI & DONDI (1979) e di DONDI *et alii* (1982), nonché alle torbiditi della "*Formazione di San Donato*" di SAVELLI & WEZEL (1979)..

3.2.3. - *Litofacies di Cusercoli (FCO_b)*

Si tratta di conglomerati poligenici con ciottoli per lo più di qualche cm, raramente fino a 30, calcarei, arenacei e selciferi, subordinatamente quarzosi o cristallini (derivanti principalmente dal disfacimento di FMA₁₃ e dai flysch calcarei e arenacei dell'Appennino); l'arrotondamento è in genere elevato; la cernita è scarsa; la matrice è costituita da arenaria per lo più medio-grossolana

ben cementata; la stratificazione è incrociata piana o concava, a basso angolo, talora assente. Vi si intercalano lenti arenacee in strati medi e spessi, lunghe da 1 a più m, con laminazione incrociata concava a media scala. A volte presentano a luoghi noduli di zolfo cristallino secondario, qualche ciottolo di calcare solfifero, un più basso rapporto ciottoli-matrice e una minore cementazione. Formano nel loro insieme lenti a base erosiva e limitata continuità laterale (riempimento di tasche d'erosione in acque poco profonde e agitate, di ambiente litorale e deltizio: RABBI & RICCI LUCCHI, 1968; CREMONINI & FARABEGOLI, 1978).

4. - IL GRUPPO DEL SANTERNO

Con contatto netto e paraconcordante su FCO o discordante su FCO e GHT, ha inizio una potente successione di depositi clastici (oltre 1300 m in questo Foglio), per la maggior parte rappresentata dalle *Argille e marne di Riolo Terme* (RIL); queste si ritrovano tuttavia a volte sostituite lateralmente alla base dalle *Marne di Cella* (CEA) e al tetto da lenti della litofacies di Terra del Sole (RIL_a). All'interno di questa successione pelitica si intercalano, con variabile continuità laterale, unità caratterizzate da un maggiore sviluppo del contenuto arenaceo (*Arenarie di Borello*: BOE; *Argille e arenarie di Lardiano*: LAD) o calcarenitico (*Spungone*: SPG).

Il quadro generale della successione è riportato in fig.11.

4.1. - MARNE DI CELLA (CEA)

Compaiono nella porzione NE del foglio (Valle del Rabbi) e in una fascia sottile fra il F.Marzeno e il F.Montone.

Comprendono marne e marne argillose, per lo più grigio-chiare, più raramente grigio-azzurre, a stratificazione raramente netta e visibile, con abbondanti microfossili (talora riconoscibili a occhio nudo) e macrofossili. Il contenuto in CaCO₃ è quasi sempre compreso fra il 40 e il 50% (CREMONINI *et alii*, 1973). Il loro riconoscimento rispetto alle sovrastanti *Argille e marne di Riolo Terme* non è facile: in una visione a distanza le *Marne di Cella* mostrano una colorazione complessivamente più chiara e una stratificazione leggermente più evidente; tuttavia sui singoli affioramenti la distinzione si fa assai più sfuggente. Si tratta di depositi di mare aperto, legati a una rapida ingressione marina sui precedenti ambienti continentali ("trasgressione acqua su acqua").

La potenza massima (70 m) si ritrova in destra del T.Rabbi, ma si riduce fortemente nelle zone meno profonde del bacino, dove la sedimentazione pliocenica inizia soltanto con RIL.

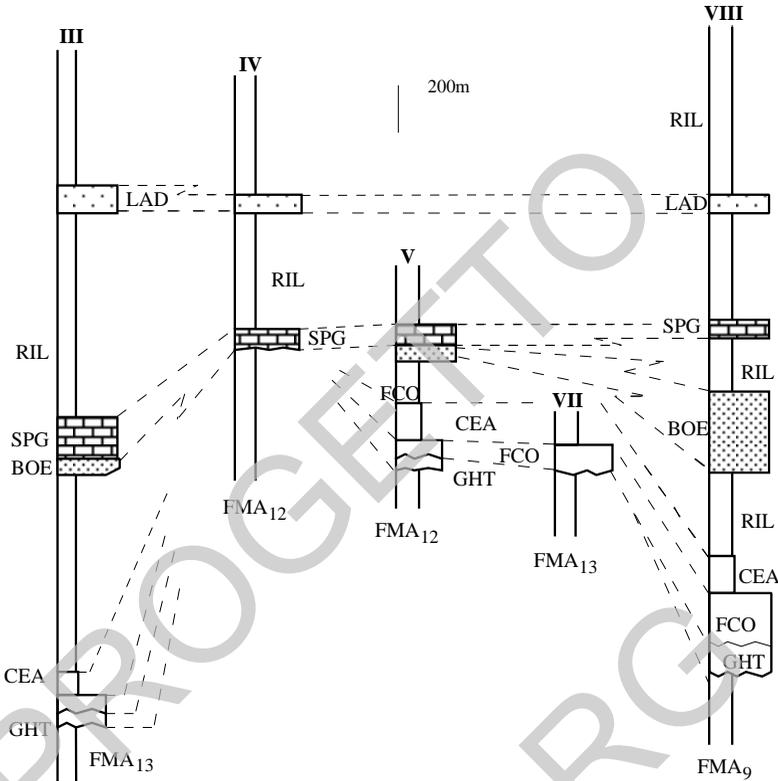


Fig.11 - I rapporti stratigrafici fra le unità della successione pliocenica.

Il limite inferiore su FCO è netto e paraconcordante, spesso individuabile immediatamente sopra a cl_6 e al livello di “marne nere” che lo accompagna. Quello superiore con RIL è graduale ed eteropico, raramente ben evidente sul terreno: aumentano le componenti argillose, il contenuto di $CaCO_3$ scende spesso al di sotto del 25%, diminuisce il contenuto fossilifero e compaiono le prime e ancora limitate intercalazioni arenacee. A volte mancano completamente e il 1° intervallo di RIL poggia direttamente sui terreni più antichi.

Dove la successione è completa (in destra del T.Rabbi), nelle *Marne di Cella* si ritrovano associazioni microfaunistiche appartenenti alla zona a *Sphaeroidinellopsis*; anche in assenza del marker il plancton è nettamente prevalente, con frequenti *Globigerinoides trilobus* e *G.sacculifer*, talora *G.trilobus* e *Orbulina universa* (è sempre assente *Globorotalia margaritae*); in alcuni cam-

pioni la presenza nel residuo di denti di pesce indica una carenza di ossigeno sul fondo; a volte, soprattutto nella porzione superiore, al passaggio con il 1° intervallo RIL, i campioni risultano influenzati da apporti terrigeni e conchigliari, probabilmente ubicati in zone di scarpata.

Sia le *Marne di Cella* che la zona a *Sphaeroidinellopsis* scompaiono nell'area compresa fra il T.Rabbi e il Rio Borsano; fra questo e il F.Montone l'estesa copertura impedisce di affermare se tale assenza sia dovuta a erosione o a mancata deposizione. Anche nei dintorni di Castrocaro, così come a Ovest e a NO del F. Montone, gli affioramenti sono scarsi e si può solo supporre che CEA affiori con spessori limitati; in ogni caso nessun campione ha qui rivelato l'appartenenza alla zona a *Sphaeroidinellopsis*.

4.2. - ARGILLE E MARNE DI RIOLO TERME (RIL)

Affiorano in vaste estensioni a morfologia calanchiva su tutta la fascia pedecollinare del foglio.

Costituiscono, come si è detto, la porzione più cospicua della successione, e sono presenti a vari livelli: alla base della successione, nei casi in cui manca CEA; nella porzione inferiore della successione, sovrapposte a CEA; successivamente in alternanza con BOE, SPG e LAD. Si tratta di argille, argille marnose, marne argillose, fortemente bioturbate, a prevalente composizione caolinitico-montmorillonitica (TOMADIN, 1969), con silt diffuso in varie percentuali; il colore è grigio e grigio-azzurro; gli strati sono per lo più medi, ben visibili solo quando intercalati da lamine silteose e strati arenacei, per lo più sottili, talora in pacchi (facies D2 di MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972). Contengono, spesso a nidi, Lamellibranchi e Gasteropodi.

Procedendo dal basso della successione e tenendo conto delle altre unità intercalate, la formazione si presenta in pratica distinta in 4 intervalli, con caratteristiche litologiche molto simili, quando non identiche fra loro:

- 1° intervallo: è compreso fra CEA e BOE, con entrambi i confini graduali ed eteropici; ha potenza variabile da 60 m (Valle del Rabbi) a 500 m (Valle del Samoggia).

- 2° intervallo: è compreso fra BOE e SPG, ha confine inferiore graduale e superiore netto e potenza variabile da 0 a 100 m. In entrambi gli intervalli abbondano i Foraminiferi planctonici (*Globorotalia margaritae*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *G.gomitulus*, *Globigerina decoraperta*) e bentonici (*Uvigerina peregrina*, *U.rutila*, *Anomalinoidea helicinus*, *Planulina ariminensis* e *Siphonina reticulata*), che mostrano un'appartenenza sia alla zona a *Globorotalia margaritae* (Pliocene inferiore: CREMONINI *et alii*, 1973; D'ONOFRIO, 1983) e ad un sedimento di bacino mesobatiala. Nella parte alta di questo secondo intervallo compaiono foraminiferi planctonici appartenenti alle zone a *G.puncticulata* e a *G.bononiensis* (Pliocene inferiore e medio); frequenti modelli di pirite di

bioturbazione testimoniano una ripresa delle condizioni di riduzione di ossigeno sul fondo.

- 3° intervallo: è compreso fra SPG e LAD; il confine inferiore è netto, quello superiore graduale ed eteropico; la potenza varia da circa 200 m in destra del F.Rabbi a 400 nella Valle del Samoggia; esso è riconoscibile solo dove le torbidità LAD lo separano dal successivo; dove queste ultime si chiudono lateralmente, forma invece un unico intervallo con questo. Sono ancora presenti foraminiferi planctonici della zona a *Globorotalia bononiensis* (POLUZZI *et alii*, 1988).

- 4° intervallo: segue con confine graduale rapido ed eteropico a LAD e presenta, così come quest'ultimo, frequenti esemplari di *Globorotalia bononiensis*, *G.puncticulata padana*, *G.aemiliana* e *G.crassaformis*, oltre a *Globigerinoides gomitolus*, *G.elongatus* e *G.obliquus extremus* (D'ONOFRIO, 1983): si tratta nel complesso di depositi che rientrano nelle zone a *Globorotalia aemiliana* e *G.crassaformis* (Pliocene medio). I passaggi laterali alla *litofacies di Terra del Sole* (zona a *Globigerina cariacensis*: vedi 4.2.1), che si riconoscono alla sommità dell'intervallo, fanno pensare a un'età anche pliocenica superiore, se non addirittura pleistocenica inferiore, anche se, a causa degli scarsi affioramenti, non sono stati trovati campioni significativi.

4.2.1. - *Litofacies di Terra del Sole* (RIL_a)

Già RUGGERI (1957) segnalava nei dintorni di questa località dei depositi argilloso-siltoso-sabbiosi, grigio-scuri, a volte fittamente laminati, di mare non particolarmente profondo e a condizioni asfittiche, attribuiti al passaggio al Calabriano (Pleistocene inferiore). Alcuni livelli, a maggiore contenuto siltoso-sabbioso, sono stati cartografati, col nome di "Sabbie di Ravalдино", da CREMONINI *et alii*, 1983, e attribuiti alla *zona a Globigerina cariacensis*. Successivamente sono stati segnalati da ONOREVOLI (1989) col nome di "Argille di Terra del Sole" e attribuiti a deposizione di piattaforma marina (vedi anche FARABEGOLI *et alii*, 1998). Depositati di questo tipo sono stati individuati sul fianco sinistro del T.Rabbi, a NO di Castrocaro, in graduale eteropia con i tipici depositi RIL; una loro maggiore o minore presenza è tuttavia riconoscibile anche a quote stratigrafiche più basse (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982).

In generale sono composti da una alternanza fra lenti del tutto simili a quelle descritte per RIL e lenti con potenza ed estensione da metrica a decametrica di:

- arenarie e siltiti, con subordinate argille, argille marnose, marne argillose, in strati da molto sottili a sottili, talora medi, passanti spesso ad arenarie e siltiti con alta componente argilloso-siltosa, difficilmente distinguibili da RIL; vi si osservano diffusi biosomi, bioclasti e frustoli carboniosi;

- argille e siltiti prevalenti, con subordinate sabbie e siltiti argillose, a giunti di stratificazione sfumati e difficilmente riconoscibili;

- argille grigio-scure, un po' sabbiose;
- arenarie fini e siltiti grigie.

La potenza affiorante si aggira attorno ai 90 m e tende a crescere verso NO. I limiti con RIL sono gradualmente rapidi, eteropici per interdigitazione, e vengono posti in corrispondenza dell'aumento di frequenza delle lenti sopra descritte.

Gli affioramenti poco estesi non permettono la misurazione di sezioni stratigrafiche e la raccolta di campioni utili all'analisi biostratigrafica. Tra i microfossili rinvenuti sono frequenti *Bulimina aculeata*, *B.elongata*, *B.marginata*, *Cassidulina neocarinata*, *Cibicides pachyderma*, *Sphaeroidina bulloides*, *Valvulineria bradyana* oltre a *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerina bulloides* e *Uvigerina peregrina*. Sono inoltre presenti granuli di minerali ferrosi e fecal pellets ossidati. L'associazione bentonica è nel complesso la stessa che comunemente contiene *Globigerina cariacensis*. Molti di questi campioni sarebbero da attribuire al Pliocene superiore (come in D'ONOFRIO, 1983), ma l'ambiente di deposizione, alternatamente di piattaforma fredda e calda, interna ed esterna con saltuaria carenza di ossigeno, fa pensare che possa trattarsi dei primi sedimenti attribuibili al Pleistocene inferiore.

4.3. - ARENARIE DI BORELLO (BOE)

Compaiono in lenti più o meno continue lungo tutta la fascia pedecollinare, intercalate entro RIL. Una ottima esposizione si osserva sul fianco destro del F.Rabbi, a Est di Predappio.

L'unità, descritta informalmente in CREMONINI & FARABEGOLI (1981), sembra corrispondere alle torbiditi della «Formazione di Porto Corsini» di RIZZINI & DONDI (1979) e DONDI *et alii* (1982). Comprende marne argillose e arenarie organizzate in pacchi di strati di alcuni metri; A/P è dapprima inferiore a 1:1, sale fino a 2:1 (talora 3:1) nella porzione centrale dell'unità («Arenarie di Teodorano» di CREMONINI *et alii*, 1983), per riprendere a decrescere verso l'alto, al passaggio con il secondo intervallo di RIL.

Le arenarie sono grigio-giallastre, poco cementate, in letti da sottili a medi, raramente spessi, molti dei quali contengono abbondante materiale organogeno anche grossolano (biosomi e bioclasti); vi si intercalano calcareniti con clasti quarzosi e argille marnose, siltose e sabbiose. Si osservano frequenti passaggi laterali e chiusure di strati.

La potenza massima (165 m) è raggiunta in destra del F.Rabbi (lungo il margine orientale del Foglio); essa diminuisce progressivamente verso NO (20-30 m in prossimità del T.Rabbi; 15-20 m fra questo e il Rio Borsano); l'unità scompare a NO di Castrocaro, dove SPG si trova a diretto contatto con FMA (sez.IV); ricompare fra il F.Montone e il T.Samoggia, a contatto con SPG (sez.III), e raggiunge la massima estensione lungo l'asse del T.Samoggia; riprende poi a diminuire, fino a scomparire, verso l'angolo NE

del foglio; è destinata tuttavia a ricomparire, in lenti più o meno spesse e continue, nei fogli adiacenti.

Entrambi i limiti con RIL sono gradualmente, talora eteropici per chiusura laterale dei letti arenacei; a Est del F.Rabbi quello inferiore coincide a volte con una torbida calcarea ben cementata, dello spessore di circa 1 m.

L'unità è stata ampiamente studiata lungo il margine orientale del foglio, dove gli affioramenti si estendono fino a quello limitrofo (D'ONOFRIO, 1983). Abbondano i Foraminiferi planctonici (*Globigerina apertura*, *Globorotalia puncticulata padana*, *Globigerinoides gomitulus*, *G. elongatus*, *G. extremus*), che permettono di attribuire l'unità alle zone a *Globorotalia margaritae* e *G. puncticulata* (Pliocene inferiore). Tra i bentonici si notano *Marginulina costata*, *Montespinulosa* e *Uvigerina rutila*, nonché specie fluitate da ambienti costieri come *Ammonia beccari* ed *Elphidium crispum*. L'ambiente è nel complesso circolittorale-epibatiale, con una profondità che non varia rispetto ai livelli precedenti; a volte si riformano tuttavia condizioni di anossia con forte precipitazione di pirite.

4.4. - SPUNGONE (SPG)

Compare in lenti discontinue e spesso vicarianti lungo l'intera fascia pedecollinare del foglio (in particolare presso Torre di Ceparano e M.Castellaccio; nei dintorni di Castrocaro Terme; fra Fiumana e Rocca delle Caminate).

Si tratta di un pacco di corpi lenticolari composti da calcari organogeni, calcareniti e arenarie bioclastiche, porosi, talora vacuolari (il nome, di derivazione locale, intende appunto ricordare l'aspetto "spugnoso" dell'unità), distribuiti con una notevole variabilità laterale e verticale. La stratificazione è in genere incrociata a piccola e media scala, talora a basso angolo.

La potenza varia da 10 a 60 m. Quella minima si ritrova tra il Rio Borzano e il F.Montone, dove SPG poggia direttamente su FMA; tale situazione si ritrova anche nella zona di Castrocaro-Rio dei Cozzi, dove la potenza di SPG raggiunge qualche decina di m; immediatamente a Sud di tale area lenti di *Spungone* poggiano su RIL senza segnali di discordanza. Si deve quindi pensare a depositi originatisi su un pendio formato da FMA nella parte più elevata (alto strutturale di Castrocaro-Predappio) e da RIL nella parte più bassa, e quindi alla chiusura verso NO di una brachianticlinale con nucleo composto da FMA.

Il limite inferiore con il 2° intervallo RIL è netto, con discordanza non sempre ben evidente a causa della stratificazione poco netta sia nello *Spungone* che nelle sottostanti argille RIL; nelle sez.III e IV lo *Spungone* poggia rispettivamente su BOE e su FMA (località Rio dei Cozzi: fig.12). Il limite superiore col 3° intervallo RIL è netto.

Lo *Spungone* risulta in buona parte costituito da briozoi, da una ricca pa-

leoflora algale a scheletro calcareo (Rodophyceae), nonché da Lamellibranchi spesso in forma di bioclasti. Lo studio di tali associazioni nelle aree in cui si sono meglio conservate (dintorni di M.Casale, M.Maggio, Bertinoro, nel confinante Foglio 255) permette di attribuire, sia pure genericamente, l'unità al Pliocene medio (FRANCAVILLA, 1983). Nell'area di M.Castellaccio POLUZZI *et alii* (1988) individuano nelle argille immediatamente al tetto di SPG ancora la presenza della *zona a Globorotalia bononiensis* (Pliocene inferiore-medio) - il che sembrerebbe testimoniare un suo ringiovanimento procedendo da SE verso NO.

L'unità è generalmente caratterizzata da tre diverse litofacies; tra queste, quella che può essere considerata come non risedimentata (CREMONINI *et alii*, 1982) corrisponde ai «*Calcari ad anfistegine*» e alla «*Lumachella a bivalvi*» di RUGGIERI (1962) ed è presente a Est dell'area qui esaminata (zona di Bertinoro, fra il F.Bidente e il F.Savio): si tratta per lo più di calcari organogeni, in parte bioclastici, con scarse impurità terrigene (granuli sparsi di sabbia o ciottoli rivestiti da alghe) e frequenti alghe e briozoi attribuibili al Pliocene medio (RUGGIERI, 1962; POLUZZI, 1977; FRANCAVILLA, 1983); la stratificazione è per lo più ondulata e poco netta, in strati e banchi di spessore anche superiore ai 2 m. Qui lo *Spungone* compone il substrato pedogenetico di un noto vino romagnolo, l'Albana DOC di Bertinoro.

Nel Foglio 254 sono presenti solo le litofacies risedimentate, che rientrano nella «*facies B*» di CREMONINI *et alii* (1982): la *litofacies di Rocca delle Caminate* (SPG_a) e la *litofacies di Castrocaro* (SPG_b).

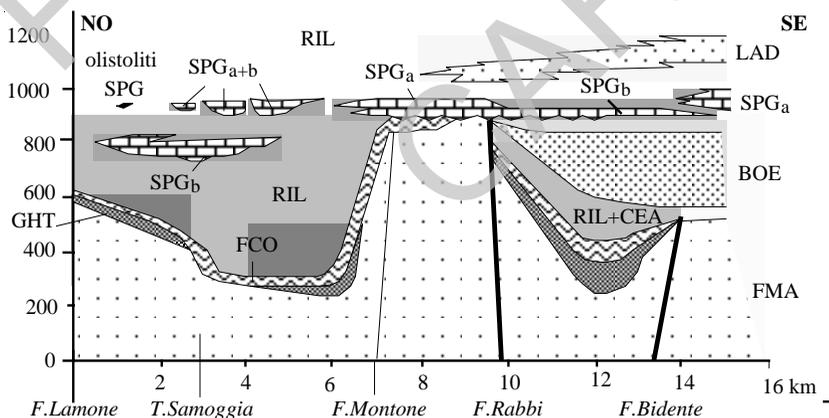


Fig.12 - Distribuzione dei depositi pliocenici tra le Valli del Lamone e del Savio (da CREMONINI *et alii* 1982, modif.).

4.4.1. - *Litofacies di Rocca delle Caminate (SPG_a)*

Sul fianco destro del T.Rabbi si osservano lenti variamente alternate di calciruditi e calcareniti bioclastiche mescolate ad abbondanti arenarie, da grigie a grigio-giallastre, a cementazione variabile; gli strati sono da medi a spessi, con giunti non sempre netti; vi si osservano clasti provenienti dagli alti strutturali di Castrocaro-Predappio e Predappio-Pieve di Rivoschio. Nel complesso formano una fascia relativamente continua, la cui potenza massima si ritrova nella zona di Rocca delle Caminate (al limite fra i Fogli 254 e 255) e tende a diminuire verso Ovest: già in prossimità del T.Rabbi si passa a semplici strati e lenti di biocalcareniti e biocalciruditi con inclusi pelitici, per una potenza complessiva di pochi m; in destra del T.Rabbi si osserva anche una seconda lente, a eguale composizione e dell'estensione massima di 400 m.

4.4.2. - *Litofacies di Castrocaro (SPG_b)*

Fra il F.Montone e il T.Samoggia si osservano alternanze di lenti di vario spessore ed estensione composte da: biocalcareniti poco cementate in strati spessi, privi di strutture sedimentarie; fitte alternanze di biocalcareniti in strati da sottili a medi e arenarie a vario contenuto calcareo, poco cementate, ricche di bioclasti, in strati medi, con rari inclusi pelitici e saltuari ciottoli; biocalcareniti e biocalciruditi più o meno arenacee, ben cementate, in strati da medi a spessi; arenarie da fini a medie, più o meno marnose, talora gradate, con bioclasti e inclusi pelitici, a volte passanti verso l'alto ad arenarie marnose fossilifere; arenarie con ciottoli appiattiti e irregolari sui 3-4 cm; peliti più o meno arenacee, poco cementate, ricche di biosomi e bioclasti. Nel complesso le arenarie sono comunque molto meno diffuse che in SPG_a.

Il passaggio per eteropia fra le due litofacies si trova in corrispondenza del T.Rabbi ed è coperto dai depositi alluvionali. Immediatamente in sinistra del T.Rabbi SPG_b poggia direttamente su BOE o, in alcuni casi, sul livello di RIL sottostante a questo; la sua potenza tende a diminuire verso NO.

4.5. - ARGILLE E ARENARIE DI LARDIANO (LAD)

Gli affioramenti sono limitati alle valli del Samoggia (presso Converselle) e del Rabbi (a Est di Fiumana). Il nome proviene dalla località di Lardiano, nell'adiacente Foglio 255 (CREMONINI *et alii*, 1983).

Si tratta di una alternanza di strati pelitici del tutto uguali alle argille e marne di RIL e 5-6 pacchi di torbiditi arenaceo-argillose, in cui complessivamente A/P si aggira attorno a 3:1-5:1. Le arenarie sono medio-fini e fini, grigie e giallastre, talora nettamente gradate, poco cementate, con laminazione inclinata o incrociata a basso angolo; i letti sono da sottili a spessi, a base spesso erosiva, radunati in pac-

Tab.1 - *Litostratigrafia del Foglio 254: riassunto*

Formazioni	Membri e litofacies	Sigle	Età
Argille e marne di Riolo Terme	<i>Terra del Sole</i>	RIL RIL _a	Pleistocene inferiore - Pliocene inferiore
Argille e arenarie e di Lardiano		LAD	Pliocene superiore-medio
Spungone	<i>Rocca delle Caminate Castrocaro</i>	SPG SPG _a SPG _b	Pliocene medio-inferiore
Arenarie di Borello		BOE	Pliocene inferiore
Marne di Cella		CEA	
Formazione a colombacci	<i>Giaggiolo Cusercoli</i>	FCO FCO _a FCO _b	Messiniano superiore-medio
Formazione di tetto	<i>Marzeno Predappio Alta San Cassiano</i>	GHT GHT _a GHT _b GHT _c	
Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola	Borgo Tossignano	FMA ₁₄	Tortoniano superiore
	Fontanelice	FMA ₁₃	
	<i>Val Samoggia</i>	FMA _{13a}	
	Castel del Rio	FMA ₁₂	
	Modigliana	FMA ₁₁	Tortoniano Serravalliano sup. e inf. Serravalliano inferiore Serravalliano inferiore - Langhiano superiore Langhiano
	Dovadola	FMA ₁₀	
	Civitella	FMA ₉	
	Nespoli	FMA ₈	
	M.Bassana	FMA ₇	
	Collina	FMA ₅	
	Galeata	FMA ₄	
	Premilcuore	FMA ₃	
Corniolo	FMA ₂		
Biserno	FMA ₁		

chi di qualche metro, spesso tendenti a chiudersi lateralmente; abbondano frustoli carboniosi, biosomi, bioclasti e inclusi pelitici. Le argille sono marnose, a volte laminate, in strati da molto sottili a sottili, passanti talora ad argille sabbiose e siltose.

La potenza massima (50 m) si riscontra ancora una volta in destra del T.Rabbi, quella minima (fino a 0, per chiusura laterale delle lenti) fra il T.Rabbi e il F.Montone (alto strutturale di Castrocaro); essa aumenta nuovamente procedendo verso NO, sia pure con un maggiore contenuto della porzione pelitica.

Entrambi i limiti sono gradualmente rapidi, in parte eteropici.

Come si è accennato, i depositi del 4° intervallo di RIL sono stati attribuiti al Pliocene medio-superiore: anche se non sono stati rinvenute microfaune significative, tale età è almeno in parte estendibile anche alle *Argille e arenarie di Lardiano* che si ritrovano stratigraficamente più in basso.

La successione completa è schematicamente riassunta in tab.1. La successione bio-cronostratigrafica di riferimento usata per questo foglio è invece riportata in tab.2: per il tempo ci siamo riferiti alla scala di BERGREEN *et alii*, 1995.

Tab.2 - Schema bio-cronostratigrafico relativo all'intervallo Miocene p.p-Pleistocene inferiore (presente lavoro).

Tempo (m.a.)	Serie		Piani	Foraminiferi planctonici	Marker di zona					
0,8	Pleistocene	inf.		<i>Globigerina cariacensis</i>	┃					
1,8						sup.	<i>Globorotalia inflata</i>	┃		
2,2	Pliocene	medio		<i>G. crassaformis</i>	┃					
						<i>G. aemiliana</i>	┃			
3,5								<i>G. bononiensis</i>	┃	
	inf.		<i>G. punctulata</i>	┃						
					<i>G. margaritae</i>	┃				
							<i>G. margaritae</i>	┃		
5,1					Miocene				Messiniano	microfauna distrofica o anossica
7	Tortoniano	<i>Globorotalia acostaensis</i> <i>Globorotalia menardii</i>	┃							
10,9				Serravalliano			<i>Globigerinoides obliquus</i>	┃		
	<i>Globorotalia miozea</i>	┃								
13,8			Langhiano							
15,1	<i>Praeorbulina</i>	┃								
16,3				<i>Praeorbulina</i>			┃			

5. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

5.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI (b_n)

Nelle diverse vallate del foglio sono stati complessivamente riconosciuti e distinti otto ordini di depositi alluvionali, compresi quelli di fondo valle interessati dalla erosione e/o sedimentazione attuale. La numerazione usata sulla carta non risponde alle convenzioni stratigrafiche, che vorrebbero i numeri più bassi per i depositi più antichi: l'inversione è giustificata da esigenze di comodità durante il rilevamento; gli ordini dei terrazzi alluvionali più facilmente classificabili, anche in assenza di una visione complessiva, sono infatti quelli topograficamente più bassi e prossimi all'alveo. In taluni casi non è stato possibile riconoscere in modo univoco l'attribuzione dei depositi a un ordine preciso. Per una analisi più dettagliata, che riguarda in parte anche l'area in esame, si vedano ONOREVOLI (1989) e FARABEGOLI *et alii* (1998).

Si tratta nel complesso di ghiaie, sabbie e limi. Caratteristica pressoché costante nei depositi ghiaiosi è la diffusione dei clasti formati dalle areniti a maggiore cementazione, in particolare le calcareniti dei livelli guida come lo *Strato Contessa* e le *colombine*; le areniti meno cementate - come quelle delle unità tortoniane - vengono facilmente trasformate in sabbia per erosione e/o rotolamento. A partire dai depositi terrazzati b_{3-4} fino agli ordini maggiori si osservano patine di ossidazione e concrezioni per circolazione idrica in aumento verso lo sbocco dei corsi d'acqua.

La loro potenza complessiva è in genere limitata e non è raro che il corso d'acqua, spesso a regime torrentizio, incida l'intero deposito alluvionale e raggiunga le rocce sottostanti.

In tab.3 sono indicate le quote in metri dei vari ordini di terrazzi rispetto all'alveo attuale. E' stato necessario separare i dati relativi alla valle del Bidente, in quanto alcuni ordini successivi al b_2 sono leggermente sfasati (in particolare b_3 risulta ad una quota maggiore). Anche se non esistono evidenze dirette ed esplicite, tali differenze - così come la quota elevata cui si trovano i terrazzi più alti anche in prossimità degli sbocchi della valle - sono probabilmente da imputare alle ultime manifestazioni tettoniche.

Con b_1 sono stati indicati i depositi in evoluzione in alveo, periodicamente rimodellati dalle piene. Essi appaiono fortemente influenzati da interventi sia naturali che antropici; fra i primi ricordiamo le frane, anche di ridotte dimensioni, che arrivano spesso a provocare sbarramenti anche parziali dei corsi d'acqua, con conseguente innalzamento dell'alveo a monte; fra i secondi le opere trasversali al corso d'acqua, tipo briglie, soglie, rampe, che producono di fatto lo stesso effetto. Negli ultimi 10-15 anni, in pratica da quando è aumentato il controllo sulle attività estrattive delle cave di fondovalle, la fase erosiva dei corsi d'acqua è in regresso, facilmente riconoscibile solo nei tratti montani, mentre tendono ad aumentare i depositi costituenti il fondo dell'alveo attuale, con casi estremi di sovralluvionamento nelle zone vicino alla pianura.

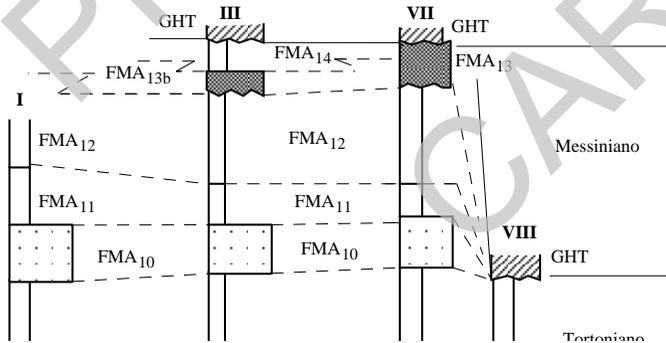
La sigla b_2 indica un deposito terrazzato elevato sull'alveo ad una quota variabile fra 2 e 9-10 m, che viene inondato da piene importanti.

Fra b_1 e b_2 si inseriscono spesso depositi terrazzati intermedi non sempre rilevabili lungo tutta la valle, la cui attribuzione cartografica pone talvolta qualche problema. Molto spesso essi sono stati artificialmente raccordati al terrazzo superiore b_2 e sfruttati a fine agricolo.

5.2. - DEPOSITI DI CONOIDE ALLUVIONALE

Il Foglio 254 copre una zona prevalentemente montano-collinare, che non comprende le grandi conoidi di raccordo con la Pianura Romagnola e anche nella zona più esterna ne lambisce marginalmente solo il tratto iniziale. Le uniche conoidi cartografate sono quelle situate allo sbocco di valli laterali, solcate da torrenti e fossi talora a regime effimero. Esse si presentano in genere composte da vere e proprie colate (deposito eterogeneo e caotico, a prevalente matrice limosa, con ciottoli a spigoli vivi anche di dimensioni superiori a 10-15 cm) oppure da accumuli di ciottoli embriciati mal classati, tipici di un deposito fluviale. Tali apporti trasversali alle valli principali si riconoscono anche morfologicamente in quanto convessi rispetto al terrazzo che li ospita e caratterizzati da una tipica forma a ventaglio. In prossimità di tali conoidi si sviluppano terrazzi alluvionali di quota intermedia a quelli principali.

Tab.3 - Le quote dei depositi alluvionali terrazzati



5.3. - DETRITI DI VERSANTE

Si tratta di depositi legati essenzialmente a origine eluviale (detrito formatosi per disgregazione chimico-fisica della roccia e rimasto in

posto) e/o colluviale (accumuli per gravità e ruscellamento costituiti da fanghi pelitici e detriti rocciosi eterogenei ed eterometrici inglobati), cui si aggiungono di volta in volta effetti legati alla pedogenesi e/o all'attività antropica. Questi depositi si ritrovano e spesso abbondano nelle zone di impluvio, specialmente quelle meno acclivi, dove raggiungono spessori anche superiori ai 10 m; essi condizionano in modo evidente l'evoluzione geomorfologica e in particolare la genesi di movimenti franosi, che da superficiali e planari passano a volte a profonde e rotazionali (cap.V). Non a caso detriti di versante si ritrovano anche intercalati ad accumuli franosi, indicando così l'alternarsi a varie riprese dell'attività morfogenetica.

5.4. - TRAVERTINI

Si tratta di concrezioni calcaree incrostanti con dimensioni tali da non essere cartografabili alla scala della Carta Geologica (sia arealmente che in spessore, variano da alcuni metri a pochi centimetri). Le aree di maggior sviluppo sono localizzate alla confluenza di torrenti e/o fossi, specialmente se sviluppati lungo fratture che alimentano sorgenti. Il loro aspetto è tipicamente spugnoso, di colore nocciola chiaro, con evidenti frustoli vegetali incrostanti dal deposito calcareo; frequenti sono le laminazioni e le inclusioni siltoso-sabbiose.

Questi depositi sono diffusi soprattutto nella zona montana: nella Valle del Montone, alla confluenza del Fosso della Spunga (1 km a SO di Portico di Romagna); nella Valle del Rabbi, alla confluenza del Fosso dell'Aia (pochi km a NE di Premilcuore): quest'ultimo deposito, formato da una grossa placca decametrica, ha la particolarità di essere ancora in accrescimento.

PROGETTO

CARG

III - DISTRIBUZIONE DEI SEDIMENTI E MORFOLOGIA DEL BACINO

1. - PREMESSA

Sulla base della distribuzione verticale e orizzontale dei depositi descritti nel capitolo precedente, è possibile ipotizzare, almeno nelle grandi linee, una successione di eventi che hanno caratterizzato paleogeograficamente la sedimentazione fra il Langhiano e il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. Tale successione complessiva può essere divisa in due parti: la prima, pre-evaporitica (Langhiano-Tortoniano), interessata da attività tettonica ridotta, ma egualmente destinata a “regolare” la distribuzione differenziata dei sedimenti; la seconda, post-evaporitica (Messiniano-Pleistocene inferiore), i cui effetti sono assai più evidenti e preludono all’innalzamento dell’intera catena appenninica.

2. - IL BACINO PRE-EVAPORITICO

La sedimentazione pre-evaporitica coincide con quella della *Formazione Marnoso-Arenacea*, cioè con una risedimentazione torbiditica in un bacino stretto e allungato al margine estremo della catena appenninica, a una profondità superiore ai 1000 m; tale bacino presentava tuttavia delle variazioni batimetriche che hanno influito sulla distribuzione dei sedimenti più grossolani e più precisamente sulla potenza delle diverse unità, sul rapporto A/P e sulla frequenza dei letti arenitici spessi e molto spessi.

Sulla base delle sezioni stratigrafiche descritte in precedenza (figg.1 e 3), sono state individuate due aree, grosso modo corrispondente la prima alla se-

z.II (margine sud-occidentale del foglio) e la seconda alle sezioni III e VIII (margine nord-orientale). La diversa distribuzione degli apporti sabbiosi nelle due aree è schematicamente sintetizzata in fig.13: assumendo come elementi di correlazione gli strati e gli orizzonti guida, sono state “quantificate” le variazioni laterali dei diversi intervalli: le frecce indicano il verso dell’aumento e la sua entità percentuale per ciascuno di essi. Per la precisione sono state definite quattro classi di variazioni: i valori minimi misurati, a parte i casi in cui non ci sono variazioni, arrivano al 6%, i massimi superano appena il 50%.

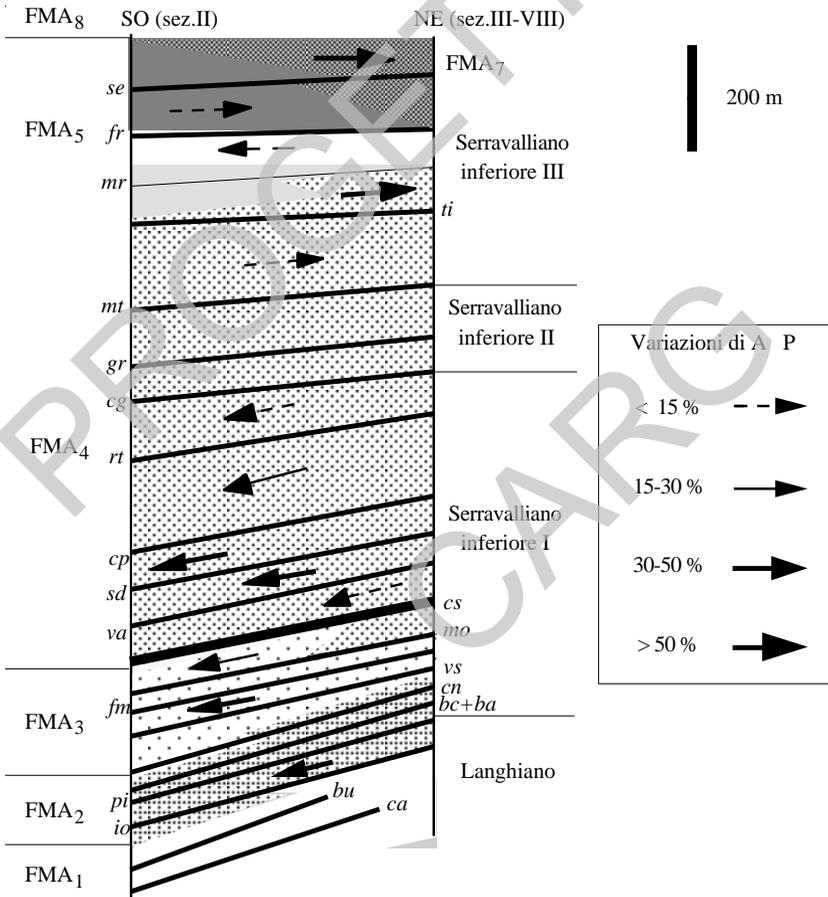


Fig.13 - Variazioni del contenuto sabbioso nella successione FMA₁₋₈.

Tale schema rappresenta, come è ovvio, solo una indicazione di massima e su ampia scala; esso è, tra l'altro, applicabile solo all'interno della successione FMA₁₋₈ (Langhiano-Serravalliano inferiore), in cui sono presenti le *colombine* e/o lo *Strato Contessa*, cioè dei livelli sicuramente isocroni; quando questi vengono a mancare - come in parte accade nella parte alta della formazione e nelle successioni messiniana e pliocenica - si è dovuto ricorrere alle sole distinzioni formazionali, i cui confini non sempre sono isocroni.

Le conclusioni relative alla strutturazione del bacino e alle condizioni di sedimentazione sono riportate nelle figg.14 e 15 con la distinzione fra aree di relativo sollevamento (+) e di maggiore subsidenza relativa (-).

2.1. - LA SEDIMENTAZIONE NEL LANGHIANO

Il Langhiano è rappresentato dai *Membri di Biserno* e di *Corniolo*; quest'ultimo si spinge in realtà fino alla base del Serravalliano inferiore.

L'elevato scompaginamento tettonico cui sono stati sottoposti questi depositi fa sì che le prime osservazioni attendibili siano possibili solo a partire dal *Membro di Corniolo* (FMA₂) e più precisamente dall'intervallo sovrastante la *colombina io*: nel sottostante Foglio 265 questa coincide con il limite Langhiano-Serravalliano, mentre qui è di poco sottostante e detto limite è situato più o meno in corrispondenza della *colombina pi*.

Di tale porzione basale della successione si può dire solo che, all'interno di una composizione relativamente omogenea e prevalentemente pelitica, si nota un leggero aumento da NO verso SE sia della percentuale dei materiali più fini, sia degli spessori delle *colombine ca* e *bu*; tale variazione è per così dire "normale", ovvero da mettere in relazione con la distanza dall'area fonte dei depositi (NO per i primi, SE per le seconde).

Trasversalmente gli apporti più grossolani, anche se non quantificabili con precisione, risultano maggiori nell'area sud-occidentale, così come lo spessore delle *colombine ca* e *io*; inoltre il passaggio FMA₁₋₂ (aumento di materiali clastici relativamente più grossolani) a SO è collocato circa 40 m sotto la *colombina io*, mentre a NE coincide con quest'ultima.

Queste variazioni, per quanto ridotte, individuano (fig.14) il prolungamento verso NO (almeno fino alla valle del Montone, ma probabilmente anche oltre) del «depocentro della Valle del Bidente» di RICCI LUCCHI (1986), in cui vengono convogliate maggiori quantità di depositi grossolani: al riguardo MARTELLI (1994) parla di «un depocentro di età langhiano-serravalliana inferiore immediatamente a NE del paleoalto corrispondente alla linea delle Mandriacce» che si estende verso SO nel sottostante Foglio 265. La diminuzione pressoché regolare degli apporti più grossolani verso NE fa pensare che tale depocentro fosse solcato da un alto strutturale a orientamento appenninico, più o meno corrispondente alle zone in cui af-

fiora il sovrascorrimento di Civitella; nel Langhiano è insomma già attivo in questa zona un alto strutturale, destinato a svilupparsi in seguito con maggiori evidenze.

Non si riscontrano invece differenze di sedimentazione tali da far pensare a un'attività delle linee trasversali presenti nel foglio.

2.2. - LA SEDIMENTAZIONE NEL SERRAVALLIANO INFERIORE

Al Serravalliano inferiore appartiene l'intervallo compreso fra la porzione superiore di FMA₂ e la base di FMA₈. La distribuzione relativa dei sedimenti (fig.13) permette di distinguere tre diversi sotto-intervalli: il primo, compreso fra le *colombine io* e *cg*; il secondo fra *cg* e *mt*; il terzo fra *mt* e *se*.

I. Le condizioni di sedimentazione riscontrate nel Langhiano si protraggono sostanzialmente anche durante l'intervallo *io-cg*, ma con prevalenza dei depositi complessivamente più grossolani (FMA₃). Tale variazione si instaura prima a SO che a NE e sempre a SO dura più a lungo: nella sez.II il *Membro di Premilcuore* (con A/P fino a 1:1,1 e 30% di letti arenitici molto spessi) è infatti compreso fra la *colombina Cannetole* e lo *Strato Contessa*, mentre nella sez.VII si limita all'intervallo fra le *colombine Viasecura* e *Montazio*.

Gli apporti sovrastanti allo *Strato Contessa* continuano ad essere differenziati a favore dell'area SO: le differenze sono inferiori al 15% nel tratto basale dell'intervallo (fino alla *colombina S.Adriano, sd*), in concomitanza con la tendenza positiva o *fining upward* in ambiente di piana intermedia del membro (prevalenti facies D, C e G); continuano insomma a risentirsi sia l'azione di richiamo da parte del depocentro del Bidente, sia il parziale sollevamento dell'alto strutturale di Civitella (fig.14).

Le differenze degli apporti clastici raggiungono il 32-36% nell'intervallo fra le *colombine va* e *cp* e il 15-30% nel successivo *cp-rt*. In quest'ultimo si notano anche variazioni di spessore delle singole *colombine* in disaccordo con la progressione legata alla distanza dall'area fonte dei sedimenti: ciò sembra comunque dovuto solo ad anomalie topografiche locali (zona di M.Budrialto, fra il F.Lamone e il T.Acerreta).

II. Nell'intervallo *cg-mt* non emergono differenze significative nella distribuzione dei sedimenti sabbiosi.

III. Nell'ultimo intervallo *mt-se* si osserva inizialmente una parziale inversione di tendenza rispetto all'intervallo I: i sedimenti sabbiosi, infatti, cominciano a distribuirsi preferenzialmente a NE, con differenze ridotte (sotto al 15%) nell'intervallo *mt-ti* (*colombine Montellero* e *Tiravento*); ciò sembra da porsi in relazione con il sollevamento dell'area attualmente corrispondente al sovrascorrimento di S.Benedetto, che avrebbe così influito sulla spartizione

dei depositi con maggior forza che nel caso precedente. Tali differenze raggiungono valori superiori al 50% nell'intervallo *ti-mr* (*colombine Tiravento* e *M.Mirabello*), presumibilmente in occasione di un momento di quiete relativa da parte dell'alto strutturale di Civitella.

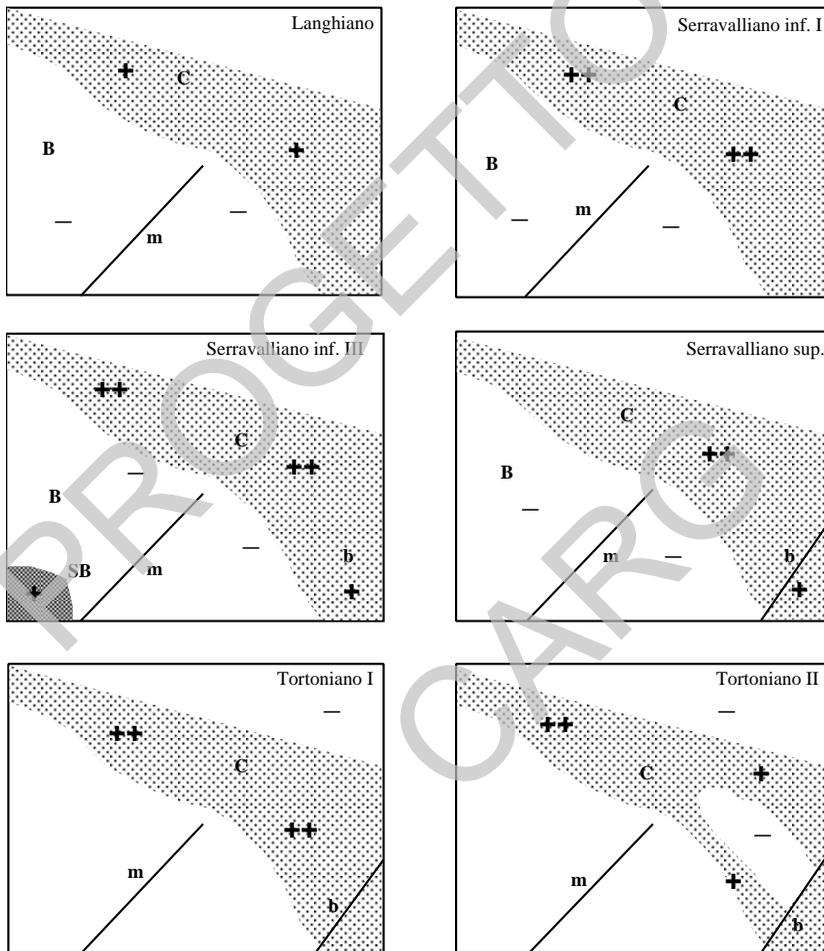


Fig.14 - Variazioni paleogeografiche dal Langhiano al Tortoniano. Le principali strutture di riferimento sono: B - depocentro del Bidente; SB - alto strutturale di S.Benedetto; C - alto strutturale di Civitella; Pa - alto strutturale di Predappio alta; Ps - sinclinale di Predappio; b - linea del Bidente; m - linea del Montone.

L'attività del sovrascorrimento di S.Benedetto (angolo SO del foglio) costituisce uno degli elementi caratterizzanti dell'intervallo e prosegue verso l'alto, mostrando anzi una leggera crescita di effetti; l'inversione di tendenza che si riscontra nell'intervallo *mr-fr* (*colombine M.Mirabello e Fratta*) è dovuta alla ripresa del sollevamento dell'alto strutturale di Civitella, poco più a Nord; subito dopo, tuttavia, e cioè nell'intervallo immediatamente sovrastante a *se*, in concomitanza con il passaggio laterale FMA₅₋₇, le differenze nella distribuzione degli apporti clastici si fanno molto marcate (superiori al 50%). A conferma di tale attività si deve citare la diversa collocazione stratigrafica dei cambiamenti di facies: a SO (Colle del Tramazzo e M.Mirabello) il passaggio FMA₄₋₅ si ritrova in una posizione più bassa che a NE, mentre il passaggio FMA₇₋₈ è in una posizione più alta (a SO, inoltre, FMA₇ tende a scomparire); le condizioni di sedimentazione tipiche di FMA₅ (alternanza marnoso-siltitico-arenacea con A/P fortemente variabile, ma minore che nel membro precedente) si conservano quasi ovunque fino alla *colombina fr*, per ripristinare successivamente una zona di basso relativo, con passaggio ai sedimenti più grossolani di FMA₇ o di FMA₈; tali caratteristiche durano appunto più a lungo nella sez.II, dove si conservano anche dopo la deposizione della *colombina se* e la messa in posto dello *slump di Tramazzo*.

Tutto ciò è per l'appunto da mettere in relazione con l'attività degli alti strutturali di Civitella e di S.Benedetto (quest'ultimo fa sì che l'incremento del rapporto A/P da SO a NE superi il 50%), in concomitanza con lo spostamento verso NE del depocentro deposizionale (tetto del Serravalliano inferiore). A NO del F.Montone non è escluso che gli effetti dell'alto strutturale di Civitella si attenuino, ma in realtà, dato che ci spostiamo verso l'area fonte dei sedimenti, occorrerebbero eventi tettonici di maggiore entità per creare aree favorevoli a una deposizione differenziata.

Nel complesso sembra quindi essersi avuto un "effetto bilancia", con spostamento e compensazione dell'accumulo clastico: nella fase iniziale della deposizione del *Membro di Collina* è più attivo l'alto "esterno" di Civitella, in quella finale l'alto "interno" di S.Benedetto. Fra le due aree quella che presenta complessivamente effetti più marcati rimane comunque la prima; le influenze dell'alto strutturale di S.Benedetto scompariranno del resto già all'inizio del Serravalliano superiore.

2.3. - LA SEDIMENTAZIONE NEL SERRAVALLIANO SUPERIORE

Esauritisi praticamente gli apporti carbonatici da SE (*Strato Contessa e colombine*), i termini utili a una esatta correlazione dei diversi intervalli si riducono ad alcuni orizzonti arenacei, che talora sono adottati anche come confini fra i diversi membri. Al Serravalliano superiore appartengono sia i sedimenti di FMA₈, a partire da circa 200 m sopra all'ultima delle *colombine (se)*, sia buona parte di FMA₉, che è tra l'altro il membro più potente dell'intera successione.

Fra la *colombina se* e l'*orizzonte Pugliolo pu* - e cioè fra la sommità del Serravalliano inferiore e la base del Tortoniano - si osservano oltre 1000 m di sedimenti testimonianti un ambiente di piana sottomarina, a prevalenti marne, con saltuarie e ripetute progradazioni di "lobi" sabbiosi: in generale gli apporti grossolani diminuiscono leggermente in FMA₉.

A partire da FMA₈ la sedimentazione è caratterizzata da una diminuzione degli apporti sabbiosi soprattutto nel depocentro a ridosso dell'alto "esterno" di Civitella, che può essere imputata a un momento di maggiore attività di quest'ultimo, soprattutto in confronto a una stasi - relativa o definitiva - dell'alto "interno" di S.Benedetto. Si osserva inoltre una netta diminuzione di potenza dell'unità a SE del F.Bidente: è forse questo il primo evidente segnale di attività della Linea del Bidente, a orientamento trasversale antiappenninico (fig.14).

2.4. - LA SEDIMENTAZIONE NEL TORTONIANO

Anche in questo caso possiamo distinguere due sotto-intervalli, a diverse caratteristiche deposizionali e separati fra loro dalla *unconformity* regionale di FMA₁₃.

I. In FMA₉ (Serravalliano superiore-base del Tortoniano: fig.14) il rapporto A/P diminuisce in senso appenninico da NO a SE, ma con variazioni ridotte (fra le linee trasversali la sola che sembra avere qualche influenza sulla sedimentazione è ancora la linea del Bidente). Ancora più limitate sono le variazioni in senso antiappenninico (SSO-NNE). Sembra quindi essersi instaurata una certa tranquillità dal punto di vista tettonico.

Il passaggio FMA₉₋₁₀ è segnato dalla transizione a un ambiente di conoide esterna, con migrazione composta del depocentro da SO-SE a NE-NO. Tali caratteristiche si estendono anche nell'intervallo FMA₁₁₋₁₂, quando dalla valle del Bidente a quella del Lamone il ruolo paleogeografico dominante sembra essere nuovamente assunto dall'alto strutturale di Civitella.

Con FMA₁₁ gli apporti più grossolani diminuiscono, tranne che in alcuni orizzonti tipicamente arenacei (*po*, *gs*, *ml*). In FMA₁₂ si osserva una nuova tendenza all'arricchimento di materiali grossolani verso l'alto, con alcune significative variazioni: il rapporto A/P mostra una generale tendenza all'aumento sia in senso SE-NO, che SO-NE (le stesse caratteristiche accompagnano alcuni orizzonti arenacei intercalati, come *ta*); il primo aumento - quello in senso SE-NO - appare giustificato dalla posizione della fonte originaria (ubicata a NO-NNO); il secondo - in senso SO-NE - può essere invece spiegato col fatto che al momento l'alto "esterno" di Civitella non ha ancora raggiunto la fase di maggiore attivazione e presenta un relativo accumulo di materiali più fini; l'aumento progressivo del contenuto arenaceo verso NE farebbe tutt'al più pensare a una parziale e appena accennata eteropia con i depositi grossolani FMA₁₃. Ciò accade certamente a Sud di Castrocaro, dove FMA₁₃ è sostituito da una facies appena

un po' più grossolana di FMA₁₂.

Altre influenze sulla forma del bacino sono indotte dalle linee trasversali coincidenti con i principali assi vallivi (Lamone, Marzeno, Montone, Rabbi), come mostra la leggera ma netta e costante variazione nel rapporto A/P fra un versante e l'altro degli assi suddetti.

II. Come si vedrà nel prossimo capitolo, la prima fase tettonica abbastanza chiaramente interpretabile è da imputare al Messiniano; non è tuttavia escluso che movimenti preparatori, di maggiore o minore entità, abbiano avuto inizio in precedenza.

Il *Membro di Fontanelice* (FMA₁₃, Tortoniano superiore) presenta caratteri di *unconformity* regionale (la base è spesso erosiva), potenza molto variabile e una geometria complessivamente assai irregolare, in lenti raggruppate di volta in volta in un corpo pressoché unico oppure "smembrate" anche entro la parte alta di FMA₁₂ e/o la parte bassa di FMA₁₄; inoltre i blocchi di *Calcari a Lucina*, la frequenza dei flussi iperconcentrati (torbiditi sabbiose amalgamate) e gli accumuli di frana intra- ed extraformazionale bene osservabili a SE del foglio sono interpretabili come «importanti episodi di risedimentazione [...] nel bacino profondo che vede ormai esaurirsi il regime torbiditico protrattosi per tutto il Miocene inferiore e medio» (RICCI LUCCHI & D'ONOFRIO, 1967); nel complesso tali sedimenti testimoniano una megasequenza negativa (*coarsening upward*) dovuta alla progradazione di corpi sabbiosi (RICCI LUCCHI, 1967), la cui alta velocità di sedimentazione segna la progressiva, ma rapida chiusura del bacino.

All'interno di questa tendenza generale si può ipotizzare uno smembramento dell'alto strutturale di Civitella (fig.14): la porzione più meridionale (alto strutturale di Civitella s.s.) ha in qualche misura influito già sulla sedimentazione pre-tortoniana, ma i suoi effetti si fanno sentire anche in seguito a Sud di Predappio Alta e a Ovest del F.Rabbi, dove il *Membro di Fontanelice* raggiunge la potenza di 200 m e si arricchisce di lenti conglomeratiche e blocchi di *Calcari a Lucina*; la porzione più settentrionale (alto strutturale di Cusercoli) comincia ad agire in modo chiaramente differenziato nel Tortoniano superiore e prolunga la sua azione anche in seguito, influenzando la sedimentazione delle unità messiniane post-evaporitiche. La biforcazione della struttura sembra così imputabile ad una migrazione verso NE del fronte originario, per l'appunto a partire dal Tortoniano superiore.

Con il *Membro di Borgo Tossignano* (FMA₁₄: Tortoniano superiore) si assiste al generale passaggio dalle torbiditi sabbiose ad ambienti instabili di scarpata a dominanza pelitica; nella parte sommitale cominciano a intercalarsi livelli che testimoniano una circolazione ristretta in ambiente anossico; al tetto si osservano a volte depositi analoghi ai «*tripoli e marne tripolacee*» o agli «*shales eusinici pre-evaporitici*» di MARABINI & POLUZZI (1977) e di VAI & RICCI LUCCHI (1978). Si arriva così alla «*facies di chiusura della Formazione Marnoso-Arenacea*» (RICCI LUCCHI & D'ONOFRIO, 1967), una vera e propria facies di transizione, in cui le caratteristiche precedenti non sono ancora del tutto abbandonate, ma nem-

meno emergono in modo chiaro quelle nuove. L'ambiente di sedimentazione passa bruscamente da condizioni pelagiche a condizioni di acque basse a circolazione ristretta, che favoriscono la fioritura di alghe, l'accumulo e la conservazione di sostanze organiche: tutte caratteristiche che preludono alla "crisi di salinità" del Messiniano.

3. - IL BACINO POST-EVAPORITICO

L'evoluzione del bacino romagnolo presenta caratteri di sostanziale continuità, ma anche evidenti discontinuità paleoambientali. La "crisi di salinità" e il "disseccamento" del Mediterraneo, che seguono alla chiusura del bacino della *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*, costituiscono un evento regionale di grande portata, all'interno del quale si manifestano fenomeni di portata minore e spesso localizzata. Contemporaneamente si assiste ad una intensificazione dell'attività tettonica (cap.IV).

3.1. - LA SEDIMENTAZIONE NEL MESSINIANO

Nell'Appennino romagnolo, come in quello marchigiano, la "crisi di salinità" del Messiniano è registrata innanzitutto dalla sedimentazione del «calcare di base» degli AA. e delle evaporiti della *Formazione Gessoso-Solfifera* (si pensi alla "Vena del Gesso" presente a NO del Foglio 254). Tuttavia, come si è accennato, qui tali depositi, a stretto rigore di termini, mancano o, meglio, si ritrovano sotto forma di accumuli caotici risedimentati (*formazione di tetto*), ricoperti a loro volta da quelli della *Formazione a Colombacci*.

Gli scompaginamenti gravitativi che hanno coinvolto le due unità, dando ad entrambe una base nettamente discordante e lacunosa, possono essere imputati anche a "disseccamenti" (grosse cadute del livello del mare) e a un'attività tettonica di tipo compressivo («fase tettonica intramessiniana» di CREMONINI & FARABEGOLI, 1978), destinata ad accentuare le deformazioni plicative e/o disgiuntive preesistenti e a favorire lo scivolamento dei materiali verso le aree più depresse. Tale attività tettonica si andava in ogni caso a sommare a una variazione climatica generale, che produceva brusche e ripetute diminuzioni del livello delle acque ("disseccamento" del Mediterraneo), con conseguente "richiamo" di scivolamenti sinsedimentari o immediatamente postsedimentari: il riconoscimento degli effetti relativi a ciascuno dei due processi rimane uno dei problemi di meno facile soluzione nell'interpretazione degli accumuli gravitativi nelle diverse parti del bacino.

Distinguiamo anche in questo caso due sotto-intervalli, corrispondenti rispettivamente alla *formazione di tetto* e alla *Formazione a Colombacci*. Le caratteristiche strutturali del bacino sono per entrambe riportate in fig.15.

I. Gli scivolamenti gravitativi che accompagnano e caratterizzano buona parte della sedimentazione messiniana (e in particolare la *formazione di tetto*) coinvolgono sia la *Formazione Gessoso-Solfifera*, sia parte del sottostante FMA₁₄ e della stessa GHT sedimentatasi in condizioni “normali” (“*ghioli di tetto*” s.s., presenti in fogli limitrofi). In alcuni casi gli alti strutturali potevano essere già delineati in precedenza (come l’alto strutturale di Cusercoli, separatosi da quello di Civitella già alla fine del Tortoniano); in altri possono essersene attivati dei nuovi (alto strutturale di Predappio).

Tali variazioni hanno portato a una distribuzione differenziata di zone di distacco e zone di distacco e accumulo: fra il T.Samoggia e il F.Montone la *formazione di tetto* è presente in un solo affioramento di 1-2 m; altrove il contatto avviene direttamente fra FMA e FCO oppure in discordanza su FMA si trova addirittura lo *Spungone* (SPG), come fra il F.Montone e il Rio Borsano (dove evidentemente l’azione tettonica determinante può essere stata già di età pliocenica). Tale situazione continua anche in sinistra del F.Montone, dove però, procedendo verso Sud, la *formazione di tetto* ricompare in una grossa lente all’inizio della sinclinale di Predappio Alta: quest’ultima è una struttura compresa fra gli alti strutturali di Cusercoli e di Predappio e chiaramente connessa all’attivazione di questi.

I depositi caotici che caratterizzano l’unità in questo foglio si estendono verso Est anche oltre l’alto strutturale di Predappio fino a raggiungere la zona delle cave di S.Cassiano (fianco destro del F. Rabbi: GHT₉), dove si immettevano in un bacino presumibilmente più profondo (fig.10). In altre parole, i due settori (sinistra e destra del F.Rabbi) sono separati dal proseguimento verso Sud dell’alto strutturale di Predappio, a orientamento N-S, ma questo è a sua volta troncato dal sovrascorrimento “appenninico” di Cusercoli: sarebbe stato così proprio quest’ultimo a creare un corridoio di collegamento fra i due settori e ad alimentare l’intera zona di basso relativo situata fra il F.Rabbi e il F.Bidente, dove i depositi risedimentati della *formazione di tetto* raggiungono la massima potenza (oltre 200 m).

La potenza dell’unità aumenta anche verso NO, fino al T.Marzeno, dove si sarebbe generata un’altra zona di basso relativo, alimentata dal sollevamento della catena appenninica.

II. Come si è accennato, l’ambiente di sedimentazione della *Formazione a colombacci* è un problema che ha interessato per diversi decenni gli studiosi. Gli abbondanti Foraminiferi planctonici, ancorché distrofici, presenti negli intervalli pelitici (FCO) sono stati per molto tempo ritenuti autoctoni e tipici di mare profondo (SELLI, 1954; BORSETTI *et alii*, 1975; CARLONI *et alii*, 1974); altri autori hanno interpretato invece queste microfaune come rimaneggiate (RUGGIERI & SPROVIERI, 1975; COLALONGO *et alii*, 1978; 1979), spiegando così, tra l’altro, la loro coesistenza con forme ben conservate di Molluschi e Ostracodi tipiche di acque dolci o eurialine (CAPELLINI, 1874; 1879; RUGGIERI, 1958; COLALONGO *et alii*, 1978; 1979). L’infittirsi delle ricerche negli anni ‘70 ha portato a ritenere la

Formazione a Colombacci come sedimentata in una serie relativamente continua di laghi dipendenti da un mare interno (il “lago-mare” paratetideo); in esso affluivano corsi d’acqua dal vicino Appennino, già parzialmente emerso (RUGGIERI, 1958; 1970; RABBI & RICCI LUCCHI, 1968; CREMONINI & FARABEGOLI, 1977; COLALONGO *et alii*, 1978; 1979; IACCARINO & PAPANI, 1980; 1982; CREMONINI & MARABINI, 1982); soprattutto gli apporti clastici più grossolani (FCO_{a, b}) mostrano il saltuario instaurarsi di condizioni fluviali, deltizie e di spiaggia (PRINCIPI, 1925; COLALONGO *et alii*, 1978; 1979; CREMONINI & FARABEGOLI, 1977), o di delta-conoide (FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973; RICCI LUCCHI, 1975). L’alternarsi di tali condizioni e conseguentemente del livello delle acque, nonché le già accennate condizioni di instabilità tettonica, provocano inoltre distacchi e scivolamenti di olistoliti e olistostromi.

Per quanto riguarda l’età di tali movimenti, KRIJGSMAN *et alii* (1999) la collocano a partire da un’età di $5,5 \pm 0,02$ Ma e le attribuiscono una durata non superiore ai 90 ka.

La potenza massima della formazione supera i 200 m presso Cusercoli, dove sono meglio rappresentate le facies più grossolane (FCO_{a, b}); tale area si prolunga, con ulteriore aumento di potenza, verso ESE, nella sinclinale Giaggiolo-Cella (Foglio 255).

A NO di Predappio, fra il F.Rabbi e il Rio Borsano, l’unità si presenta estremamente ridotta, in gran parte asportata da scivolamenti gravitativi; alla base la sedimentazione è sempre grossolana, poi pelitica; l’ultimo colombaccio (*cl₆*) è presente, ma con spessore ridotto e non individuabile con continuità. La situazione, imputabile a una lacuna di sedimentazione in zona di alto relativo e in parte a condizioni di distacco, si esaspera fra il Rio Borsano e il F.Montone, dove l’unità scompare totalmente, per ricomparire, ma con potenza sempre ridotta, solo a Nord della sinclinale di Predappio Alta, in prossimità di Castrocaro.

Il fianco sud-occidentale di questa sinclinale rappresenta probabilmente anche la linea di costa, come testimonia il ritrovamento di *ripples* da onda con asse orientato NNO-SSE; da esso provengono anche l’alimentazione dei *fandelta* (conglomerati di FCO_b) e i blocchi scivolati di GHT_{a, b, c}. Anche qui la successione comincia con litofacies grossolane (FCO_a) in discordanza su FMA e si chiude con l’ultimo - e qui unico - colombaccio (*cl₆*).

Si può quindi ipotizzare un ulteriore accentuarsi della sinclinale di Predappio Alta, in cui pacchi di strati “plastici” di FCO venivano coinvolti da processi di distacco e scivolamento e trascinavano con sé blocchi delle litofacies più rigide - il tutto con evidente analogia a quanto descritto per la *formazione di tetto*. Anche in questo caso la linea del Rabbi doveva già incidere il rilievo, creando un netto dislivello fra il settore occidentale e quello orientale: non solo nella zona delle cave di S.Cassiano, a partire della sedimentazione di *cl₂*, FCO si presenta in assetto regolare e tranquillo (*onlap*) sugli accumuli caotici di GHT_c (fig.10), ma poco più a Nord all’interno di FCO si osservano *slump* composti da materiali intraformazionali o derivanti dalle unità più antiche. Si può quindi parlare di accentuata subsi-

denza dell'area in destra del F.Rabbi con maggiori accumuli verso Sud e verso Est e di provenienza dei materiali dagli alti di Castrocaro e di Predappio.

Procedendo verso NO, oltre il F.Montone, la *Formazione a Colombacci* si riduce di potenza e i depositi grossolani sono rappresentati quasi esclusivamente da FCO_a. Tra il F.Montone e il T.Samoggia la potenza è pressoché costante, ma ridotta (massimo 10 m), con alla base circa 3 m di arenarie con qualche ciottolo. A NO del T.Samoggia la potenza continua a essere ridotta, ma alla base compaiono sempre, anche per pochi cm, conglomerati in matrice pelitica. Questa progressiva “diminuzione” dei sedimenti verso NO è in netto contrasto con quanto avverrà nel Pliocene.

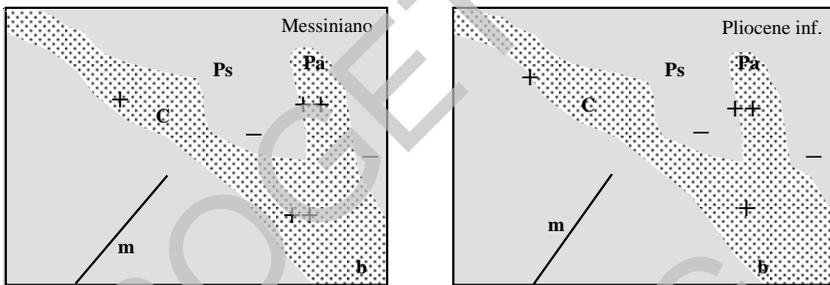


Fig.15 - Variazioni paleogeografiche nel Messiniano e nel Pliocene inferiore (per la legenda vedi fig.14).

3.2. - LA SEDIMENTAZIONE NEL PLIOCENE E PLEISTOCENE

Secondo l'ipotesi attualmente più accreditata, all'inizio del Pliocene il Mediterraneo, isolato o quasi durante il Messiniano e sottoposto a fenomeni di erosione e sedimentazione continentali, viene invaso delle acque atlantiche a seguito dell'apertura della “soglia di Gibilterra”. La sedimentazione pliocenica ha quindi inizio con una rapida ingressione marina, che porta le *Marne di Cella* (CEA), di ambiente pelagico, a sovrastare in apparente continuità il tetto di FCO, almeno nelle zone più profonde del bacino; nelle zone meno profonde, invece, si può trovare direttamente il 1° intervallo RIL discordante o paraconcordante sui depositi più antichi. Nel primo caso, e in parte nel secondo, si tratta di una trasgressione “acqua su acqua”, marcata da un brusco cambiamento di profondità e dal passaggio da acque continentali ad acque marine.

Tranne che in località Malmesa (CREMONINI *et alii*, 1973), le *Marne di Cella* sono presenti nell'intera area in destra del T.Rabbi, dove raggiungono la potenza massima di 70 m e contengono a volte faune della *zona a Sphaeroidinellopsis*;

la potenza diminuisce progressivamente verso NO (fra il T.Rabbi e il Rio Borsano), dove la zona suddetta scompare.

Fra il Rio Borsano e il F.Montone, così come nei dintorni di Castrocaro, a Ovest di questo e a NO del F.Montone, gli affioramenti sono scarsi e nessun campione ha rivelato l'appartenenza alla *zona a Sphaeroidinellopsis*, che segna appunto la base del Pliocene. Si può quindi ipotizzare per tali aree un avvicinamento ai pendii marginali e alle zone di alto, su cui la trasgressione pliocenica è più evidente. Tra di esse si nota immediatamente l'alto strutturale di Predappio, che verso Sud si unisce a quello di Cusercoli per proseguire poi verso SE con orientamento tipicamente appenninico («alto strutturale di Predappio-Pieve di Rivoschio» di CREMONINI & FARABEGOLI, 1978); ad esso si affianca un basso strutturale, anch'esso ad allineamento appenninico, con sedimentazione legata a subsidenza elevata, fra Predappio Alta e l'area a NE del Villaggio Giovanni XXIII (fig.15).

Un ruolo particolare sembra giocare in questo periodo la linea del Bidente con orientamento anti-appenninico (CREMONINI *et alii*, 1982; CAPOZZI, 1987; ANTOLINI & CREMONINI, 1990; CAPOZZI & NEGRI, 1990; CAPOZZI *et alii*, 1991, 1992). Essa separa un settore occidentale da un settore orientale: nel primo, almeno a partire dalla parte alta della *Formazione a Colombacci*, la giacitura si presenta con uniforme immersione verso NE; nel secondo, invece, relativamente sollevato rispetto al precedente, si alternano anticlinali e sinclinali coinvolgenti sia la porzione sommitale della *Formazione Marnoso-Arenacea* (FMA_{13,14}), sia le *formazioni di tetto e a Colombacci*, entrambe interessate da fenomeni gravitativi di varia entità. Nel Foglio 254, tuttavia, compaiono quasi solo i depositi formati nell'area in sinistra di tale linea e vengono così a mancare gli elementi per una più precisa riflessione comparativa.

Alla rapida ingressione marina del Pliocene basale (CEA) seguono inizialmente un costante approfondimento delle acque con diminuzione del contenuto organogeno e aumento della sedimentazione clastica più fine (1° intervallo di RIL) e successivamente l'arrivo e il ritiro di un lobo torbiditico all'interno di un ambiente di deposito pelagico: le *Arenarie di Borello* (BOE) sono caratterizzate da un aumento delle componenti grossolane nella porzione centrale e presentano una potenza massima (165 m) in destra del T.Rabbi (lungo il margine sud-orientale del foglio); tale area continua quindi a mostrare una subsidenza elevata come nei depositi precedenti. Procedendo verso Nord, invece, la potenza di BOE diminuisce progressivamente, fino a 20-30 m in prossimità del T.Rabbi e a 15-20 m fra il Rio Borsano e il F.Montone; le *Arenarie di Borello* ricompaiono fra il F.Montone e il T.Samoggia, a contatto con SPG (*Spungone*), raggiungono la loro potenza massima lungo l'asse del T.Samoggia stesso e riprendono poi a diminuire verso NO, fino a scomparire.

In seguito al ritiro del lobo torbiditico BOE riprende la sedimentazione pelagica delle *Argille e marne di Riolo Terme*, troncata al tetto dallo *Spungone*, al passaggio tra Pliocene inferiore e Pliocene medio; come si è accennato, tuttavia,

questo 2° intervallo RIL viene a volte a mancare.

Nel complesso lo *Spungone* presenta una base erosiva discordante o paraconcordante ed è composto da sedimenti organogeni e bioclastici di mare basso, distribuiti alla sommità di alti strutturali (*litofacies di Castrocaro*: SPG_b), talora interessati da fenomeni gravitativi (olistoliti) o, più frequentemente, da risedimentazione lungo i fianchi. La distribuzione delle diverse litofacies appare influenzata anche da linee tettoniche antiappenniniche: l'area in destra del T.Rabbi (dintorni di Rocca delle Caminate e fianco sinistro della Valle del Bidente, nell'adiacente Foglio 255) sembra interessata da una maggiore subsidenza, con prevalenza di accumuli gravitativi provenienti da un banco originario successivamente eroso e mescolati ad ingenti apporti terrigeni (SPG_a).

Singolare è la situazione osservabile nei dintorni di Castrocaro: lungo l'incisione di Rio dei Cozzi, a NO dell'abitato, lo *Spungone* poggia direttamente, con netta discordanza, su FMA; poco più a Sud, invece, si presenta separato dalla base della sedimentazione pliocenica da oltre 200 m di sedimenti, comprensivi del 1° e 2° intervallo di RIL e in assenza di BOE. Tale differenza, ben evidenziata in fig.12, può essere spiegata con il sollevamento dell'alto strutturale di Predappio durante il Pliocene inferiore, con conseguente sedimentazione in condizioni trasgressive di SPG, mentre a Ovest e a Sud di Castrocaro si formava un golfo, in linea con la sinclinale di Predappio Alta e progressivamente colmato dalla sedimentazione di RIL.

Un successivo approfondimento del bacino (3° intervallo RIL) instaura nuovamente e rapidamente condizioni di mare profondo, cui fanno seguito i depositi distali di una fronte deltizia migrata all'interno della sedimentazione profonda (LAD): la potenza massima di questo pacco di lobi torbiditici (50 m) si riscontra ancora una volta in destra del T.Rabbi, quella minima (fino a 0, per chiusura laterale delle lenti) fra il T.Rabbi e il F.Montone (alto strutturale di Castrocaro); essa riprende ad aumentare verso NO, sia pure con un maggiore contenuto della porzione pelitica.

Verso il tetto del 4° intervallo RIL - in cui si aveva una ripresa generalizzata di condizioni pelagiche di età pliocenica medio-superiore - si fanno sempre più frequenti le intercalazioni lentiformi delle *Peliti di Terra del Sole*, di età incerta fra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore; altrove presenti più saltuariamente anche a livelli inferiori della successione stratigrafica, esse sono tipiche di ambiente di piattaforma marina (ONOREVOLI, 1989) e caratterizzate, soprattutto nelle lenti più basse, da condizioni alternatamente fredde e calde, talora anossiche.

IV - TETTONICA

1. - GENERALITÀ

In questo capitolo vengono descritte le principali strutture deformative che nel tempo si sono succedute nell'area del Foglio 254. La loro lunga gestazione ha determinato l'evoluzione dei bacini sedimentari miocenici e plio-pleistocenici ed è stata seguita da un rapido sviluppo, con acmi parossistici, che ha portato alla enucleazione delle deformazioni oggi osservabili sul terreno. Qui ci si soffermerà pertanto su queste ultime, mentre la tettonica sin-sedimentaria, contemporanea allo sviluppo ed evoluzione dei bacini, è stata descritta nel cap.III.

Per la scarsità e la qualità degli affioramenti, nonché per il comportamento meccanico dei litotipi affioranti, che mal si prestano a registrare con indicatori la cinematica della deformazioni, durante il rilevamento è mancata la raccolta sistematica dei dati strutturali: essa è stata fatta, invece, quando possibile, lungo i principali fronti di accavallamento che caratterizzano le fasi compressive e lungo le principali faglie dirette responsabili della susseguente distensione. La mancanza di sistematicità nella raccolta dei dati strutturali impedisce una trattazione esaustiva delle deformazioni e dello stile strutturale dell'area studiata; in compenso l'ottima risoluzione e lettura grafica delle strutture principali, frutto delle fini suddivisioni stratigrafiche della *Formazione Marnoso-Arenacea* e delle successioni messiniana e pliocenica, fa sì che ogni oggetto tettonico del foglio risulti ben caratterizzato sia sotto il profilo della separazione stratigrafica, sia sotto quello dell'altezza della regionale. Sono questi i due criteri che costituiscono la base di ogni rilevamento geologico e consentono con sufficienza di individuare la famiglia strutturale (DAHLSTROM, 1971) che caratterizza una data provincia.

riporta in fig.16 lo schema strutturale del foglio, analogo a quello rappresentato sulla Carta Geologica; in esso sono riportate anche le tracce delle sezioni geologiche alle quali si farà riferimento in questo capitolo, a corredo di quelle già riportate in carta (sezioni A-A' e B-B').

I tempi in cui le due fasi compressive si sono verificate sono scanditi da avvenimenti di importanza regionale che, a partire dal più antico, sono:

1) l'arrivo delle coltri liguri l.s. nel Tortoniano superiore; tali coltri dovevano ricoprire tutta la *Formazione Marnoso-Arenacea* della porzione sud-occidentale del foglio e, probabilmente, confinavano a SO il bacino dei *Membri di Fontanelice* e di *Borgo Tossignano* (FMA₁₃₋₁₄). E' possibile che anche il contatto netto e talvolta discordante tra questi ultimi sia imputabile a movimenti tettonici verificatisi in quel tempo: in questo caso bisognerebbe ammettere che nel Tortoniano superiore fossero già attivi sistemi di accavallamento che, interessando in posizione interna il substrato carbonatico, coinvolgevano la *Formazione Marnoso-Arenacea* della zona tra S. Benedetto in Alpe e Portico dando luogo ai fronti di accavallamento delle «unità ultraromagnole» di TEN HAAF & VAN WAMEL (1979) e blandamente facevano risentire la loro influenza fin nella zona di bacino del Membro di Fontanelice. Questa ipotesi, avanzata da FARABEGOLI *et alii* (1992) per il Foglio 265, non è provabile nel Foglio 254, in quanto nell'angolo sud-occidentale di esso mancano del tutto i termini tortoniani della *Formazione Marnoso-Arenacea*. Pertanto le strutture di questa possibile fase verranno trattate insieme a quelle della successiva fase intramessiniana, anche in considerazione della loro limitatezza areale (esse sono infatti presenti solo nell'angolo sud-occidentale del foglio);

2) la discordanza netta tra l'insieme dei depositi post-evaporitici (FCO + GHT) e il substrato FMA, che sigilla le deformazioni della fase intramessiniana, presenti in tutta la metà sud-occidentale del foglio;

3) la discordanza, anch'essa molto netta, tra le sequenze del Pliocene inferiore e lo *Spungone* (sommità del Pliocene inferiore e/o base del Pliocene medio) che sigilla le deformazioni della parte esterna del foglio. Sia lo *Spungone*, sia i depositi ad esso sovrastanti (Pliocene medio) sono sicuramente interessati da fasi tettoniche compressive successive a quella della fine del Pliocene inferiore. Di queste fasi tardive, tuttavia, non sono qui presenti strutture significative, ad eccezione dell'alto strutturale di Predappio-Castrocaro che è sicuramente stato attivo anche nelle fasi successive del Pliocene medio e superiore, nonché del Pleistocene inferiore (CAPOZZI *et alii*, 1991).

Le strutture formatesi nella fase compressiva intramessiniana D1 hanno un classico andamento appenninico nelle tracce dei piani assiali delle pieghe e nei fronti di accavallamento; esse sono ben inquadrabili in uno stile deformativo di tipo epidermico dovuto ad orizzonti di scollamento superficiali localizzabili, tra i membri della *Formazione Marnoso-Arenacea* affioranti, in FMA₁₋₂ (*Membri di Biserno e di Corniolo*) e nella porzione pre-*Contessa* di FMA₄ (*Membro di Galeata*), cui vanno aggiunte le formazioni non affioranti del tetto del *bedrock*

carbonatico sottostante (insieme *Scaglia variegata-cinerea* e *Schlier*).

Le strutture legate alla fase compressiva della fine del Pliocene inferiore D2 sono nettamente disarmoniche rispetto alle precedenti: si tratta di pieghe che fanno culminare o deprimono la regionale, di lunghezza d'onda e d'ampiezza molto maggiori di quelle della fase precedente di cui ripiegano i fronti ed i cui fronti di accavallamento tagliano sia in sequenza che fuori sequenza quelli precedenti. L'andamento delle due principali strutture di questa fase (la culminazione nell'area sud-occidentale del foglio e il fronte di accavallamento di Cusercoli) è ONO-ESE e forma un angolo di circa 25° con quello della fase precedente; il fronte di Cusercoli, inoltre, taglia quello di Civitella.

Imprecisabile è invece l'età della fase estensionale D3, ben visibile nelle parti centrale e occidentale del foglio, e certamente successiva alle fasi compressive. Benché caratterizzata da rigetti di una certa entità, la tettonica estensionale non ha dato luogo a differenziazioni nel bacino di sedimentazione, per cui manca qualsiasi elemento per una sua datazione.

2. - REGIME COMPRESSIVO

La sezione C-C' (fig.17) si riferisce a una posizione marginale del foglio (angolo SE, tra Civitella di Romagna e Cusercoli), ma mette in evidenza le caratteristiche tettoniche regionali più salienti del regime compressivo, mostrando sia le strutture della fase intramessiniana, sia quelle legate alla fase del Pliocene inferiore. Essa è stata costruita "nel cielo" utilizzando gli spessori di FMA provenienti dalle sezioni misurate direttamente in campagna; la profondità del tetto della sequenza carbonatica sottostante a FMA nella parte sud-occidentale della sezione è invece desunta dai dati del pozzo M.Freddo, distante di soli 1,5 km dalla sezione in esame.

La sezione mostra che il fronte di accavallamento più esterno ha al suo letto FCO: esso ha quindi un'età post-messiniana (non è possibile vedere né il coinvolgimento dei sedimenti del Pliocene inferiore, né il sigillo del fronte stesso da parte dello *Spungone*, dato che in questa sezione ciò avviene all'esterno del foglio). Il fronte nasce in profondità e coinvolge sicuramente la successione carbonatica sottostante, come risulta dalla differenza di altezza strutturale della sommità di quella successione al tetto e al letto del fronte stesso (zone sud-occidentale e NE della sezione). Nella sua porzione più esterna e superficiale (rispetto all'attuale livello di erosione), dove si ha l'accavallamento su FCO, il fronte si ramifica in tre faglie inverse: le prime due, a partire dall'interno, risultano essere impostate sui fianchi inversi di una originaria doppia piega a zeta di piccola lunghezza d'onda in FMA; la terza, più esterna, è quella che garantisce l'accavallamento di FMA su FCO ed ha quindi il rigetto maggiore.

Poiché questo fronte coinvolge la successione carbonatica sottostante FMA, esso deve originarsi da uno scollamento profondo collocabile almeno

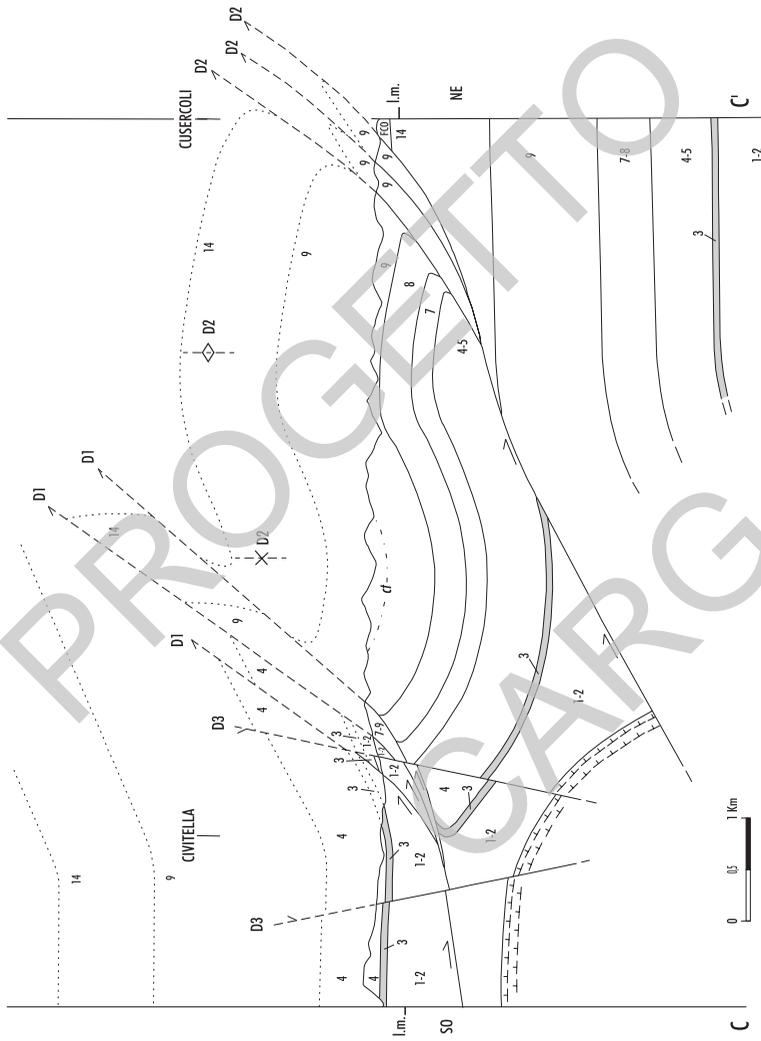


Fig.17 - Sezione C-C': Sono presenti le due fasi compressive D1 e D2 e quella estensionale, successiva, D3. E' netta la disarmonia fra le strutture plicative delle fasi D1 e D2. I fronti di accavallamento D1 e D2 mostrano geometrie del tipo leading edge.

nelle evaporiti triassiche.

Della stessa fase deformativa D1 del fronte è anche la coppia anticlinale-sinclinale all'interno di esso, caratterizzata da piani assiali subverticali, blande inclinazioni dei fianchi e lunghezza d'onda di circa 5 Km.

Per contro il fronte della fase deformativa intramessiniana, che in sezione appare nella zona a Est di Civitella, risulta scollato su orizzonti molto più alti di quello ora descritto. Infatti il proseguimento in profondità delle tre faglie che lo contraddistinguono fa intravedere che lo scollamento è avvenuto o nel *Membro di Biserno* o nel sottostante *Schlier*. La struttura deformativa di questa fase è costituita da un'anticlinale asimmetrica con fianco orientale rovesciato e tagliato da uno o più fronti di accavallamento; il fianco occidentale, apparentemente semplice e poco tettonizzato, ma in realtà abbastanza complesso, costituisce una monoclinale immergente a SO, di norma molte volte più lunga del fianco orientale. Il raccordo tra quest'ultimo e la struttura ad esso adiacente verso l'esterno è costituito da una sinclinale stretta e asimmetrica, che in vari casi può essere obliterata dal fronte di accavallamento più esterno.

La sezione C-C' mostra infine che le due fasi compressive sono disarmoniche tra loro: infatti la culminazione della regionale di prima fase corrisponde ad una depressione della seconda, e viceversa, la culminazione di seconda fase corrisponde ad una depressione della prima.

2.1. - STRUTTURE DELLA FASE INTRAMESSINIANA

Le strutture della fase intramessiniana (D1 di fig.16) sono quasi tutte localizzate nella metà sud-occidentale, cioè nella parte interna, del foglio; circa diagonalmente al foglio stesso, infatti, da ONO a ESE il fronte di accavallamento della fase della fine del Pliocene inferiore (*thrust* di Dovadola di ANTOLINI & CREMONINI, 1993) le taglia, facendo affiorare la maggior parte di esse al suo tetto.

Lo stile tettonico prima descritto caratterizza molto bene le strutture di questa fase poste in vicinanza del fronte della fase successiva, nonché quelle poste nell'angolo sud-occidentale del foglio; esso, tuttavia, di per sé non esaurisce tutta la gamma di situazioni tettoniche rilevate e necessita di precisazioni e completamenti, dal momento che il dettaglio del rilevamento effettuato ha consentito di mettere in luce numerose complicazioni e varianti di questo stile.

Per descrivere le strutture della fase intramessiniana conviene ricorrere ad alcune sezioni, a partire dalla zona del fronte di seconda fase e procedendo verso l'interno.

La sezione D-D' (fig.18), ubicata circa tra M.Bertaccia e Calboli, mostra tre strutture di prima fase, la più esterna delle quali è stata ritagliata dal fronte di seconda fase. Tutte tre le strutture hanno in comune una blanda monoclinale immergente a SO, seppure con inclinazioni diverse, che costituisce il fianco

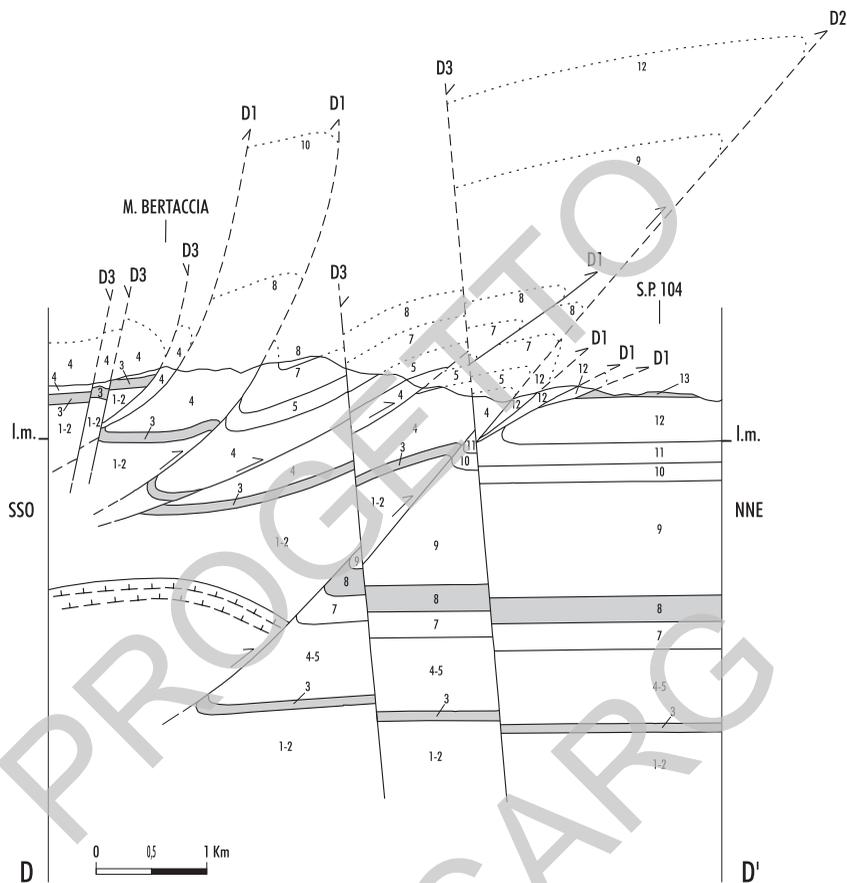


Fig.18 - Sezione D-D'. Lo stile epidermico della fase D1, presente nella metà sud-occidentale della sezione, è caratterizzato da numerosi scollamenti posti al tetto del multilayer carbonatico meso-ceozoico, che determinano strutture di piccola lunghezza d'onda. Il sovraccorrimiento della fase D2 coinvolge invece il multilayer carbonatico, forma strutture di maggiore lunghezza d'onda e, in questo caso, ritaglia i fronti di prima fase (cfr. fig.17).

normale di un'anticlinale asimmetrica con fianco orientale rovesciato; esse sono inoltre chiaramente scollate sui livelli basali della *Formazione Marnoso-Arenacea* o nel "pre-flysch", senza interessare il substrato carbonatico. Le tre anticlinali, tuttavia, differiscono nelle geometrie dei fianchi rovesciati e dei fronti di accavallamento ad essi connessi: quella più esterna, se si sottrae il rigetto molto elevato dovuto al sovraccorrimiento di seconda fase, presenta un

fianco orientale che, nei livelli stratigraficamente più alti, si raccorda alla struttura antistante con una doppia piega a zeta interessata da tre piccoli accavallamenti che ne laminano i fianchi inversi; la struttura intermedia mostra che il fianco orientale, diritto, è tagliato da una faglia inversa di apprezzabile rigetto, poiché mette a contatto FMA₄ con FMA₇ e lamina quindi tutto il fianco inverso che è, invece, conservato nella stretta sinclinale antistante; la struttura più interna, infine, ha un marcato fianco rovesciato che un fronte di accavallamento mette a contatto con il fianco diritto della monoclinale antistante, eliminando tutta la sinclinale di raccordo. Il fianco rovesciato di questa anticlinale è a contatto, immediatamente a Ovest, per faglia diretta con la monoclinale del fianco diritto, per cui la cerniera della piega risulta obliterata. E' possibile che tale faglia diretta abbia utilizzato in profondità lo stesso piano di accavallamento che limita il fianco rovesciato.

Il raccorciamento totale realizzato dai tre fronti di prima fase nella sezione D-D' è di circa 1,6 Km; il rigetto orizzontale è massimo nel fronte interno, minimo in quello esterno. Anche in questa occasione sono state utilizzate le informazioni desunte dal Pozzo M.Freddo.

L'esempio riportato mostra che lo stile di prima fase costituisce l'evoluzione di una piega asimmetrica scollata su livelli superficiali e tagliata da piani di accavallamento che si enucleano dallo scollamento stesso. Nel suo insieme, pertanto, questo motivo rientra negli schemi della tettonica epidermica ed è assimilabile a quello conosciuto nella letteratura corrente come *fault propagation folding* (SUPPE & MEDVEDEV, 1984).

Procedendo verso l'interno del foglio, dove il sollevamento della regionale connesso con la seconda fase compressiva ha consentito l'affioramento dei termini più antichi di FMA, sono visibili altre strutture della fase intramessiniana, più profonde di quelle descritte finora, connesse con gli orizzonti di scollamento del pre-flysch, di FMA₁₋₂ o dei termini stratigrafici immediatamente sovrastanti.

Il tratto sud-occidentale della sezione A-A', ubicata tra Cannetole e Limisano di Rocca San Casciano e rappresentata solo nella carta geologica, attraversa tre fossi (Trebuccio, Cuzzano e Sant'Antonio), dove è esposta la successione FMA₁₋₄ (*Membri di Biserno, Corniolo, Premilcuore e Galeata*). Il primo affiora al nucleo e nel fianco occidentale della anticlinale di seconda fase, mentre gli altri tre sono presenti nel fianco orientale. Quest'ultimo si raccorda verso Est, tramite una sinclinale, ad una monoclinale immergente a Ovest che è interrotta, sempre a Est, dal fronte di accavallamento di fase D2 emergente dall'anticlinale e ad essa connesso.

Il *Membro di Biserno* è interessato da una serie numerosa di piani di taglio avanzergenti a basso angolo o ad angolo zero rispetto alla stratificazione che fanno ripetere più volte la *colombina ca* e sono correati da numerose strie di calcite. La stessa cosa si verifica nel fianco orientale dell'anticlinale a spese dello *Strato Contessa (cs)* e, ancora più a Est, nella monoclinale (tagliata dal fronte di accavallamento di seconda fase), dove *cs* è ripetuto tettonicamente

ben cinque volte (in una di queste esso presenta alla base sia FMA₃, che il sottostante FMA₂). E' interessante notare che in tutte queste ripetizioni *cs* non si presenta mai rovesciato e che tutta la monoclinale di raccordo all'anticlinale mostra una sostanziale coerenza sia nell'immersione, sia nell'inclinazione degli strati che la compongono, per cui risulta esclusa l'esistenza di pieghe di tipo isoclinale.

La responsabilità di queste ripetizioni è probabilmente da riferire a meccanismi di tipo *duplex*, favoriti dal contrasto di competenza tra gli strati guida, di natura calcarenitica e relativamente spessi, e le marne che li contengono, le quali fungono da superfici di scorrimento di letto e di tetto rispetto agli strati guida stessi. Non si possono tuttavia escludere altri, diversi, meccanismi deformativi.

L'interpretazione data a questo tratto della sezione A-A' prevede che le traiettorie dei fronti responsabili delle duplicazioni degli strati guida abbiano degli scollamenti a livello di FMA₁ e FMA₂, delle rampe in FMA₃ e ancora uno scollamento nella porzione di FMA₄ sottostante a *cs*. I fronti così formati nella fase intramessiniana sono stati poi ripiegati da quella della fine del Pliocene inferiore.

Nella soluzione proposta dall'interpretazione in profondità e "nel cielo" della sezione rimangono tuttavia due interrogativi: il primo riguarda il collegamento tra i sovrascorrimenti presenti in FMA₁ del fianco occidentale dell'anticlinale e quello che è responsabile delle duplicazioni dello *Strato Contessa* nel fianco orientale della stessa, dove c'è il raccordo in sinclinale; il secondo riguarda i raccordi implicati che dovrebbero essere bilanciati dal fronte di prima fase esterno alla monoclinale. E' comunque evidente che in questo caso la monoclinale dello stile romagnolo risulta molto più complessa che nei casi precedentemente illustrati.

Ripetizioni plurime di strati guida (*cs* in primo luogo), analoghe a quelle descritte qui sopra, sono molto comuni in tutta la metà sud-occidentale del foglio a partire dalla monoclinale posta sui versanti sud-occidentale del M. Budrialto, fino a giungere verso SE alle valli del Rabbi e del Bidente al tetto del fronte di Civitella di Romagna di ANTOLINI & CREMONINI (1992).

Nell'area compresa tra M. Sacco e Fosso Cuzzano (sezione E-E', fig. 19) un accavallamento di prima fase nasce in FMA₁ e causa duplicazioni della *colombina ca*; nella sua propagazione verso l'alto della successione stratigrafica, provoca prima ripetizioni della coppia *cs-va* e poi della coppia *mt-gr*. Questo fronte immerge verso NE nel lato orientale della anticlinale di seconda fase, quindi descrive una sinforme, per riemergere nel lato orientale della sezione. Le strie in calcite che corredano il piano alla base delle duplicazioni mostrano sempre verso avanvergente. Benché faglie dirette tardive complichino non poco la situazione di campagna, nel suo insieme la *klippe* delimitata da questo piano è ben seguibile e cartografabile sul terreno.

Altre *klippen* minori (*cs* con pochi strati al letto ed al tetto) sono state evidenziate nelle zone a Nord di M. Sacco e in tutta la fascia a tetto del fronte di Civitella di Romagna. *Duplexes* a spese di *ca* entro FMA₁ sono stati cartografati in tutta la zona di raccordo tra M. Serra e S. Stefano.

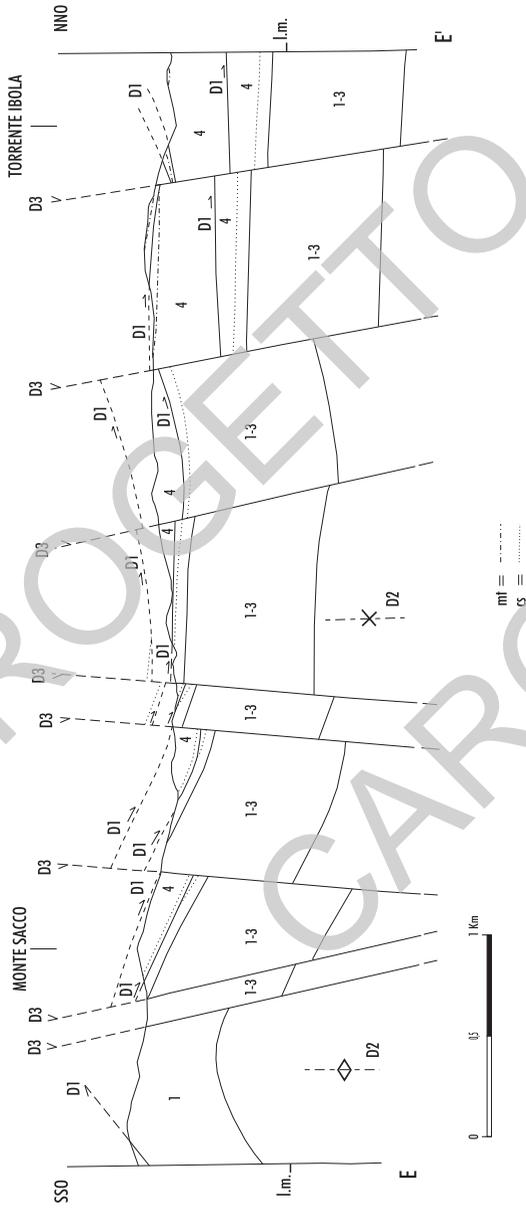


Fig.19 - Sezione E-E'. Sono presenti raddoppi degli strati-guida D_1 e D_2 , dovuti alla fase D_1 , nonché sovrascorrimenti della stessa fase ripiegati, a formare antiformali, sinformi e klippen, dalla D_2 . La successiva fase estensionale D_3 ha provocato la formazione di blocchi basculati.

A conclusione di questa breve rassegna delle strutture della fase intramessiniana, prendendo in considerazione sia i dati già evidenziati, sia quelli omessi per motivi di sintesi, viene presentato, partendo da un esempio di terreno, un possibile quadro evolutivo delle deformazioni legate a questa fase (fig.20). Esso si riferisce alla sezione F-F' e mostra che la sequenza deformativa consta dei seguenti momenti, a partire da quelli iniziali:

- formazione di clivaggi di soluzione per pressione ad andamento subverticale nelle intercalazioni marnose o emipelagitiche delle sequenze torbiditiche e di un sistema coniugato di *joints* verticali formante un angolo acuto di circa 70° la cui bisettrice ha circa un andamento SO-NE. Questo momento corrisponde a un raccorciamento parallelo agli strati di entità non valutabile, verificatosi all'inizio dell'applicazione degli sforzi compressivi, quando la stratificazione era ancora suborizzontale (questo momento deformativo non è rappresentato nello schema di fig.20);

- formazione di una o più pieghe asimmetriche vergenti verso NE con fianchi esterni rovesciati (fig.20 I). Durante questo momento sia i clivaggi sia il sistema di *joints* assumono una distribuzione a ventaglio rispetto alle tracce dei piani assiali delle pieghe. Sui fianchi delle pieghe ospiti si formano mesopieghe parassite con classiche simmetrie a Z o S, i cui fianchi inversi possono essere interessati da modesti sovrascorrimenti e retroscorrimenti. Le pieghe di più grande scala si scollano sui membri basali di FMA e/o sul "pre-flysch" al tetto del substrato carbonatico. E' possibile che nella loro formazione i livelli di scollamento si ispessiscano in corrispondenza dei nuclei con meccanismi di tipo *duplex*;

- enucleazione del fronte principale di accavallamento (fig.20 II) che taglia il fianco inverso dell'anticlinale, laminandolo ed obliterando, in qualche caso, la sinclinale di raccordo adiacente verso l'esterno;

- enucleazione dei fronti sussidiari sul fianco diritto dell'anticlinale (fig.20 III). L'inclinazione dei piani di accavallamento è compatibile con un modello di *leading edge* (DAHLSTROM, 1971; BOYER & ELLIOT, 1989). Durante questo momento si formano numerose strutture legate alle fasce di taglio sia principali sia sintetiche (più rare le antitetiche), rappresentate essenzialmente da tettoniti S-C e mesopieghe di trascinamento.

2.2. - STRUTTURE DELLA FASE DELLA FINE DEL PLIOCENE INFERIORE

Le strutture di questa fase (D2 di fig.16) occupano tutto il foglio e sono rappresentate dalla grande culminazione della regionale, allungata in senso ONO-ESE, posta nella zona sud-occidentale, dall'articolato fronte di sovrascorrimento che, con andamento grossolanamente appenninico, si sviluppa diagonalmente da Cusercoli fino a Nord di S.Martino in Gattara e, infine, dalla struttura positiva di Castrocaro-Predappio posta nella zona nord-occidentale del foglio stesso.

La grande culminazione della regionale si allinea in senso ONO-ESE da

Badia della Valle fino a M.Spino ed ha come sua massima altezza strutturale la zona delimitata dall'allineamento M.della Serra-M.Freddo-M.Sacco e dal Fosso Trebuccio, tra Portico di Romagna e Rocca S.Casciano; qui infatti affiorano più estesamente i termini più antichi di FMA (FMA₁₋₄). Essa è contrassegnata in carta da una anticlinale con traccia del piano assiale subverticale che da Badia della Valle, attraverso M.Sacco e Fosso Trebuccio, arriva fino a M.Spino, descrivendo nel suo sviluppo un arco concavo verso SO. Al suo esterno, a una distanza variabile tra i 2 e i 3 Km e con andamento arcuato parallelo ad essa, si sviluppa una blanda sinclinale la cui traccia del piano assiale è ben seguibile alle due estremità nord-occidentale e sud-orientale, mentre risulta interrotta nella parte centrale, tra Rocca S.Casciano ed il Fosso Cuzzano, per la presenza di numerose faglie dirette tardive.

Il pozzo M.Freddo, ubicato a NO di Portico di Romagna, nel fianco occidentale della anticlinale ove affiora FMA₁, documenta la presenza del tetto del substrato carbonatico pelagico umbro-marchigiano-romagnolo (*Bisciario*) a circa 1000 m di profondità, seguito in basso da tutto il *multilayer* paleogenico-mesozoico in regolare successione stratigrafica. Ciò lega la culminazione della regionale (riferita all'affioramento del membro inferiore di FMA rispetto alle aree antistanti) ad una culminazione del substrato mesozoico. A sua volta questa culminazione implica che il *multilayer* carbonatico è sovrascorso su se stesso o su parte di se stesso. Pertanto tutta la struttura positiva che culmina nella zona di Portico corrisponde ad un'anticlinale del *multilayer* carbonatico sovrascorsa sul *multilayer* stesso secondo uno o più piani di accavallamento che nascono da livelli di scollamento "profondi" rispetto a quelli epidermici della fase intramessiniana. La sinclinale posta immediatamente all'esterno della culminazione costituisce quindi il raccordo dell'anticlinale tagliato da un piano di accavallamento che emerge più all'esterno.

Della fase della fine del Pliocene inferiore sono, oltre a questa coppia anticlinale-sinclinale, presente nella parte sud-occidentale del foglio, anche la coppia di Modigliana-Dovadola e l'anticlinale tra Civitella e Cusercoli. La lunghezza d'onda di queste coppie è decisamente superiore a quella delle coppie di prima fase, a riprova del fatto che il loro piano di scollamento è decisamente più profondo di quello delle prime.

Nel suo insieme l'andamento in pianta delle strutture plicative di questa fase descrive una virgazione di tipo semplice con assi arcuati a concavità rivolta verso SO, raggruppati a SE e via via più spazati verso NO; tutto il fascio di pieghe risulta essere inviluppato dal fronte di accavallamento orientato circa N-S che da Cusercoli si spinge fino a Castrocaro e oltre.

Il fronte di sovrascorrimento legato alla culminazione della zona sud-occidentale emerge dal sottosuolo circa a metà del foglio; mostra un andamento appenninico dall'estremità nord-occidentale fino circa all'altezza di Campo Maggio; da questo punto fino a S.Savino assume un andamento circa O-E, per

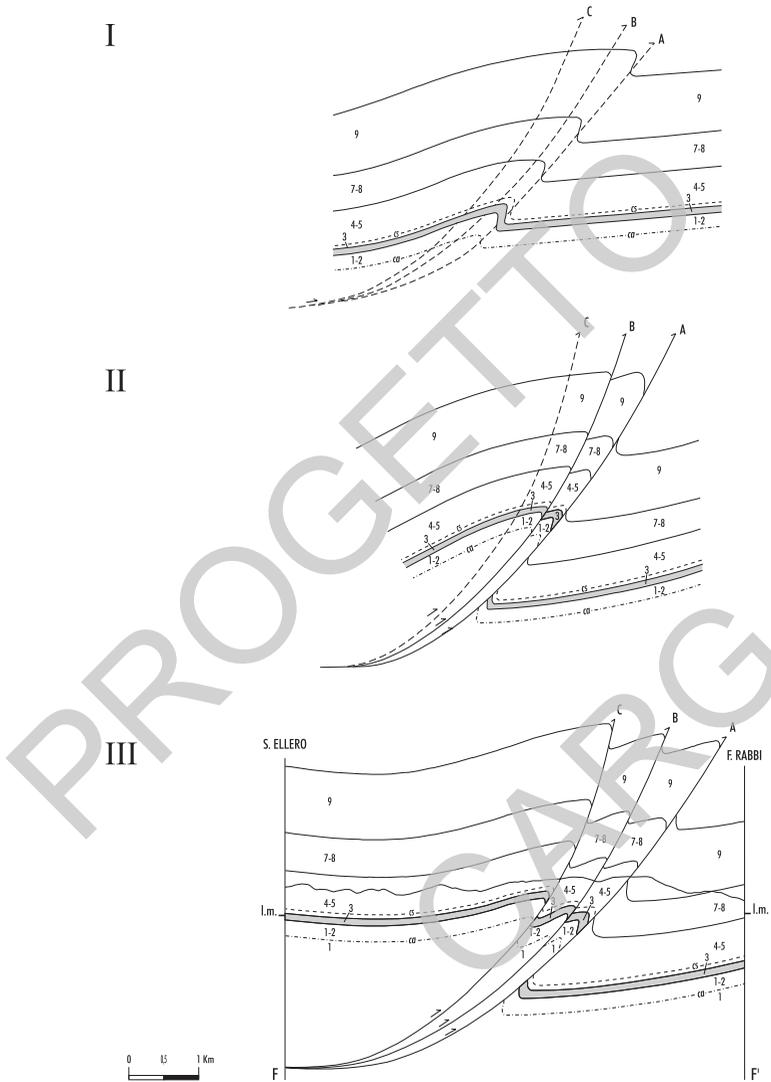


Fig.20 - Sezione F-F' (porzione NO, fra S.Ellero e il F.Rabbi). Evoluzione nella fase D1 da piega asimmetrica a fronti di accavallamento del tipo leading edge: I - formazione di una anticlinale asimmetrica, scollata sul pre-flysch al tetto del multilayer carbonatico, che interessa tutta la FMA (in tratteggio i fronti A, B e C di enucleazione successiva alla piega); II - situazione dopo che si è enucleato il fronte A e, successivamente, il B; III - stadio definitivo dopo che anche il fronte C si è messo in azione. Si noti la differenza dei rigetti fra il fronte A (leading edge) e i fronti B e C.

poi piegare bruscamente verso Cusercoli secondo un allineamento NNO-SSE e saldarsi al fronte di Cusercoli-Castrocaro. Il fronte presenta un'inclinazione media quasi costante di circa 50° che gli consente di tagliare, fuori sequenza, i fronti di prima fase più esterni dotati della stessa immersione, ma di angoli minori di inclinazione (fig.18) o di essere in sequenza con quelli più interni, anch'essi meno inclinati.

Nella sezione G-G' (fig.21) è riportata la situazione rilevata tra La Prata (Sud) e M.delle Forche (Nord) attraverso il T.Ibola: essa è assimilabile ad altre che si verificano a S di Castellina e nelle zone di Campo Maggio, Trebbio e che si verificano a S di Castellina e nelle zone di Campo Maggio, Trebbio e Calboli. Sono presenti quattro faglie inverse: le due a Sud del torrente hanno modesti rigetti e, presumibilmente, data la loro inclinazione, scollano su livelli pre-fliscioidi; quella a Nord ha, anch'essa, un rigetto modesto, mentre quella che passa per il torrente ha un rigetto considerevole (oltre 1000 m lungo il piano di faglia) e taglia "nel cielo" la prosecuzione delle due faglie poste a Sud del torrente. Se, sulla base degli spessori misurati nelle sezioni stratigrafiche, si riporta al letto ed al tetto di questa grande faglia inversa la posizione del tetto di FMA₁, si osserva che essa, al contrario di quelle poste a Sud e a Nord del T.Ibola, non può che nascere dal sottostante *multilayer* carbonatico.

Quando il fronte della fase della fine del Pliocene inferiore taglia fuori sequenza i sovrascorrimenti della fase precedente, come nelle zone di Trebbio e Calboli (fig.18), in planimetria tale fronte è in posizione interna rispetto a quelli precedenti e ad essi si salda lateralmente. Questa situazione ricalca da vicino quella che si verifica quando da uno stesso fronte si diramano più faglie sussidiarie che lateralmente si riuniscono (*rejoining splays* di BOYER & ELLIOT, 1981). Nel nostro caso, in base a quanto osservato in precedenza, vere *rejoining splays* sono solo quelle che appartengono alla fase deformativa intramessiniana (interne ed al tetto del fronte principale), mentre quest'ultimo, pur ricongiungendosi lateralmente con esse, si è scollato su un orizzonte diverso e più profondo.

Della stessa fase deformativa della fine del Pliocene inferiore è il retroscorrimento presente nella zona compresa tra M.Budrialto e S.Martino in Gattara (fig.22, sezione H-H').

Esso è posto nel fianco esterno dell'anticlinale di seconda fase e si manifesta con due piani retrovergenti, a basso angolo rispetto alla stratificazione ed immergenti a NE, uno dei quali raddoppia la colombina gr entro FMA₄. Il retroscorrimento si raccorda al fronte principale di seconda fase per mezzo di un'ampia e blanda sinclinale al cui nucleo è stato perforato il Pozzo Modigliana. L'origine del retroscorrimento va probabilmente fatta risalire al momento plicativo della fase della fine del Pliocene inferiore per esagerazione e laminazione dei fianchi inversi di pieghe passite a simmetria a Sud scollate su FMA₁ o FMA₂. La sinclinale antistante costituiva il naturale raccordo dell'anticlinale e, insieme a quest'ultima, è stata trasportata passivamente al tetto del sovrascorrimento di seconda fase: quest'ultimo, pertanto, si è formato in un momento deformativo successivo a quello plicativo. La situazione descritta è del tutto analoga a quella espressa dalla fig.17.

Le strutture di seconda fase esterne al fronte principale, nella zona settentrionale del foglio, sono date da una blanda coppia sinclinale-anticlinale che si immerge bruscamente, coinvolgendole, al di sotto delle argille del Pliocene inferiore, formando così una vistosa piega a ginocchio. La sezione I-I' (fig.23) attraversa l'anticlinale di Dovadola tra i torrenti Acerreta e Marzeno e illustra schematicamente questa situazione che è comune a gran parte delle esternalità degli orogeni (VANN *et alii*, 1990). Non è possibile, sulla base dei soli dati di superficie, né indicare quale delle soluzioni proposte dagli AA sia quella che più si adatta al nostro caso, né proporre di nuove. E' certo tuttavia che le strutture esterne dell'Appennino continuano ben oltre il Foglio 254 con uno stile deformativo non dissimile da quello illustrato.

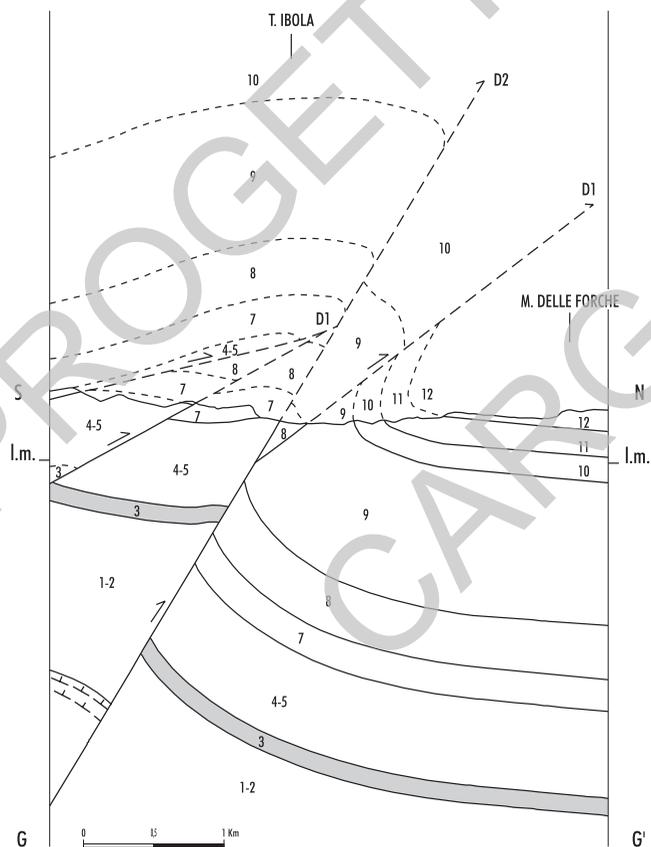


Fig.21 - Sezione G-G'. Il fronte di accavallamento D2 emerge dal substrato carbonatico con un alto angolo di inclinazione e taglia e rigetta il fronte della fase D1, che è meno inclinato, portandolo al suo letto.

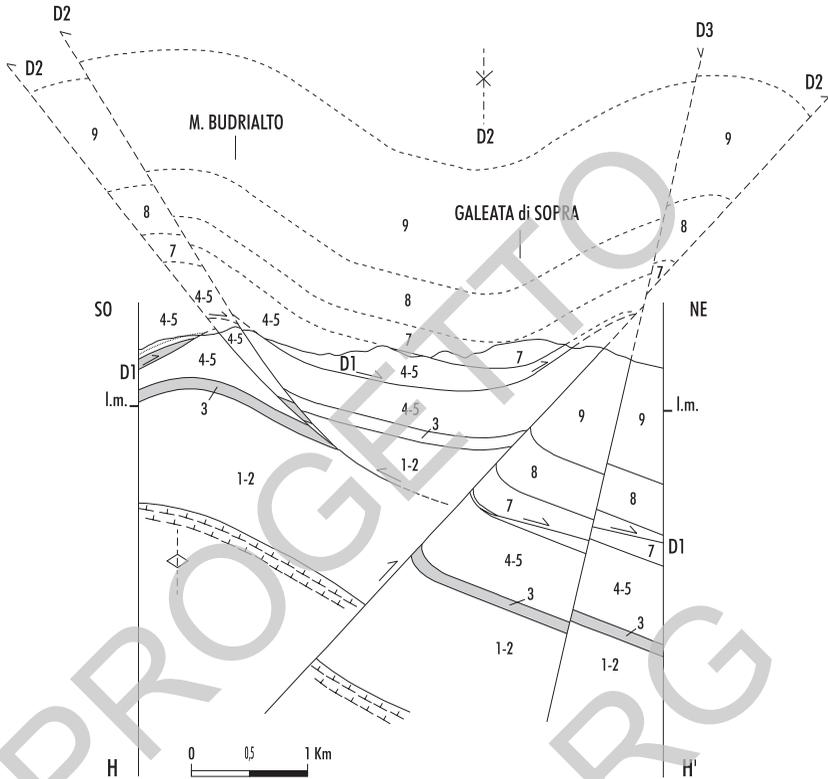


Fig.22 - Sezione H-H'. Il retroscorrimento di Monte Budrialto si enuclea al tetto di un accavallamento di fase D2 e ripiega in modo sinforme un sovrascorrimento di fase D1 che raddoppia FMA₄₋₅. Il retroscorrimento si manifesta con due piani ad alto angolo immergenti a NE.

L'alto di Predappio-Castrocaro (sezione L-L', fig.24) costituisce una struttura marcatamente diversa da quelle di prima e seconda fase finora descritte. Esso si sviluppa nella zona NE del foglio con andamento circa NNO-SSE e consiste in una stretta anticlinale bordata a Est da più fronti di sovrascorrimento che si saldano verso Sud a quello di S.Savino-Cusercoli e a Ovest da due retroscorrimenti posti *en echelon* al cui letto si sviluppa la stretta e lunga sinclinale di Predappio.

Nel nucleo della struttura positiva affiorano FMA₅ e FMA₉; essi sovrascorrono verso Est su FMA₉ tramite un fronte principale posto al contatto FMA₅₋₁₀ e due secondari, che da esso si ramificano, all'interno di FMA₉. In prossimità del contatto con FMA₅ gli strati di FMA₉ si presentano rovesciati e immergenti a Ovest;

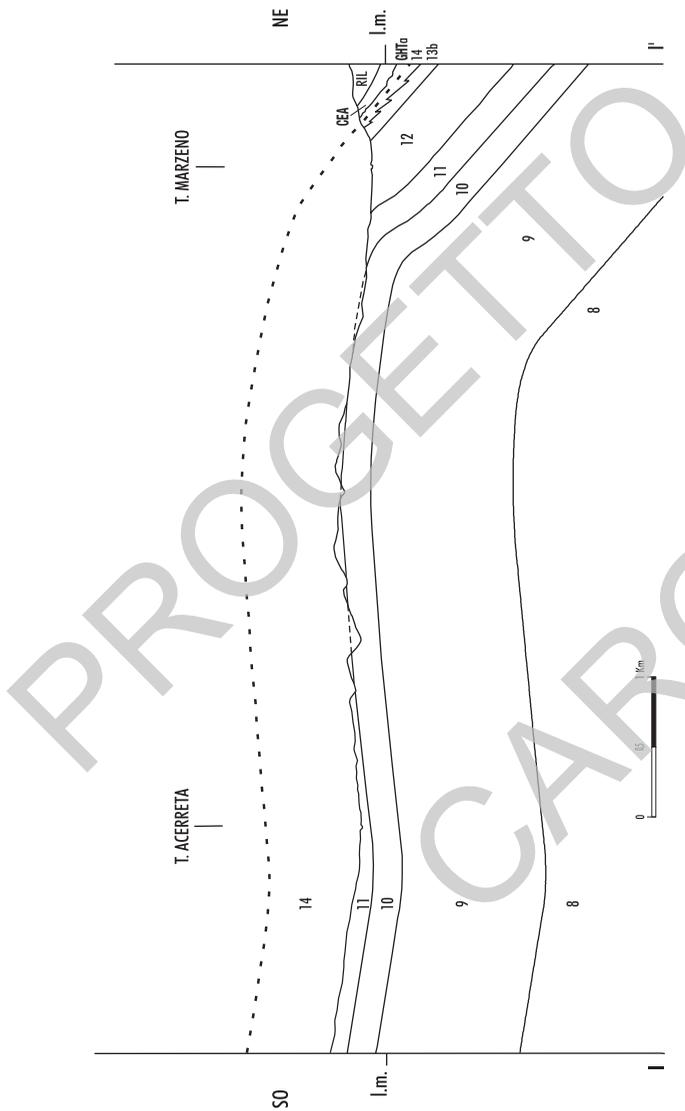


Fig.23 - Sezione I-I'. Piegia a ginocchio della parte esterna della catena, appartenente alla fase D2. La piegia coinvolge pienamente la discordanza fra FMA₁₄ e GHT (linea ondulata) e i terreni del Pliocene inferiore. Lo Spungone (non presente in sezione) è coinvolto in modo molto blando.

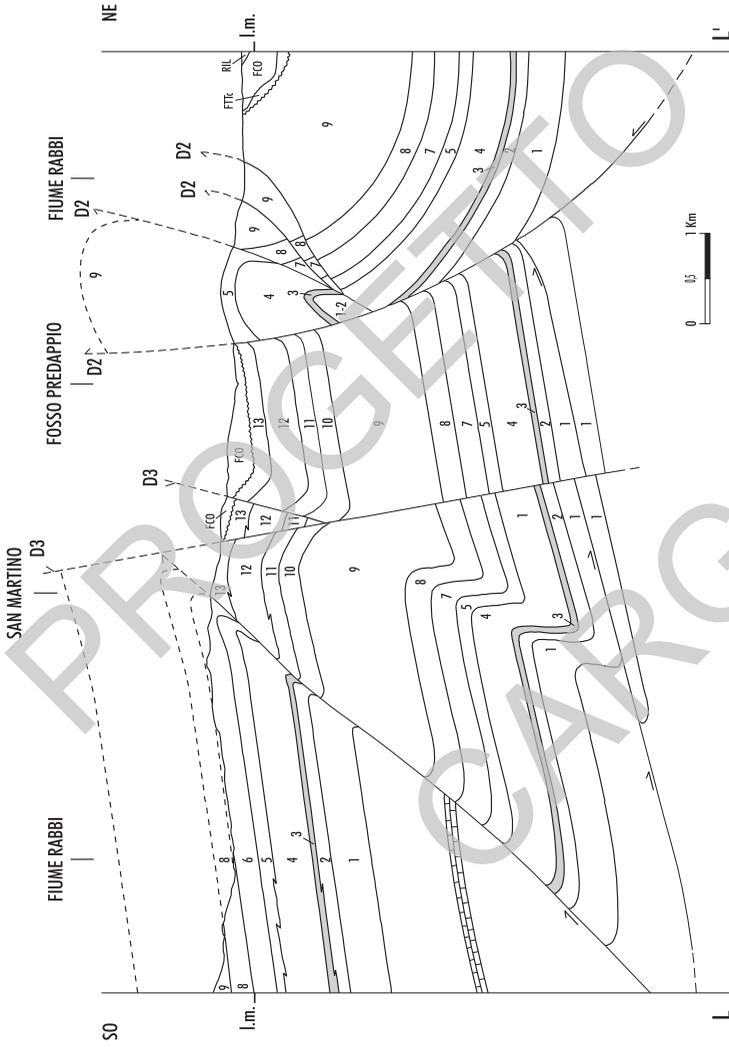


Fig.24 - Sezione L-L'. Essa mette in evidenza i rapporti fra i fronti della fase D2 e la struttura di Predappio-Castrocaro. Il retroscendimento di quest'ultima taglia il fronte esterno D2 e lo rigetta verticalmente di oltre 1 km. I fronti D2 coinvolgono anche in questo caso il substrato meso-cenozoico.

procedendo verso Est prima si verticalizzano e poi mostrano immersioni verso Est, disegnando una struttura a fisarmonica in cui il tetto degli strati è sempre rivolto verso Est. L'appoggio discordante di FCO immerge anch'esso verso Est, così come quello ancora più esterno dello Spungone. Verso Ovest il Membro di Collina retroscorre sull'insieme GHT-FCO-CEA tramite fronti ad alto angolo.

E' indubbio che le giaciture degli strati a fisarmonica del fianco orientale della struttura di Predappio-Castrocaro ricalcano da vicino sia quelle degli strati al letto del fronte principale della seconda fase deformativa, sia di quelli più esterni della prima fase. Situazioni di questo tipo sono presenti lungo tutto il fronte da Cusercoli fino in prossimità di S.Martino in Gattara, nonché nelle zone di Trebbio e Calboli, dove i fronti di prima fase sono ritagliati da quello di seconda. Assumendo pertanto che i fronti avanvergenti siano di seconda fase, data la sostanziale continuità geometrica con quello di S.Savino-Cusercoli, il retroscorrimento non può che essersi enucleato in un momento successivo a quello di tali fronti; in altre parole il fascio di sovrascorrimenti avanvergenti deve stare al tetto del retroscorrimento e da questo essere tagliato. Infatti nella sezione L-L' - da S.Martino al F.Rabbi attraverso il fosso di Predappio (fig.24) - manca lo spazio per poter inserire al letto del retroscorrimento tutta la successione FMA₅₋₉. D'altra parte la costanza dell'immersione verso Est delle giaciture da FMA₉ fino a LAD fa ritenere che il retroscorrimento si sia attivato dopo che la seconda fase deformativa era stata sigillata dallo *Spungone*. Se ciò è corretto, è necessaria la presenza di un fronte deformativo esterno alla struttura di Predappio-Castrocaro sul cui tetto si origini il retroscorrimento stesso.

Alternativamente si può interpretare l'alto di Predappio-Castrocaro come una struttura a fiore positiva, connessa con una faglia trascorrente destrale che ha fatto estrudere il nucleo formando contemporaneamente sia il retroscorrimento che gli avanscorrimenti. In questo caso l'età della deformazione è sicuramente post-FCO e probabilmente post-*Spungone*.

Sotto il profilo mesostrutturale la seconda fase deformativa non si mostra sostanzialmente differente dalla prima, se non per una minore ricchezza e spettacolarità di situazioni. Anche l'evoluzione nel tempo delle strutture appare sostanzialmente identica.

Lo schema esposto in fig.20 (sezione F-F' fra Campo di Fiore Nuovo e M. S.Bartolo) mostra come la fase tettonica della fine del Pliocene inferiore tagli con un fronte (D2) ad alto angolo d'inclinazione il fronte principale della fase precedente rigettandolo. L'enucleazione dei fronti di prima fase riflette anche in questo caso il modello di *leading edge* (DAHLSTROM, 1971).

3. - REGIME DISTENSIVO

Le strutture legate a questo regime (fig.16) sono rappresentate da fasci di faglie dirette di differente direzione che tagliano le strutture compressive di prima

e seconda fase e che, pertanto, sono da considerarsi posteriori. Non è tuttavia precisabile l'età di queste deformazioni dato che non hanno dato luogo alla formazione di bacini sedimentari. La maggior parte di esse si localizza nella metà sud-occidentale del foglio, in corrispondenza della zona più rialzata dalla seconda fase compressiva.

Il sistema più antico di faglie dirette, tagliato dagli altri sistemi, è quello posto sul fianco interno della dorsale di seconda fase che culmina nella zona a N di Portico di Romagna. Si tratta di faglie dirette ad andamento appenninico, ad alto angolo, immergenti a Ovest e con un rigetto massimo di circa 250 m. Nell'alta valle del Montone, tra Bocconi e Cannetole, esse formano nel loro insieme una struttura tipo domino, con giacitura degli strati contraria a quella delle faglie. Sul fianco esterno della stessa dorsale, tra Rocca San Casciano e la zona a Ovest di Civitella, si trova un sistema parallelo al precedente, ma con immersione delle faglie verso NE e con rigetti e sviluppo lineare meno pronunciati.

Più recente del precedente è il sistema che presenta un andamento circa O-E e taglia tutto il foglio dall'estremità occidentale fino a M.Mirabello attraverso M.Sacco, Fosso Trebuccio e Rocca S.Casciano. Si tratta di un fascio quasi anastomosizzato di faglie dirette ad alto angolo, immergenti a N, che delimita a settentrione la culminazione della seconda fase compressiva di Portico e M.Sacco.

Quest'ultimo sistema presenta molte faglie di carattere antitetico, parallele alle principali ma di immersione opposta, che generano vari piccoli *graben*. I rigetti più significativi (circa 300 m) vengono raggiunti nella zona compresa tra M.Sacco e Rocca S.Casciano, nell'area del Fosso Trebuccio.

Il terzo e più recente sistema di faglie dirette ha una direzione circa N-S e si caratterizza per avere costantemente ribassato il lato occidentale. Questo sistema attraversa tutta la metà occidentale del foglio da Nord a Sud; una sola faglia di questo tipo è presente invece nella metà orientale, tra Civitella e M.Mirabello. Anche per questo terzo sistema si tratta di faglie subverticali dotate di rigetti modesti.

L'orientazione dei tre sistemi di faglie dirette presenti nel Foglio 254 non si discosta sostanzialmente da quella che si rileva in tutto l'Appennino centro-settentrionale. Il sistema a direzione appenninica è parallelo, in posizione più esterna, all'insieme di faglie dirette che hanno determinato la formazione dei *graben* del Mugello e dell'alto Casentino. E' tuttavia difficile stabilire, in base ai dati relativi al solo Foglio 254, se esso rappresenti l'effetto di un incipiente processo legato alla propagazione verso Est del fronte distensivo tirrenico o se, piuttosto, non sia semplicemente connesso ad un collasso post-orogenico o, ancora, se non si tratti di faglie dirette dovute a sollevamento isostatico della catena appenninica o se, infine, non intervengano altre ragioni a causarne l'effettiva presenza. Il sistema, tuttavia, si sviluppa verso SE, al di fuori del foglio, e non si può escludere che sia in continuità geometrica con la faglia diretta di grande rigetto, segnalata da CAPOZZI *et alii* (1991), che borda a Est la sinforme di S.Piero in Bagno. In questo caso il sistema acquisirebbe una importanza regionale.

Ancora più ipotetici sono il significato e il ruolo dei due sistemi di faglie dirette orientati circa N-S ed O-E. Nel tratto M.Sacco-Rocca S.Casciano l'ubicazione di queste ultime coincide con il bordo NE della culminazione di seconda fase, cui fa seguito verso l'esterno una complessa sinforme. Sembra lecito - e comunque non si può escludere - ammettere per le faglie dirette di questo tratto un'origine per collasso della struttura compressiva.

La presenza di orientazioni N-S e O-E non costituisce del resto un fatto nuovo, essendo stata segnalata in tutto l'Appennino centro-settentrionale (LAVECCHIA & PIALLI, 1981), ma con il significato di faglie trascorrenti (destre le N-S, sinistre le O-E) enucleatesi alla fine della compressione, prima che il riorientamento totale dei tensori degli sforzi desse inizio alla fase distensiva. Si può, con molta cautela, avanzare l'idea (non sembra ancora il caso di usare il termine "ipotesi") che i due sistemi di faglie dirette siano vecchie faglie trascorrenti riattivate in distensione. Come indizi a sostegno di questa idea si possono citare alcune strie indicanti movimento diretto sovrimpresse negli stessi piani di faglia a strie indicanti movimenti trascorrenti.

4. - LA TETTONICA DEL FOGLIO 254 NEL CONTESTO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE ESTERNO

L'Appennino romagnolo, unitamente alla sua prosecuzione meridionale umbro-marchigiana, costituisce la parte esterna dell'orogeno appenninico-settentrionale. SIGNORINI (1940) ne ha definito la costituzione (*Formazione Marnoso-Arenacea*) ed i limiti geologici che consistono, a partire da SE e procedendo in senso antiorario, nella colata della Val Marecchia, nella «Linea dei gessi», nell'allineamento di «argille scagliose» delle valli dell'Idice e del Sillaro e nel fronte dell'attuale unità tettonica del Cervarola-Falterona-Trasimeno. L'Autore ne ha anche delineato i tratti essenziali dello stile strutturale: strette anticlinali ribaltate verso NE, della lunghezza d'onda di 5-7 km, raccordate tra loro da ampie monoclinali con strati a pendenza conforme e da blande sinclinali; egli ha infine (1941) intuito e anticipato, almeno nel disegno delle sezioni geologiche relative al preappennino tra la Val Tiberina e l'Urbinate, dove l'Appennino romagnolo e la *Formazione Marnoso-Arenacea* proseguono verso Sud, il meccanismo deformativo del tipo *fault propagation folding* (SUPPE & MEDVEDEV, 1984). Nello stile romagnolo di SIGNORINI la *Formazione Marnoso-Arenacea* svolge un ruolo passivo e le sue deformazioni drappeggiano quelle del sottostante *multilayer* carbonatico.

I nuovi dati emersi dal rilevamento del Foglio 254, basato su una stratigrafia di grande dettaglio della *Formazione Marnoso-Arenacea* che lo costituisce in buona parte, hanno consentito di confermare le intuizioni di SIGNORINI e di meglio precisare le caratteristiche dello stile romagnolo.

In sintesi esso è dovuto ad un meccanismo deformativo bifasico con livelli di

scollamento differenziati: superficiale (pre-flysch, *Membri di Biserno-Corniole*) quello della prima fase, più profondo (*Burano* o filladi pre-*Burano*) quello della seconda. L'effetto sortito è la presenza di una marcata disarmonia tra le strutture delle due fasi, che si riscontra sia planimetricamente che nelle sezioni geologiche. Le deformazioni si sono succedute dall'interno (SO) verso l'esterno (NE) e, nella parte sud-occidentale del foglio (ove le due fasi coesistono) si sono verificate prima quelle connesse con il livello di scollamento superiore, poi quelle legate allo scollamento inferiore, secondo la regola enunciata da BALLY *et alii* (1966), per cui quelle di prima fase sono state o ripiegate o tagliate dalle successive.

E' ovvio che anche i sovrascorrimenti di prima fase, prima di scollarsi sui livelli incompetenti del pre-flysch, hanno interessato il substrato carbonatico di tipo umbro-marchigiano. Le zone in cui ciò si è verificato sono più interne rispetto a quella del Foglio 254 e sono da ricercarsi o al di sotto delle unità ultraromagnole di TEN HAAF & VAN WAMEL (1979) o al di sotto della parte più avanzata dell'unità Cervarola-Falterona-Trasimeno. Questa ipotesi è sostenuta sia da dati del sottosuolo (Pozzo Dicomano 1 in SANI, 1991; ANELLI *et alii*, 1994), sia dalle indubbie analogie esistenti con l'Umbria occidentale, dove i fronti che delimitano le unità tettoniche marnoso-arenacee si enucleano dai massicci carbonatici perugini.

A parte le strutture formatesi durante le fasi sinsedimentarie (comprese anche quelle dovute al carico litostatico e quelle che si sono avute nei momenti iniziali della compressione), la sequenza deformativa della zona in tutte due le fasi prevede sempre la formazione di pieghe prima e la enucleazione di fronti di sovrascorrimento poi. In ultimo si sono formate le faglie dirette.

Le caratteristiche strutturali evidenziate sia nel loro sviluppo planimetrico sia in sezione, la sequenza e la cinematica deformativa dei terreni del Foglio 254 e dell'Appennino romagnolo in generale sono strettamente simili a quelle dell'Appennino umbro-marchigiano di cui, peraltro, il primo costituisce la prosecuzione settentrionale.

Esistono tuttavia delle differenze. Quella più marcata sta, ovviamente, nella larghezza delle due catene misurata tra il fronte dell'unità Cervarola-Falterona-Trasimeno e la «Linea dei gessi». Sulla minore larghezza del settore romagnolo ha certamente influito la mancanza di un severo regime estensionale posteriore alla compressione che, invece, ha interessato tutta l'Umbria occidentale.

Altra marcata differenza riguarda la minore altezza della regionale dell'Appennino romagnolo. Ciò, a parità di condizioni, è da mettere in relazione ad un minore raccorciamento, ma occorre tenere presente che lo spessore della *Formazione Marnoso-Arenacea* umbro-marchigiana è di circa un migliaio di metri inferiore a quella romagnola.

Un'ultima differenza sta nel fatto che, a parte gli olistostromi presenti nella riva umbra del Tevere e la colata della Val Marecchia di confine con la Romagna, l'Appennino umbro-marchigiano manca totalmente della copertura ligure. Ciò ha comportato sensibili differenze in termini di pressioni di confinamento

tra le due catene e quindi ha influito nella loro evoluzione tettonica. L'Appennino romagnolo infatti doveva essere quasi interamente ricoperto dalla coltre ligure prima della fase intramessiniana dal Sillaro al Marecchia (CAPOZZI *et alii*, 1991). Questa fase ha avuto in Romagna una risposta complessivamente più duttile che in Umbria; essa ha ripiegato la coltre e il suo substrato marnoso-arenaceo lasciando la *Klippe* sinforme di S. Piero a SE ed altre minori all'estremità nord-occidentale dell'Appennino romagnolo (SIGNORINI, 1940). La fase della fine del Pliocene inferiore (e le successive), come è stato messo in evidenza, è stata caratterizzata dalla migrazione verso l'esterno dello scollamento profondo ed ha ripiegato anch'essa le strutture della prima fase e quindi anche substrato e coltri liguri. In quest'ottica, come sembra rilevare anche VAI (1988), tutto l'Appennino romagnolo compreso tra il Sillaro ed il Marecchia potrebbe essere considerato come una finestra tettonica che affiora al di sotto delle coperture liguri e le linee del Sillaro e del Marecchia sarebbero delle semplici figure di interferenza connesse con il ripiegamento dei fronti liguri, piuttosto che delle linee tettoniche trasversali.

PROGETTO

CARG

V - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA

1. - PREMESSA

La caratteristica geomorfologica più appariscente del Foglio 254 è l'eterogeneità, legata innanzitutto alla ricca gamma di variazioni delle condizioni litologiche e strutturali dei versanti. I pendii delle aree pedecollinari composte dai termini pliocenici della successione, classificati a "debole" erodibilità potenziale (GIORGI & VIANELLO, 1982), si presentano nell'insieme dolci, ma in più punti rotti dalle incisioni calanchive, dalle frequenti frane superficiali e infine dalle ripide scarpate stagliate dallo *Spungone* oppure, con minore evidenza, dalle *Arenarie di Borello e di Lardiano*; ad essi si accompagna una fascia a orientamento appenninico passante per Castrocara, Dovadola, Predappio Alta e Cusercoli, classificata a "forte" erodibilità potenziale (GIORGI & VIANELLO, 1982), in cui i terreni fortemente alterati delle *formazioni di tetto* e *a Colombacci* mostrano sia evidenti irregolarità paesaggistiche, sia una elevata instabilità; e infine si osservano da un lato le valli, peraltro non molto ampie, occupate dai depositi alluvionali, dall'altro i rilievi costruiti dalla *Formazione Marnoso-Arenacea*, in special modo laddove questa presenta un maggiore contenuto arenaceo (FMA₃, FMA₈, FMA₁₃): qui l'inclinazione dei versanti supera spesso il 50%.

La vegetazione naturale e le coltivazioni aumentano globalmente gli effetti di differenziazione paesaggistica: prati e campi di grano dominano nelle aree il cui substrato pedogenetico è composto dai termini più pelitici del Pliocene o, più raramente, da quelli più antichi; vigneti abbondano nelle aree occupate dallo *Spungone*, dai depositi arenacei pliocenici e da buona parte della *Formazione Marnoso-Arenacea*; su quest'ultima, infine, crescono a volte fitti boschi (castagneti, ecc).

Giaciture degli strati e lineazioni tettoniche - oltre a interventi antropici raramente oculati - accrescono ulteriormente la variabilità dell'assetto geomorfologico. Come è noto, le giaciture cosiddette a franapoggio giocano un ruolo essenziale nella formazione di frane per scivolamento; altrove la fitta rete di fratture, anche di scarso rilievo, favoriscono la genesi di una corteccia detritica superficiale, tanto meno consistente e stabile quanto più diffusa è la componente pelitica.

Tra le caratteristiche principali del paesaggio si deve inoltre sottolineare il progressivo e costante abbandono delle aree di monte: sono molto frequenti le case abbandonate (solo occasionalmente sostituite - e con effetti inadeguati - da abitazioni residenziali), così come, di conseguenza, risultano abbandonate le relative strade d'accesso. Un'attività antropica in grado di rimpiazzare la precedente non è in atto, né è prevedibile in tempi ragionevolmente brevi. Di contro il progressivo inselvaggimento delle aree più alte trova riscontro nelle mutazioni faunistiche: attualmente molte di esse sono diventate *habitat* privilegiato di caprioli e cinghiali, che alcuni anni fa non erano conosciuti in zona. Contemporaneamente l'attività pastorizia (ovini) e gli allevamenti di polli hanno in gran parte sostituito il pascolo bovino.

Nelle pagine che seguono vengono descritti i caratteri essenziali di questo "paesaggio geologico", senza alcuna pretesa di esaustività: i problemi richiamati sono evidentemente troppi e troppo specifici per essere liquidati così rapidamente.

2. - IDROLOGIA

2.1. - IDROLOGIA SUPERFICIALE

Il Foglio 254 è attraversato da numerosi corsi d'acqua. Tra questi, procedendo da NO verso SE, i più importanti sono il F.Lamone, il T.Marzeno (in cui affluiscono i torrenti Tramazzo e Acerreta), il F.Montone, il F.Rabbi e il F.Bidente. Essi mostrano un andamento variabile da S-N a SO-NE, più raramente - e comunque solo a tratti - O-E, con variazioni legate a situazioni strutturali particolari. Sono tutti incisi entro valli alluvionali per lo più simmetriche.

Spesso l'incisione valliva supera la potenza dei sedimenti alluvionali, permettendo così l'affiorare della roccia sottostante (ringiovanimento di età pleistocenica e ancora in atto): GIORGI & VIANELLO (1982) indicano fra i tratti di alveo soggetti ad erosione l'intero corso del Marzeno, il tratto del Montone fra Rocca S.Casciano e Castrocaro e alcuni tratti del Rabbi (dintorni di Premilcuore; a NO del Passo delle Forche; a Nord di Tontola).

Ai corsi d'acqua principali si coniugano, attraverso conoidi più o meno ampie e spesse, quelli secondari, in genere ortogonali ai primi e con profilo assai variabile, anche qui in rapporto alla litologia delle aree attraversate. Questi ul-

timi hanno quasi sempre carattere torrentizio, tanto più evidente quanto più si allontanano dall'area pedecollinare, dove le inclinazioni sono minori e i fianchi più dolci (a parte le forme calanchive dei depositi messiniani e pliocenici). Nel complesso l'idrografia superficiale disegna un *pattern* di drenaggio rettangolare e controllato strutturalmente (ELMI & NESCI, 1996).

2.1.1. - Fiume Lamone

Attraversa la porzione occidentale del foglio con prevalente direzione SSO-NNE; alcuni tratti dell'asta valliva sono variamente influenzati dall'attraversamento di unità litologicamente assai diverse tra loro e/o di linee tettoniche. Per esempio, l'abitato di S.Martino in Gattara sorge su un'ampia conoide del Rio Campo impostata su una linea tettonica a orientamento appenninico; a Nord di S.Cassiano l'asta valliva segue, con una leggera deviazione, l'immersione verso NE degli strati prevalentemente arenacei del *Membro di Nespoli* (FMA₈); l'ampio meandro che si osserva presso S.Eufemia è legato all'incrocio di due sistemi di linee tettoniche, orientate rispettivamente ONO-ESE e NNO-SSE; la valle si restringe poi in corrispondenza del sovrascorrimento di Cusercoli e riprende ad allargarsi con l'attraversamento delle unità tortoniane, mostrando una certa asimmetria fra il versante sinistro (meno ripido) e quello destro (più ripido e sviluppato).

Una morfologia analoga caratterizza la Val Samoggia, in cui si riconosce un continuo alternarsi di valli relativamente ampie e di gole incise e ripide legato in modo preferenziale alla litologia dei tratti attraversati e in particolare degli orizzonti arenacei *po*, *pu* e *gs*.

2.1.2. - Torrente Marzeno

Attraversa le unità tortoniane con un percorso molto sinuoso e terrazzi ben sviluppati (soprattutto i termini *b₃* e *b₄*); presso Modigliana riceve la confluenza dei torrenti Acerreta, Tramazzo e Ibola, che attraversano gran parte del foglio in valli strette e con depositi poco sviluppati.

2.1.3. - Fiume Montone

A monte di Portico di Romagna si presenta profondamente inciso in una stretta valle in cui affiora il *Membro di Premilcuore* con giacitura suborizzontale: lo sviluppo dell'asta valliva appare regolato essenzialmente da sistemi di faglie e/o fratture; i depositi alluvionali sono modesti sia per estensione che per potenza.

Fra Portico e Rocca S.Casciano la valle si allarga, grazie all'attraversamento del *Membro di Biserno*, che, oltre a presentare un elevato contenuto marnoso, è

qui interessato da una fitta rete di fratture, faglie e sovrascorrimenti; nel complesso il versante sinistro, in cui prevalgono gli strati a franapoggio, è più dolce e sviluppato di quello destro; numerose frane raggiungono l'alveo attuale e contribuiscono a spostarlo sulla destra orografica, dove l'erosione è minore.

Fra Rocca S.Casciano e Campomaggio - dove il fiume taglia il sovrascorrimento di Cusercoli - l'asta valliva si restringe notevolmente, per riprendere poi ad allargarsi con l'attraversamento delle unità tortoniane; l'escavazione è pressoché simmetrica e sono ben sviluppati i depositi terrazzati degli ordini b_{2-4} . Un'altra evidente strozzatura si osserva nei dintorni di Castrocaro, in corrispondenza dell'attraversamento dello *Spungone*; essa prelude al definitivo ampliamento della valle nei sedimenti pliocenici successivi. In quest'ultimo tratto il versante di destra si presenta leggermente sollevato rispetto a quello di sinistra, come mostrano le quote degli stessi depositi b_{2-4} .

2.1.4. - Fiume Rabbi

L'alta valle del Rabbi presenta le consuete caratteristiche di valle stretta a fianchi ripidi, con ringiovanimento in atto e un corso complessivamente molto sinuoso, che cambia direzione ogni 3-5 km; vi prevalgono orientamenti SO-NE e O-E, impostati su linee tettoniche. In località Fantella, alla confluenza dell'omonimo torrente, dove affiorano le unità FMA₁₋₂, più pellicche ed erodibili, sono particolarmente sviluppati i depositi alluvionali b_{4-6} .

Sia a monte che a valle di Strada S.Zeno il fondovalle appare profondamente influenzato dalle escavazioni in alveo (b_1) e nei depositi alluvionali più prossimi: scompaiono praticamente i terrazzi b_2 e b_3 e l'alveo attuale mostra in più punti l'affiorare della roccia in posto. Per le opere di colmamento si è fatto ricorso soprattutto a materiale prevalentemente pelitico, facilmente asportabile in caso di esondazione; gli effetti, come si può immaginare, sono tutt'altro che positivi e dimostrano ancora una volta come i vantaggi economici risultanti dall'attività estrattiva non abbiano compensato gli svantaggi legati alla modificazione delle condizioni di equilibrio.

L'asta valliva si restringe, come di norma, all'attraversamento del sovrascorrimento di Civitella.

Fra S.Marina e S.Savino la morfologia della valle risulta profondamente influenzata dalla giacitura degli strati: la situazione a franapoggio presente sul versante sinistro fa sì che questo risulti assai più ampio dell'altro, ma anche interessato da un maggiore sviluppo dei movimenti franosi. Su questo versante si sono conservati solo gli ordini dei terrazzi minori (b_{1-3}), mentre su quello destro sono presenti anche depositi fino a b_5 .

All'altezza di S.Savino la valle si restringe nuovamente per l'attraversamento del sovrascorrimento di Cusercoli e il corso d'acqua assume una direzione N-S complessivamente anomala, che si estende fino a Predappio, con

meandri quasi sempre orientati secondo una direzione SE-NO. Attualmente questo tratto del fiume è in forte erosione, come mostrano i molteplici affioramenti della *Formazione Marnoso-Arenacea*: ciò è da imputare sia ad alcuni tagli di meandro effettuati nella prima metà del secolo, sia a più recenti escavazioni in alveo.

2.1.5. - Fiume Bidente

Attraversa solo per un breve tratto il settore sud-orientale del foglio. Presso Galeata presenta una valle molto stretta fino a un minimo di 50-60 m nei terrazzi b_{1-3} e ampia in b_{4-6} . Nell'attraversamento dei sovrascorrimenti di Civitella e di Cusercoli il restringimento vallivo è netto, in particolare nel secondo, in corrispondenza degli affioramenti fino a fondovalle dei conglomerati di FCO_b . Il tratto compreso fra i due sovrascorrimenti - in cui prevalgono affioramenti di FMA_9 - disegna una valle simmetrica, che solo presso Nepoli presenta il fianco destro più dolce e interessato da numerose frane, legate alla giacitura a frangipoggio degli strati del membro omonimo. La vegetazione e le coltivazioni piuttosto intense limitano almeno in parte l'estensione di tali frane.

Anche questa valle presenta nel complesso un elevato grado di ringiovanimento, con conoidi alluvionali sviluppati soprattutto sul fianco destro.

2.2. - IDROLOGIA SOTTERRANEA

Le sorgenti presenti nel Foglio 254 non hanno portata e costanza tali da favorire un loro sfruttamento industriale: nella maggior parte dei casi si tratta di acque abbastanza dure, provenienti da circolazione entro FMA o subordinatamente entro depositi alluvionali e/o detritici; complessivamente sono acque poco sfruttate, come dimostra il fatto che i grandi abitati della zona sono pressoché totalmente approvvigionati dal bacino di raccolta di Ridracoli (situato a Sud del Foglio 254). Tuttavia si riconoscono numerose sorgenti a sfruttamento locale, legate soprattutto alla circolazione idrica entro gli strati e pacchi di strati permeabili della *Formazione Marnoso-Arenacea*.

VIANELLO *et alii* (1982) parlano per l'area pedecollinare romagnola, ivi compreso il Foglio 254, di acque bicarbonato-alcaline terrose con solfati, la cui temperatura a 500 m di profondità è inferiore ai 20° e raggiunge i 40-50° a 2000 m. Non si tratta comunque di acque destinate a un significativo sviluppo dell'industria termale. Fanno in parte eccezione le acque termali di Rocca San Casciano, attualmente poco note e di difficile accesso, di cui è da anni in corso lo studio di un possibile sfruttamento - ma soprattutto quelle di Castrocaro: sebbene le informazioni al riguardo siano scarse e confuse, in questa località si utilizzano a scopo terapeutico dal 1938 varie sorgenti di ac-

que salso-bromo-iodo-litiose e sulfuree a varia composizione e concentrazione salina compresa fra 2 e 4 gradi Baumé (VIANELLO *et alii*, 1982). Almeno in parte esse provengono da circolazione entro lo *Spungone*, ma la loro salinità “anomala” è da collegarsi in primo luogo a un attraversamento dei depositi gessosi in profondità.

Nella sinclinale di Predappio Alta - e precisamente nei dintorni dell’abitato omonimo - le acque vengono classificate come solfato-calciche alcalino-terrose (CANCELLI *et alii*, 1987): ciò dipende dal fatto che attraversano sia gli accumuli risedimentati di GHT_{a,b,c} (in particolare calcari solfiferi), sia i conglomerati arricchiti in zolfo di FCO_b.

3. - FRANE

L’intera area del Foglio 254 è interessata da movimenti franosi, sia attivi (a₁), che parzialmente assestati (a₂), ma a volte con evidenti segni di una possibile ripresa del movimento; il parziale e presumibilmente temporaneo assestamento è dovuto sia al cessare della naturale azione gravitativa, sia all’intervento antropico che ha variamente rimodellato i versanti. Soprattutto all’interno della *Formazione Marnoso-Arenacea*, dove sono frequenti le frane da scivolamento planare lungo piani di strato (*rock slides*), si riconoscono ancora nicchie di distacco e accumuli dell’estensione di qualche km, in cui l’intervento antropico ha cancellato solo in parte le ondulazioni e i “cercini” originari.

La distribuzione e tipologia di tali frane risente in primo luogo delle caratteristiche litologiche e giaciture dei versanti, nonché, a tratti, della degradazione superficiale; l’azione tettonica sembra nel complesso agire in modo subordinato, anche se negli scivolamenti planari la fratturazione ha spesso un ruolo determinante nel favorire il distacco in nicchia.

3.1. - DISTRIBUZIONE DEI MOVIMENTI FRANOSI

Nella maggior parte del foglio dominano due litotipi (marne, più o meno argillose o carbonatiche, e arenarie), a volte fittamente alternati fra loro; altri litotipi, come le evaporiti gessose e carbonatiche e i conglomerati, sono nettamente subordinati. Le giaciture a franapoggio effettuano la loro azione più intensa dove le alternanze suddette sono più marcate, favorendo il generarsi di superfici di taglio e lo scivolamento lungo gli strati pelitici .

I principali tipi di frane presenti sono le frane da crollo (prevalentemente sviluppate nelle rocce a elevata fratturazione), gli scivolamenti planari (per lo più legati a piani a giacitura omogenea in situazione di franapoggio), gli scivolamenti rotazionali e le colate. In tab.4 è riportata la frequenza di tali movimenti

Tab.4 - *Tipologia e frequenza dei movimenti franosi per unità litostratigrafiche*

Unità litostratigrafiche	Litologia essenziale	Tipi di movimento franoso			
		Crolli	Scivolamenti rotazionali	Scivolamenti planari	Colate
LAD	P	**	*	*	
SPG	A	***		*	
BOE	A \geq P	***	*	**	
RIL+CEA	P		**	*	***
FCO	A = P		***	***	***
FCO _a	A = P	***		*	
FCO _b	Congl.	***		*	
GHT _{a,b,c}	mista	***	*	**	**
FMA ₁₄	A < P		*		***
FMA _{13+13a}	A	***	*	*	
FMA ₁₂	A > P	**	*	***	
FMA ₁₁	A < P	*	**	***	*
FMA ₁₀	A = P	**	*	***	
FMA ₉	A < P	*	**	***	*
FMA ₈	A = P	**	*	***	
FMA ₇	A \geq P		**	***	
FMA ₅	A < P	*	**	*	*
FMA ₄	A = P	*	**	***	*
FMA ₃	A \geq P	**	*	**	
FMA ₂	A \geq P	*	**	***	*
FMA ₁	A < P		***	**	**

per ogni unità litostratigrafica distinta, secondo una valutazione approssimativa, effettuata a partire dal numero dei movimenti franosi effettivamente osservati sul terreno e non solo di quelli che sono stati conservati nella rappresentazione cartografica. Per la litologia le lettere A e P indicano rispettivamente le Areniti e le Peliti, di volta in volta le une prevalenti sulle altre (con A=P sono citati i casi in cui il rapporto non si discosta di oltre il 20% da 1:1).

A partire da queste caratteristiche litologiche (per le quali non si è tenuto conto delle variazioni laterali descritte nel cap.II che possono condizionare anche fortemente le definizioni “puntuali” dei singoli movimenti franosi), si è successivamente provveduto al raggruppamento delle diverse unità presenti nel foglio; tuttavia si deve sottolineare che una simile classificazione, nella sua genericità, non pretende in alcun modo di surrogare una specifica ed esauriente disamina dei singoli problemi; in altre parole non si forniscono qui indicazioni di una presumibile “vocazione al dissesto”, ma solo un quadro generale di riferimento, di cui la litologia è solo una delle componenti; le altre sono la giacitura degli strati in rapporto a quella del pendio, il grado di fratturazione e conseguente alterazione del materiale interessato e il grado di imbibizione dello stesso. Sulla base di tali dati ogni versante fa storia a sé e richiede di essere affrontato analiticamente. Per la stessa ragione non si forniscono neppure indicazioni sulle pre-

sunte caratteristiche geotecniche “generali” dei materiali interessati: l’argomento è in sé troppo serio per essere affrontato marginalmente in note illustrative dedicate ad argomenti di carattere più generale.

3.1.1. - *Formazione Marnoso-Arenacea a prevalenti marne* (FMA_{1,5,9,11,14})

Si tratta di unità caratterizzate da una netta stratificazione, da un rapporto A/P variabile nel complesso da 1:1 a 1:10 e oltre, dall’abbondanza di letti arenacei prevalentemente fini e medi. In FMA₁ e FMA₅ si intercalano anche le *colombine*, il cui comportamento nei confronti della stabilità non differisce in modo sostanziale da quello delle torbiditi arenacee.

L’elevata fratturazione dei corpi rocciosi e la conseguente degradazione superficiale dei materiali influisce soprattutto sulla stabilità dei versanti occupati dal *Membro di Biserno* (FMA₁), caratterizzati da prevalenti scivolamenti rotazionali; piani di taglio variamente orientati e inclinati determinano condizioni di franosità anche su versanti “a reggiopoggio”. E’ inoltre presente una fitta rete di strutture tettoniche di varia entità, che fa sì che anche gli scivolamenti planari tendano a evolvere verso questo tipo di movimenti oppure che si determinino frane di crollo, legate al cedimento degli strati che supportano i letti arenitici più spessi (è quanto accade, per esempio, in FMA₁₁). Nell’area di maggiore sviluppo del *Membro di Collina* (FMA₅, angolo sud-occidentale del foglio) si osservano pareti subverticali di altezza anche superiore ai 20 m, in cui la coesione del materiale permette il distacco di massi o ciottoli supportabile dal ricorso a semplici griglie o reti.

Le colate - particolarmente frequenti nel *Membro di Borgo Tossignano* (FMA₁₄), ma presenti anche nel *Membro di Biserno* (FMA₁) - sono legate all’alta percentuale di pelite e alla degradazione superficiale, favorita ancora, a sua volta, soprattutto nel secondo caso, dalla disgregazione tettonica.

3.1.2. - *Formazione Marnoso-Arenacea a prevalenti arenarie* (FMA_{12,13})

Si tratta di unità in cui le arenarie prevalgono nettamente e sono presenti in banchi spessi e molto spessi, a volte con giunti poco marcati (FMA₁₃) e in cui i letti arenacei variano da spessi a sottili (FMA₁₂). Essenziale nei riguardi della stabilità diventa in questo caso la giacitura degli strati rispetto a quella dei versanti. Nel *Membro di Modigliana* (FMA₁₂), così come nella *Litofacies della Val Samoggia* (FMA_{13a}), predominano scivolamenti planari legati a giaciture a franapoggio: qui, infatti, le sia pure subordinate intercalazioni marnose sono sufficienti a far scivolare spesse lastre arenacee oppure, nelle pareti più impervie, ad attivare vere e proprie frane di crollo. Queste ultime si sviluppano in modo particolare nel *Membro di Fontanelice* (FMA₁₃), in cui sono diffusi i distacchi di blocchi da pareti subverticali con altezze anche superiori ai 50 m (come acca-

de nei dintorni di Predappio Alta). Con minori dimensioni, esse sono comunque presenti anche nelle pareti incise all'interno di FMA₁₂.

3.1.3. - *Formazione Marnoso-Arenacea ad alternanze* (FMA_{2,3,4,7,8,10})

Queste unità sono caratterizzate da una distribuzione pressoché paritaria del rapporto A/P e da una notevole variabilità dello spessore dei letti arenitici. Esse compongono in tal modo l'insieme morfologicamente più eterogeneo, in cui i vari tipi di frana si distribuiscono in modo relativamente uniforme. Le frane più imponenti si osservano ancora una volta sui versanti a franapoggio e sono a volte legate alla presenza di emipelagiti anche spesse a diretto contatto con letti arenitici di potenza media o spessa.

Nel complesso il *Membro di Galeata* (FMA₄) rivela un comportamento molto simile a quello del *Membro di Corniolo* (FMA₂) o talora a quello di *Premilcuore* (FMA₃) e di *M. Bassana* (FMA₇). Prevalgono gli scivolamenti planari, facilitati dalla presenza di letti arenitici medi o spessi a contatto con peliti di potenza anche elevata (il discorso vale a maggior ragione per la presenza dello *Strato Contessa* o di spesse torbiditi associate soprattutto a FMA₄). Crolli sono frequenti anche nel *Membro di Dovadola* (FMA₁₀), talora accompagnati da movimenti di tipo rotazionale.

Anche se la componente arenacea è abbastanza diffusa (attorno al 50%), il *Membro di Nespoli* (FMA₈) non offre particolari garanzie di stabilità: la fitta rete di fratture all'interno dei letti arenacei, medi e spessi, favorisce da un lato una elevata circolazione idrica con conseguente disgregazione di corpi rocciosi apparentemente imponenti, e dall'altro, anche dove l'azione tettonica non è particolarmente evidente e le condizioni generali sembrerebbero favorevoli, la formazione di strutture morfologiche a gradini e movimenti a blocchi.

3.1.4. - *I terreni messiniani* (GHT e FCO)

Come si è detto, si tratta di depositi a varia composizione, la cui giacitura è comunemente molto disturbata o addirittura caotica: da un lato la *formazione di tetto* si presenta in prevalenza in accumuli gravitativi litologicamente eterogenei, dall'altro le peliti di FCO passano sia verticalmente che lateralmente alle arenarie e ai conglomerati di FCO_{a, b}. Da questa eterogeneità litologica e strutturale derivano sia la maggiore frequenza di movimenti franosi nel foglio, sia la varietà della loro tipologia.

Le frane di crollo sono spesso dovute al distacco di frammenti più o meno grossolani e mal cementati, oppure di blocchi da pareti che la coesione del materiale rende particolarmente abrupte, quando non subverticali (come accade nelle cave di S. Cassiano, in GHT_c, dove tali frane sono direttamente legate all'attività estrattiva).

Scivolamenti planari, ma più spesso ancora rotazionali, anche a una certa

profondità, sono determinati dal fatto che le infiltrazioni di acque lungo strati e lenti arenacee raggiungono spesso gli abbondanti strati pelitici, imbibendoli e determinando una netta perdita di coesione; ciò vale in parte anche per gli accumuli gravitativi che caratterizzano entrambe le unità.

Frequenti sono anche le colate, concentrate per lo più nelle peliti FCO, in cui le intercalazioni arenacee, per quanto subordinate e sottili, favoriscono l'infiltrazione delle acque superficiali.

3.1.5. - *Le unità plio-pleistoceniche* (RIL, CEA, BOE, SPG, LAD, RIL_a)

Le differenziazioni geomorfologiche sono regolate più dalle caratteristiche litologiche che non da quelle strutturali. Le unità argillose presenti nel settore NE del Foglio (CEA e RIL) sono caratterizzate da prevalenti colate (*debris flow*), talora a estensione chilometrica, oltre che da un paesaggio calanchivo: al fondo dei calanchi si accumulano i materiali fini, che vanno a costituire ingenti masse più o meno plastiche e instabili.

Fenomeni di crollo sono abbastanza diffusi in BOE, SPG e LAD (le unità in cui sono presenti strati, banchi e pacchi di strati arenacei o calcarenitici). Nei contrafforti di *Spungone* visibili a NO di Castrocaro fino alla Val Samoggia e oltre si riconosce una fratturazione subverticale tipica dei fenomeni di assestamento di rocce rigide poggianti su rocce plastiche: insieme alla cementazione spesso non elevata, essa favorisce il distacco di blocchi, i quali vengono a loro volta trasportati per scivolamento sulle *Argille e marne di Riolo Terme* anche per diverse centinaia di metri (questo grazie anche alle infiltrazioni d'acqua che si arrestano contro le peliti, come dimostra la frequenza di sorgenti di strato presenti).

3.2. - LE FRANE PRINCIPALI

VIANELLO *et alii* (1982) non segnalano frane di dimensioni cartografabili alla scala della carta da loro adottata (1:200.000), ma classificano diversi abitati nella categoria di quelli «dichiarati da consolidare o da trasferire» almeno in parte (Portico di Romagna, Predappio Alta, Civitella di Romagna, Cusercoli, Fiumana). In effetti le aree a franosità veramente assente si riducono di fatto solo a quelle occupate dai depositi alluvionali oppure a quelle contraddistinte da una morfologia suborizzontale.

Movimenti franosi di maggiore o minore entità, ma comunque in grado di minacciare centri abitati e/o tracciati stradali, vengono segnalati (GIORGI & VIANELLO, 1982) nei seguenti comuni:

- Castrocaro: Raggiolo, destra del T.Samoggia; Mirano-M.Cerreto;
- Civitella di Romagna: Rio Tombina; Il Vallone; M.Topo; Ca' Fasano;

- Modigliana: Ghedoccia, destra del T.Marzeno; Zappagrano e Marignano, valle del T.Tramazzo; Rio Perfetta, sinistra del T.Acerreta; Baschiera, strada di S.Cassiano; strada Acerreta-Tramazzo; strada di Castagnara; strada di S.Martino in Monte; strada dell'Ibola; strada Iboletta-Tazzano;

- Predappio: Baccanello; Rocca d'Elmici;

- Rocca San Casciano: Berleta; Fosso Trebuccio;

- Trezzio: Brola-Cesata, sinistra del T.Tramazzo; strada Acerreta-Tramazzo.

La frana probabilmente più famosa del Foglio 254 è tuttavia quella di Predappio Alta: l'abitato si trova entro l'omonima sinclinale e poggia su un accumulo disordinato di grossi blocchi conglomeratici immersi e/o galleggianti in una matrice fondamentale pelitica; si tratta, come si è visto, degli accumuli di uno scivolamento gravitativo avvenuto durante il Messiniano; si può dire che di fatto quest'area non ha mai smesso di muoversi dal momento della sedimentazione, sia pure a tappe intervallate da più o meno lunghi periodi di stasi.

Recenti sondaggi eseguiti dal Servizio Provinciale Difesa del Suolo e Risorse Idriche e Forestali di Forlì hanno rilevato per l'ammasso conglomeratico (FCO_b) - in contatto stratigrafico e meccanico sulle peliti FCO - una potenza fino a 30 m; le peliti mostrano in profondità una inclinazione media degli strati compresa fra 10° e 20°, con punte di 5° e 30°. Tale ammasso contiene costantemente una falda acquifera ad una profondità variabile con la stagione e le condizioni morfologiche, la quale facilita nel complesso l'attivarsi di numerosi piani di scivolamento sovrapposti. Inoltre l'abbondante contenuto di nitrati a suo tempo osservato in una sorgente all'interno dell'abitato denota un suo probabile inquinamento (RONCHI, 1983).

Accumuli analoghi, resi instabili dall'abbondante matrice pelitica e dall'intensa fratturazione, sono riconoscibili anche a Sud di Predappio Alta, dove non sempre è facile distinguere il disordine originario da quello legato a movimenti franosi più recenti (gli accumuli detritici tendono a confondersi con l'assetto caotico dei sedimenti di GHT_{a,b,c} e FCO).

Tab.5 - Le frane entro la Formazione Marnoso-Arenacea (da ELMI & NESCI, 1996, modif.)

N°	Località	Età	Tipo	f	b	Volume (10 ³ mc)
1	S.Eufemia	1939	A	27	13	12.500
2			A-B	23	15	10.300
3	M.Romano	1690 ?	A	21	15	33.000
4	Purocielo	1690	A	23	13	29.000
17	M.Casole	attiva	A	21	11	7.600
18	M.Paolo	attiva	A	19	10	7.300
19	Cesita	attiva	A	25	13	3.500
20	Cuzzano	attiva	A	25	13	10.500
21	Pianaccia	attiva	A	26	14	7.500

Alcune delle frane presenti entro la *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* - e in particolare all'interno del Foglio 254 - così come entro le altre unità torbiditiche dell'Appennino Settentrionale, sono state recentemente studiate da ELMI & NESCI (1996). I dati ottenuti in tale indagine sono riassunti in tab.5: la numerazione è quella del testo originale, in cui sono anche rappresentati i profili delle frane 1, 2, 3, 4, 17 e 21; per la classificazione si fa riferimento alle definizioni di VARNES (1978) e alla seguente legenda:

A = *Rock Slides*;

B = *Rock Slumps*;

f = angolo d'attrito interno (misurato nei letti pelitici);

b = inclinazione della superficie di scorrimento.

4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Come in quasi tutto l'Appennino Emiliano-Romagnolo, l'attività estrattiva più intensa riguarda essenzialmente i depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi (sia quelli in alveo, che quelli più antichi), con tutte le conseguenze del caso sul regime dei corsi d'acqua e sulla stabilità dei versanti; subordinato e spesso a carattere locale-artigianale è lo sfruttamento di argille, pietra da taglio e gessi, che qui non compaiono nella loro facies più "appetibile" (la "Vena del Gesso").

In attesa di procedere a una elencazione dettagliata delle singole cave, nonché alla disanima degli interventi tesi a regolamentare regionalmente l'attività estrattiva (vedi Appendice), ci limitiamo qui a una presentazione sommaria dei materiali interessati.

4.1. - GHIAIE E SABBIE

A partire dai primi anni '50 e fino a pochi anni fa la maggiore quantità di ghiaie e sabbie ("inerti") veniva estratta, sia artigianalmente che industrialmente, dai depositi in alveo, dove esse si trovavano in quantità elevate e in ottime condizioni di estraibilità (bassa cementazione da un lato, facilità di accesso e asporto dall'altro). Come si è accennato, l'estrazione si espandeva poi spesso anche ai livelli terrazzati più bassi e prossimi all'alveo.

Tutto ciò non era evidentemente senza conseguenze negative sull'equilibrio dei corsi d'acqua, in sé reso già precario dal regime sostanzialmente torrentizio di molti di essi. Tali conseguenze, ampiamente note ad ogni geologo, possono essere così riassunte:

- asporto, parziale o addirittura totale, del materasso alluvionale e conseguente accelerazione dei corsi d'acqua;
- aumento dell'attività erosiva e di trasporto sia negli alvei stessi, che sui fianchi delle valli;

- scalzamento di eventuali opere di difesa (“briglie”, ecc), peraltro non sempre predisposte secondo una logica che tenesse conto della globalità del problema;
- incremento della franosità delle aree collinari attigue, attivata dal “richiamo” legato all’escavazione;
- abbassamento del livello di base e sovralluvionamento dei tratti dei corsi d’acqua in pianura;
- impoverimento delle falde superficiali (o di terrazzo).

Fra i corsi d’acqua maggiormente alterati da questa attività, soprattutto per quanto riguarda i depositi in alveo e dei terrazzi più bassi, è da ricordare il F.Rabbi, in modo particolare nel tratto a Nord e a Sud di Strada S.Zeno.

Da 10-15 anni questo tipo di prelievo è stato proibito: in tal modo è stato possibile ripristinare un certo equilibrio dei corsi d’acqua, ma con risultati generali ancora molto modesti.

Che non esista del resto una “cultura” dell’attività estrattiva è ampiamente dimostrato dalla recente apertura di una cava di monte all’interno del *Membro di Fontanelice*, in località Pian dei Goti (a SE di Predappio Alta); l’estrazione della cosiddetta “sabiella” per scopi edilizi ha letteralmente spazzato via un intero rilievo collinare, con chiari effetti negativi sia sul paesaggio, sia sulle condizioni di equilibrio ambientale. Anche in questo caso è assai dubbio che il beneficio economico derivatone sia tale da equilibrare il danno ambientale.

4.2. - ARGILLE

Il progressivo abbandono dell’uso dei laterizi a favore del cemento armato, unitamente al maggiore sviluppo dei sedimenti argillosi (innanzitutto pliocenici) in aree limitrofe, hanno fatto sì che nel Foglio 254 lo sfruttamento delle argille sia sempre stato limitato. Di contro si nota oggi un recupero “selvaggio” - ovvero disorganizzato e localistico - di tali aree come contenitori per scorie urbane di varia origine e raramente controllate, con possibili conseguenze sull’inquinamento.

4.3. - PIETRE DA TAGLIO

In generale non sono presenti sviluppi dell’attività estrattiva grandi e concentrati, mentre si osserva una certa diffusione di interventi di modeste dimensioni. Da un lato questo fa sì che solo raramente i versanti vengano alterati in modo drastico ed evidente; dall’altro lato la mancanza di un disegno globale di intervento, che tenga conto delle condizioni geologico-giacaturali e geomorfologiche dei versanti, provoca l’attivazione di crolli magari modesti, ma frequenti, e soprattutto la necessità di procedere a rimboscimento di aree assai più vaste di quelle attuali.

A livello molto modesto, spesso artigianale e privato, si osservano cave entro lo *Spungone*, tra cui le più rappresentative si osservano a Ovest di Castrocaro. Il materiale, ancorché non sempre dotato di buona cementazione, è impiegato soprattutto per le sue caratteristiche ornamentali, dovute spesso alla ricchezza del contenuto fossilifero. E' questo stesso contenuto a far sì che in molte zone di affioramento si rechino anche i "collezionisti della domenica", che prelevano campioni di maggiori o minori dimensioni, a volte solo per farne "pietre da giardino".

Più intensa è l'estrazione di livelli particolarmente coerenti entro la *Formazione Marnoso-Arenacea*, in primo luogo lo *Strato Contessa*, per via della sua elevata coerenza e potenza. Una cava relativamente ampia è stata aperta anche entro la *colombina Imolavilla* (io, all'interno di FMA₂), presso S.Benedetto in Alpe.

In questo quadro di microinterventi fa eccezione la Cava di S.Cassiano, attualmente in via di abbandono, da cui è stato estratto per diversi decenni il «Calcare di base» risedimentato nella *formazione di tetto*, impiegato in edilizia.

APPENDICE

CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO

1. - PREMESSA

Come si è accennato nella Premessa, da anni la Regione Emilia-Romagna e le Università delle diverse sedi della regione stessa gestiscono una convenzione riguardante la geologia dell'Appennino Emiliano-romagnolo e finalizzata all'elaborazione di carte geologiche in scala 1:10.000 in una prima fase, e successivamente alla sintesi in scala 1:50.000 qui presentata. Entrambe le fasi operative, pur privilegiando l'aspetto più generalmente geologico dei problemi e con tutte le differenze indotte dalla differenza di scala e di approccio, costituiscono un imprescindibile elemento di partenza per utilizzi nel campo applicativo, sia come *datum* di inquadramento generale (preliminare a eventuali rilevamenti di maggiore dettaglio e ad una conoscenza organica dei problemi), sia come base, conoscitiva e cartografica, per elaborazioni tematiche di vario tipo.

In questa Appendice verranno trattati i principali ambiti di applicazione delle informazioni geologiche derivabili dal foglio in oggetto, ma soprattutto gli estremi della normativa di riferimento. Un'attenzione particolare è rivolta alla normativa regionale, meno facilmente reperibile.

2. - PIANIFICAZIONE TERRITORIALE

In base alla Legge Regionale (d'ora in avanti: LR) n.47 del 7.12.1978 ("Tutela e uso del territorio"), la pianificazione territoriale si attua a due livelli:

- un livello regionale, con riferimento al Piano Territoriale Regionale (PTR, i cui contenuti sono riassunti nell'art.5 della LR n.36 del 5.9.1988) e strumenti ad esso collegati. Al PTR è riconosciuto il compito di unificazione e coordinamento della pianificazione di settore (sub-regionale) in materia di ambiente, trasporti, attività produttive;

- un livello sub-regionale, con riferimento essenzialmente ai Piani Regolatori Comunali (PRG) e strumenti di dettaglio, necessariamente conformi alle norme generali stabilite dai precedenti. Relativamente alla documentazione geologica da produrre a corredo dei PRG, il riferimento normativo è dato dalla Circolare regionale n.1288, 11.2.1983, per molti aspetti superata e in attesa di indispensabili aggiornamenti (a tale scopo l'Ordine dei Geologi della Regione ha istituito un apposito gruppo di lavoro). Per i comuni dell'Appennino Emiliano-romagnolo la Carta Geologica in scala 1:10.000, pur non costituendo un prodotto "finale" agli effetti delle specifiche e singole applicazioni, è stata spesso utilizzata dai professionisti incaricati per un inquadramento generale dei problemi geologici.

Nella già citata LR 47/78 sono contenuti specifici riferimenti circa l'acquisizione di dati geologici sul territorio, finalizzati alla determinazione delle "zone di tutela" (art.33 sulle aree soggette a dissesto idrogeologico).

Per il settore ambiente, il PTR prevede l'adozione dei seguenti piani, per l'elaborazione dei quali è ritenuta indispensabile l'informazione geologica:

- il Piano Territoriale Paesistico Regionale (PTPR), la prima versione del quale risale al 1988 e che viene adottato in forma definitiva con le delibere n.1388 del 28.1.1993 e n.1551 del 14.7.1993;

- i piani di tutela delle acque s.l., finalizzati all'utilizzo ottimale delle risorse idriche ed alla regolamentazione dei prelievi del sottosuolo nelle aree soggette a subsidenza. I riferimenti sono in questo caso la LR n.9 del 1.2.1983 "PTR per il risanamento e la tutela delle acque" e la Legge dello Stato n.845 del 10.12.1980, "Legge speciale per Ravenna", sul controllo degli emungimenti dal sottosuolo nelle aree soggette a subsidenza;

- i piani delle attività estrattive di ambito provinciale e comunale, regolamentate dalla LR n.13 del 2.5.1978, ora sostituita dalla LR n.17 del 18.7.1991. Quest'ultima stabilisce l'elaborazione di "Piani Infraregionali delle Attività Estrattive" (PIAE) da parte delle Province, basati sulla quantificazione del fabbisogno di materiale per l'arco di tempo di un decennio, l'individuazione di poli delle attività estrattive, la formulazione di direttive per la coltivazione ed il successivo ripristino, esteso anche alle cave abbandonate senza sistemazione. Al PIAE si uniformeranno i piani delle attività estrattive (PAE) elaborati dai singoli Comuni;

- il Piano di Smaltimento dei Rifiuti, adottato con LR n.6 del 27.1.1986 e assunto come riferimento per l'elaborazione di analoghi piani a carattere infraregionale.

La recente LR n.6 del 30.1.1995 delega alle province le competenze regio-

nali in materia di pianificazione territoriale, obbligandole a dotarsi di un Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale (PTCP), coerente con i contenuti del PTR, al quale si dovranno uniformare gli strumenti urbanistici comunali.

3. - IL PIANO TERRITORIALE PAESISTICO REGIONALE: CONTENUTI E AGGIORNAMENTI PREVISTI

Tra gli strumenti sopra citati, il PTPR merita particolare attenzione per l'utilizzo dei dati geologici ai fini della pianificazione. Esso deriva dalle disposizioni della Legge 431/85 in materia di pianificazione regionale ed è costituito da una raccolta di elaborati cartografici in scala 1:25.000 e relativa normativa. Vengono così individuate aree di tutela specifiche, regolamentate da articoli della normativa stessa; di questi ultimi si elencano qui quelli sicuramente attinenti gli aspetti geologici con riferimento alla versione definitiva del 1993:

- art.17: zone di tutela dei caratteri ambientali di laghi, bacini, corsi d'acqua (fasce di tutela fluviale s.l.);
- artt.26 e 27: zone con fenomeni di dissesto, instabilità e potenziale instabilità (in parte individuate dalla Carta del Dissesto pubblicata negli anni '70 dall'Ufficio Cartografico della Regione Emilia-Romagna);
- art.29: prescrizioni riguardanti gli abitati da consolidare e trasferire, dei quali è pubblicato un elenco aggiornato rispetto al nucleo originariamente definito dalla LR n.445 del 9.7.1908.

Specifico per le aree di pianura è invece l'art.28 sulla tutela dei corpi idrici superficiali e sotterranei, mirato alla protezione delle aree di ricarica degli acquiferi principali. In aree montuose, come quella occupata dal Foglio 254, non sono invece previste aree di tutela, eccettuate le fasce di rispetto di pozzi e sorgenti di uso idropotabile (Legge 236/88).

All'epoca della formulazione del Piano, la Carta Geologica in scala 1:10.000 era ancora incompleta, come del resto ancora oggi, seppure per aree limitate. I nuovi dati emersi dal rilevamento, per quanto parziali, hanno comunque reso necessario l'aggiornamento, attualmente in corso, delle 48 tavole della Carta del Dissesto allegate al PTPR. Essendo queste ultime carte essenzialmente derivate da fotointerpretazione, il confronto con i dati del rilevamento (eseguito per di più in epoche successive) ha permesso una definizione molto più accurata dei corpi franosi e un notevole miglioramento delle perimetrazioni delle relative zone di tutela, risolvendo molte delle situazioni di ambiguità precedentemente riscontrate.

Rimane aperto il problema della revisione, su base idromorfologico-idraulica, delle fasce di tutela fluviale regolamentate dall'art.17 e perimetrate nelle tavole della prima serie allegate al PTPR. Si deve tenere in considerazione, a tale proposito, la zonazione approvata dall'Autorità di Bacino del Fiume Po nel gennaio 1996 e relativa alle aree alluvionate nel novembre 1994.

4. - GESTIONE DEI VINCOLI IDROGEOLOGICO E SISMICO

Si tratta dei “vincoli storici” relativi all’utilizzo del territorio, istituiti e gestiti inizialmente a livello nazionale in base al Regio Decreto n.3267 del 30.12.1923 (Vincolo Idrogeologico) ed alla Legge n.64 del 2.2.1974 (Vincolo Sismico), successivamente delegati alle Regioni. In Emilia-Romagna tali vincoli sono gestiti dalle Province, attraverso i Servizi Provinciali di Difesa del Suolo.

Sono soggetti a vincolo idrogeologico i Comuni delle aree di montagna, ivi compresi quindi quelli ricadenti nel Foglio 254: contraddittoria (e quindi da rivedere) appare invece la perimetrazione nella fascia pedeappenninica, essendo esclusi dal vincolo settori in cui affiorano terreni particolarmente predisposti al dissesto (con tutti i margini di incertezza che, come abbiamo visto nel cap.V, contiene questo termine). Maggiori informazioni sullo stato della gestione di tale vincolo e sulle prospettive di revisione della perimetrazione e della normativa sono riportate nel volume *Indagine conoscitiva sulla applicazione e gestione del vincolo idrogeologico in Emilia-Romagna* (1995), a cura dell’Ordine dei Geologi della Regione Emilia-Romagna.

Per quanto riguarda il rischio sismico, regolamentato dalla Legge 64/74, esso interessa 98 comuni classificati «sismici di II^a categoria», localizzati prevalentemente in Romagna. Si deve comunque sottolineare come il problema sia in sé di scala troppo diversa da quella delle singole Carte Geologiche in scala 1:50.000 e richieda piuttosto una trattazione a livello geologico-regionale.

Tab.6 - *Le cave nella provincia di Forlì fra il 1989 e il 1994.*

Anno	A	B	C	D	E	F
1989	22 36,6 %	2 3,3 %	5 8,3 %	7 11,6 %	4 6,6 %	20 33,3 %
1990	24 37,5 %	1 1,5 %	3 4,6 %	8 12,5 %	4 6,2 %	24 37,5 %
1991	19 31,1 %	1 1,6 %	3 4,9 %	7 11,4 %	3 4,9 %	28 45,9 %
1992	15 25,8 %	1 1,7 %	6 10,3 %	8 13,7 %	2 3,4 %	26 44,8 %
1993	8 44,4 %	0	4 22,2 %	3 16,6 %	2 11,1 %	1 5,5 %
1994	8 42,1 %	0	5 26,3 %	3 15,7 %	2 10,5 %	1 5,2 %

5. - CATASTO CAVE

Negli anni ‘80 la Regione Emilia-Romagna e le relative Province hanno effettuato un censimento delle cave esistenti. Per ciascuna cava è stata pre-

disposta una scheda informativa, inserita in una banca-dati appartenente a un più completo archivio delle attività estrattive. La raccolta dei dati, continuamente aggiornata nel tempo, avviene sulla base di tali schede (censimento delle cave esistenti suddivise per Province e Comuni; loro localizzazione cartografica, con riferimento alla cartografia geologica in scala 1:10.000; specificazione del tipo di materiale estratto e dell'unità litostratigrafica interessata). Il catasto delle cave è stato elaborato in base ai dati disponibili presso i Comuni (PAE ed autorizzazioni rilasciate), verificati successivamente in campagna. Il catasto degli impianti è invece derivato da sopralluoghi diretti. E' infine disponibile una terza scheda PAE, che ne censisce contenuti e varianti, evidenziando l'evoluzione delle aree soggette ad escavazione nei singoli comuni.

Nella tab.6 viene riportato l'elenco delle cave attive fra il 1989 e il 1994, relativo all'intera provincia di Forlì (cioè per un'area che comprende anche parte del Foglio 254, ma non vi si esaurisce); esse vengono distinte in base al materiale estratto: A - Ghiaia e sabbia alluvionale; B - Ghiaia di monte; C - Sabbia di monte; D - Argilla; E - Calcarea; F - Arenaria. I numeri in corsivo si riferiscono alle percentuali rispetto al totale delle cave attive per ogni anno. Come si può vedere, il numero complessivo delle cave attive scende da 60 nel 1989 a 19 nel 1994; la percentuale maggiore rimane quasi costantemente quella riservata alle Ghiaie e sabbie alluvionali, ma con una incidenza assai minore che in passato (il numero complessivo delle cave scende infatti da 22 a 8).

Nella tab.7 sono invece indicate le caratteristiche delle singole cave presenti all'interno del foglio stesso. Per la loro ubicazione esatta vengono fornite la Latitudine, la Longitudine e il numero della Sezione 1:10.000 della Carta Tecnica Regionale (CTR). La tipologia delle cave è così classificata: F - Cava di fondovalle; V - Cava di versante; C - Cave di cresta. I materiali estratti sono i seguenti: A - Argilla; Ar - Arenarie; S - Sabbie; GS: Ghiaie e sabbie alluvionali. Tra parentesi è indicata anche la formazione di provenienza (FMA, RIL), quando non si tratta di depositi alluvionali. Tali dati sono stati forniti dall'Ufficio Attività Estrattive dell'Assessorato Territorio, Programmazione e Ambiente della Regione Emilia-Romagna e consistono nell'allegato delle schede relative alle cave censite nell'area del Foglio 254 alla data 24.4.1996.

6. - VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO

L'Appennino Emiliano-romagnolo è particolarmente interessato da dissesti provocati sia da frane, che da erosione di aree calanchive. Lo dimostra il numero elevato di abitati dichiarati da consolidare in base al Regio Decreto 445/1908: essi sono infatti complessivamente 128, con una media di 1 ogni 57 kmq. A questi si devono aggiungere poi altri 107 centri che, al di là delle classificazioni amministrative comportanti vincoli per l'espansione (art.29 del PTPR), sono in-

teressati da fenomeni franosi di proporzioni rilevanti secondo i dati riferiti al 1993 (Atlante dei centri abitati instabili del progetto CNR/SCAI: per il "substrato" sono stati utilizzati i dati delle Carte Geologiche in scala 1:10.000).

In ambito regionale una delle principali cause predisponenti si identifica nella diffusione delle unità a elevata componente argillosa (cap.V, 2.1). Rimane comunque sempre da sottolineare il fatto che nessuna indicazione generale, come quelle qui riportate, è in grado di esaurire la conoscenza dei problemi che si possono presentare singolarmente e puntualmente. Tenendo presente una tale ottica, si può comunque consigliare la consultazione della Carta del Rischio Geoambientale, in scala 1:250.000, pubblicata dall'Ufficio Cartografico della Regione Emilia-Romagna (1994): essa risulta da una sintesi delle informazioni derivate dalle cartografie geotematiche regionali, elaborate in rapporto alle problematiche applicative e di pianificazione territoriale.

Per quanto riguarda la situazione specifica del Foglio 254 e una prima, generale - e insufficiente - classificazione dei movimenti franosi in base alla litologia dei versanti interessati, si rimanda al già citato cap.V, 2.1.

Tab.7 - Le cave attive nel 1996.

Denominazione	Sez.CTR	Lat.	Long	Tipo	Materiale
Lama	254020	206	452	F	G+S
Merlasco		208	452		
Ca' Stronchino		211	451		
Casolani	254030	214	466	V	A (RIL)
Trovette	254070	219	466	F	G+S
Casaccia		224	461		
Mozzicollo		223	462		
Campomaggio Vecchio	254080	220	476	V	A (FMA)
Forcumenno		218	475	F	
Campomaggio 2		220	476	V	
Podere Lama	254110	231	457	F	G+S
Cavina	254120	232	456	C	S
Cella		n.d.	n.d.		
Scadurano		254140	240		
Leoni	254150	242	465	F	G+S
		243	464		
Fabretto		240	465		
T.Suasias	254160	247	471	F	A r (FMA)
Colombarina		246	473		G+S
Santodemo		239	481		

BIBLIOGRAFIA

- ANTOLINI P. (1991) - *Carta geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, sezioni "Predappio Nord" e "Predappio Sud"* (CREMONINI G., ed.). Regione Emilia-Romagna-Università di Bologna.
- ANTOLINI P. (1996) - *Carta geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, sezioni "Rocca S.Casciano", "Civitella di Romagna", "Galeata Nord", "Dovadola"* (CREMONINI G., ed.). Regione Emilia-Romagna - Università di Bologna.
- ANTOLINI P. & CREMONINI G. (1990) - *Litostratigrafia e tettonica della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola fra le Valli del Lamone e del Savio (Appennino settentrionale)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It. **XLVI**: 447-458, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- BALLY A.W., GORDY P.L. & STEWART G.A. (1966) - *Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rockies*. Bull. Can. Petrol. Geology, **14**: 337-381.
- 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. (1983) - *Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale* (con note illustrative). Boll. Soc. Geol. It. **101**: 503-549, Roma.
- BASSETTI M.A., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (1995) - *Stratigrafia fisica del Messiniano Post-evaporitico nelle Marche centro-meridionali: Rapporti fra torbiditi e depositi marginali*. Soc. Geol. It., **LXXVI** riunione: 85-89, Firenze.
- BENINI A. & FARABEGOLI E. (1990) - *Tettonica trasversale nell'Appennino forlivese. La linea del Bidente*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **XLVI**, 245-255, IPZS, Roma.
- BENINI A., FARABEGOLI E., MARPELLI L. & SEVERI P. (1990) - *Stratigrafia e paleogeografia del Gruppo di S.Sofia (Alto Appennino Forlivese)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **XLVI**, 231-243, IPZS, Roma.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. & AUBRY M-P., 1995 - *A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy*. in : BERGGREN W.A., KENT D.V., AUBRY M-P. & HARDENBOL J. (editors), *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Special Publication No.54: **129-211**.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic Restoration and Paleogeographic Reconstruction of the Perithyrrhenian Area During the Neogene*. Palaeo., **77**: 41-50.
- 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, Roma.
- 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. 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.
- BORSETTI A.M., CARLONI G.C., CATI F., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Paleogeografia del Messiniano nei bacini periadriatici dell'Italia settentrionale e centrale*. Giorn.Geol., ser.2, **40**: 21-72, Bologna.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust Systems*. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **66** (9): 1196-1230.
- CAPELLINI G. (1879) - *Gli strati a Congerie e le marni compatte mioceniche dei dintorni di Ancona*. Atti Acc. Linc., ser.3, **3**: 139-162.
- CAPOZZI R. (1987) - *Individuazione di due fasi tettoniche plioceniche in un settore del Margine apenninico romagnolo e correlazione con strutture sepolte dell'adiacente pianura*. Giorn. Geol., ser.3, **39**: 359-374, Bologna.
- CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A. & VAI G.B. (1991) - *Stili deformativi ed evoluzione tettonica della Successione Neogenica Romagnola*. Studi Geol.Cam., Vol. Spec. (1991/1): 261-278, Camerino.

- CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A. & VAI G.B. (1992) - *Il forlivese tra le valli del Bidente e del Montone*. In: BORTOLOTTI V. (ed.): "Appennino tosco-emiliano". Guide Geologiche Regionali a cura della Soc. Geol. It.: 244-258, Be-Ma Editrice, Milano.
- CAPOZZI R. & NEGRI A. (1990) - *Tettonica e sedimentazione nel basso appennino forlivese tra il Messiniano superiore e il Pleistocene inferiore*. Atti del Conv.GNDT 1990, **1**, 15-23, Bologna.
- CARLONI G.C., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C. & RICCI LUCCHI F. (1974) - *Il Messiniano Padano Adriatico: descrizione di trenta sezioni rappresentative*. Boll. Serv. Geol. It., **95 (1)**: 89-114, Roma.
- CARLONI G.C., FESCE A.M. & FRANCAVILLA F. (1980) - *Neotettonica del bacino emiliano-romagnolo (Fogli 87 Bologna p.p., 88 Imola, 89 Ravenna, 99 Faenza p.p. e 100 Forlì p.p.)*. CNR (P.F.Geodinamica): Pubbl. **356**, 989-997.
- CASATI P., BERTUZZI P., CITA B.M. LONGINELLI A. & DAMIANI V. (1978) - *Stratigraphy and Paleoenvironments of the Messinian "Colombacci" Formation in the Periadriatic Through. A Pilot Study*. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 173-195, Roma.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn. Geol., ser.3, **47 (1-2)**: 47-76, Bologna.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978) - *Palaeoenvironmental Study of the "Colombacci" Formation in Romagna (Italy): The Cella Section*. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 197-216, Roma.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1979) - *Evoluzione paleoambientale della Formazione a Colombacci in Romagna*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 37-40, Roma.
- CREMONINI G., D'ONOFRIO S., FARABEGOLI E., FRANCAVILLA F., MARABINI S., MICCOLI C., PIERI L., RAINONE M. & RONCHI A. (1983) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-romagnolo, tavv. 100 III NO "Predappio" e 100 III NE "Bertinoro"* (con note illustrative, CREMONINI G., ed.). Regione Emilia-Romagna - Università di Bologna.
- CREMONINI G., D'ONOFRIO S., FRANCAVILLA F., MARABINI S., RICCI LUCCHI F. & RUGGIERI G. (1982) - *Lo "Spungone" del Pliocene romagnolo*. In CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds): *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 171-176, Bologna.
- CREMONINI G., D'ONOFRIO S., RABBI E., BOATTINI R., FABBRI P. & GIORGI G. (1973) - *Ricerche paleoambientali in una sezione mio-pliocenica dell'Appennino romagnolo*. Giorn. Geol., ser.2, **39 (1)**: 253-270, Bologna.
- CREMONINI G. & ELMI C. (1971) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia, F.99 "Faenza"*. 5-53, IPZS, Roma.
- CREMONINI G., ELMI C. & MONESI A. (1969) - *Osservazioni geologiche e sedimentologiche su alcune sezioni plio-pleistoceniche dell'Appennino romagnolo*. Giorn. Geol., ser.2, **35**: 85-96, Bologna.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a Colombacci in Romagna*. Giorn. Geol., ser.2, **42 (1)**: 61-82, Bologna.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1978) - *Tettonica sinsedimentaria messiniana nell'Appennino Romagnolo (Italia)*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 7-8, Roma.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1982) - *Carta geologica dell'Appennino Emiliano-romagnolo, tavv. 100 III SO "Cusercoli" e 100 III SE "Borello"* (con note illustrative). Regione Emilia-Romagna - Università di Bologna.
- CREMONINI G. & MARABINI S. (1982) - *La Formazione a Colombacci nell'Appennino romagnolo*. In CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.): *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 167-169, Bologna.
- DAHLSTROM C. (1971) - *Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains*. Bull. of Can. Petrol. Geology, **18**: 332-406.

- D'ONOFRIO S. (1983) - *Cenni sulla biostratigrafia e paleoecologia delle unità plio-pleistoceniche*. In: CREMONINI G. (ed), *Note illustrative della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-romagnolo in scala 1:25.000 (tavv. 100 III NO "Predappio" e 100 III NE "Bertinoro")*. Regione Emilia-Romagna - Università di Bologna: 17-18, Bologna.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*. In CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (eds.): *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 47-58, Bologna.
- ELMI C. & NESCI O. (1996) - *Landslides in Flysch Formations in the Northern Apennines, Italy*. In: O.SLAYMAKER (ed.), *Geomorphic Hazards*, Wiley and Sons: 43-53. Londra.
- FARABEGOLI E. (1983) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-romagnolo, tavv. 100 II NO "Cesena" e 100 II SO "Sogliano" (con note illustrative)*. Regione Emilia-Romagna - Università di Bologna.
- FARABEGOLI E., BENINI A., MARTELLI L., ONOREVOLI G. & SEVERI P. (1990) - *Geologia dell'Appennino romagnolo da Campigna a Cesenatico*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **XLVI**, Atti II Sem. Cartografia Geologica: 165-184, Bologna.
- FARABEGOLI E., BENINI A., BORSETTI A.M., DE DONATIS M., MARTELLI L., MATTIOLI A., NEGRI A., PIZZIOLI M. & SEVERI P. (1994) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo in scala 1:50.000: F.256 "S.Piero in Bagno"*. Regione Emilia-Romagna, Bologna, 1994.
- FARABEGOLI E., ONOREVOLI G., RUFFINO C. & COSTANTINI B. (1998) - *Struttura del sottosuolo quaternario continentale della Pianura Padana meridionale (Provincia di Ravenna - Italia)*. Università di Bologna (Dip. di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali)-AGIP (Geodinamica e Ambiente), Bologna.
- FARABEGOLI E. & RICCI LUCCHI F. (1973) - *Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'avanfossa padano-appenninica (Appennino pesarese)*. Atti. Sc. Nat. Mat., **104**: 193-238, Modena.
- FRANCAVILLA F. (1983) - *La paleoflora algale di Bertinoro*. In: CREMONINI G. (ed), *Note illustrative della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-romagnolo in scala 1:25.000 (tavv. 100 III NO "Predappio" e 100 III NE "Bertinoro")*. Regione Emilia-Romagna - Università di Bologna: 21-22. Bologna.
- GANDOLFI G., PAGANELLI L. & ZUFFA G.G. (1983) - *Petrology and Dispersal Pattern in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines)*. Journ. of Sedimentary Petrology, **53** (2), 493-507.
- GIORGI G. & VIANELLO G. (1982) - *Carta della propensione al dissesto idrogeologico dell'Emilia-Romagna*. Regione Emilia-Romagna - CNR, 1-166, Pitagora, Bologna.
- HSÜ K.J., CITA M.B. & RYAN W.B.F. (1973) - *The Origin of the Mediterranean Evaporite*. In: RYAN W.B.F., HSÜ K.J. *et alii*, *Init.Rep.D.S.D.P.*, **13**: 1203-1231.
- HSÜ K.J., MONTADERT L., BERNOULLI D., CITA M.B., ERIKSON A., GARRISON R.E., KIDD R.B., MÉLIÈRES F., MÜLLER C. & WRIGHT R. (1978) - *History of the Mediterranean Salinity Crisis*. In HSÜ K.J. *et alii*, *Init.Rep.D.S.D.P.*, **42**: 1053-1078.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., MARABINI S. & VAI G.B. (1999) - *New Paleomagnetic and cyclostratigraphic Age Constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **54**: 25-33, Roma.
- 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, Roma.
- LAVECCHIA G. & PIALI G. (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino Umbro-Marchigiano. II: Il basamento*. Geologica Romana, **XX**: 183-195, Roma.
- LUCCHETTI L., ALBERTARELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI D. & DONDI L. (1963) - *Contributo alle conoscenze geologiche del pedeappennino padano*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 5-245. Roma.

- MARABINI S., BALDI P., BENINI A., MULARGIA F., VAI G.B. & VALENSISE G. (1985) - *Strutture tettoniche da monitorare nei dintorni di S.Sofia (Appennino forlivese)*. Atti IV Convegno Annuale Gruppo Naz.Geofisica della terra solida: 569-580, Bologna.
- MARABINI S. & POLUZZI A. (1977) - *La Crisia (Bryozoa, Cyclostomata) del Messiniano inferiore della Romagna Occidentale*. Giorn.Geol., ser.2, **42** (1): 165-180, Bologna.
- MARTELLI L. (1994) - *La geologia del Foglio 265-S.Piero in Bagno*. Regione Emilia-Romagna, 1-121, Bologna.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199, Roma.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Turbidite Facies and Facies Associations*. In: MUTTI E. (ed.), *Examples of Turbidite Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines*. Field Trip Guidebook (IX Congr. of Sedimentology): 21-36.
- ONOREVOLI G. (1989) - *Stratigrafia e sequenze deposizionali quaternarie del margine appenninico-padano*. Tesi di Dottorato, Università di Ferrara, Firenze, Parma e Pavia.
- POLUZZI A., CAPOZZI R., VENTURINI M. & GIORDANI G. (1988) - *I Briozoi dello Spungone nei terreni pliocenici della Romagna*. Acta Naturalia Ateneo Parmense (I Briozoi come indicatori ambientali), **24** (1): 19-82.
- RABBI E. & RICCI LUCCHI F. (1968) - *Stratigrafia e sedimentologia del Messiniano forlivese*. Giorn. Geol., ser.2, **34**: 595-640, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1967) - *Formazione Marnoso-Arenacea romagnola*. In: SELLI R. (ed.), *Guida alle escursioni*, Com.Neog.Medit., IV congr.: 111-120, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1969) - *Composizione e morfometria di un conglomerato risedimentato nel Flysch miocenico romagnolo (Fontanelice, Bologna)*. Giorn. Geol., ser.2, **36**: 1-47, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1975 a) - *Depositional Cycles in Two Turbidite Formations of the Northern Apennines*. J. Sed. Petr., **45**: 1-43.
- RICCI LUCCHI F. (1975 b) - *Miocene Palaeogeography and Basin Analysis in the Periadriatic Apennines*. In: SQUIRES C. (ed.), *Geology of Italy*, **2**: 129-236, Tripoli.
- RICCI LUCCHI F. (1978) - *Turbidite Dispersal in a Miocene Deep-Sea Plain: the Marnoso-Arenacea of the Northern Apennines*. Geologie en Mijnbouw, **57** (4): 559-576.
- RICCI LUCCHI F. (1981) - *The Miocene Marnoso-Arenacea Turbidites, Romagna and Umbria Apennines*. II European regional Meeting IAS, Excursion n.7.
- RICCI LUCCHI F. (1985) - *Marnoso-arenacea Turbidite System, Italy*. In: BOUMA A.H. (ed.): *"Frontiers in Sedimentary Geology"*: 209-216, Springer-Verlag, New York-Berlin-Heidelberg-Tokyo.
- RICCI LUCCHI F. (1986 a) - *The Oligocene to Recent Foreland Basins of the Northern Apennines*. Spec. Publ. IAS, **8**: 105-139.
- RICCI LUCCHI F. (1986 b) - *The Foreland Basin System of the Northern Apennines and the Related Clastic Wedges: a Preliminary Outline*. Giorn.Geol., ser.3, **48** (1-2): 165-185, Bologna.
- 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*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 17-46, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & D'ONOFRIO S. (1967) - *Trasporti gravitativi sinsedimentari nel Tortoniano dell'Appennino Romagnolo (valle del Savio)*. Giorn. Geol., ser.2, **34** (1), 1-47, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-arenacea: I.Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a ENE di Perugia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 669-712, Roma.
- RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (1983) - *La Vena del gesso: un'«emergenza», ma in che senso?* Pagine di vita e storia imolesi, CARS: 171-204, Imola (Bologna).
- 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. & VEGGIANI A. (1966) - *I calcari a Lucina della Formazione Marnoso-Arenacea romagnola*. *Giorn.Geol.*, ser.2, **34**: 1-11, Bologna.
- RIZZINI A. & DONDI L. (1979) - *Messinian Evolution of the Po Basin and its Economic Implications (Hydrocarbons)*. *Palaeogeogr., Palaeocl., Palaeoec.*, **29**: 41-74.
- RIZZINI A. & PASSEGA R. (1964) - *Evolution de la sédimentation et orogénèse, Vallée du Santerno, Apennin Septentrional. Turbidites*, Elsevier Pubbl.Comp.: 65-74, Amsterdam.
- RONCHI A. (1983) - *Cenni di morfologia*. In: CREMONINI G. (ed), *Note illustrative della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-romagnolo in scala 1:25.000 (tavv. 100 III NO "Predappio" e 100 III NE "Bertinoro")*. Regione Emilia-Romagna - Università di Bologna: 31-34. Bologna.
- ROVERI M., MANZI V., BASSETTI M.A., MERINI M. & RICCI LUCCHI F. (1998) - *Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic Stage in Eastern Romagna (Northern Apennines, Italy)*, *Giorn.Geol.*, s.2, **60**, Bologna.
- RUGGIERI G. (1957) - *Geologia e stratigrafia della sommità del Terziario a Castrocaro (Forlì)*. *Giorn. Geol.*, ser.2, **26**, Bologna.
- RUGGIERI G. (1958) - *Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia*. *Atti Acc. Sc. Lett. Arti XVIII (4)*, Palermo.
- RUGGIERI G. (1962) - *La serie marina pliocenica e quaternaria della Romagna*. *Boll.Mens. Camera Comm. Ind. Agric.*: 1-79, Forlì.
- RUGGIERI G. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F.108 "Mercato Saraceno"*. 1-56, IPZS, Roma.
- RUGGIERI G. (1976) - *Individuazione del Pleistocene basale nella sezione di Castrocaro (Forlì)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 881-890, Roma.
- RUGGIERI G. & SELLI R. (1950) - *Il Pliocene e il Postpliocene dell'Emilia*. *Int. Geol. Congr.*, XVIII (1948), **9**: 85-93, Londra.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1976 a) - *Considerazioni paleogeografiche sul Messiniano superiore*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 1121-1126, Roma.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1976 b) - *Messiniano Salinity Crisis and its Paleogeographical Implications*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **20**: 13-21.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1978) - *The "Desiccation Theory" and its Evidence in Italy and Sicily*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **XVI**: 115-169, Roma.
- RYAN W.B.F. (1976) - *Quantitative Evaluation of the Depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene Salinity Crisis*. *Sedimentology*, **23**: 791-813.
- SANI F. (1991) - *Rilevamento strutturale della catena appenninica nel settore Firenzuola-Bocca Trabaria*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **XLVI**: 327-337, IPZS, Roma.
- SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1979) - *Schema geologico del Messiniano nel Pesarese*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**: 165-188, Roma.
- SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro*. *Giorn. Geol.*, ser.2: 1-268, Bologna.
- SELLI R. (1960) - *Il Messiniano Mayer-Eymar 1867. Proposta di un neostratotipo*. *Giorn. Geol.*, ser.2, **28**: 1-33, Bologna.
- SELLI R. (1967) - *Cenni geologici generali sull'Appennino emiliano-romagnolo*. In SELLI R. (ed.), *Com. Neog. Medit.*, IV Congr., *Guida alle escursioni*: (88-97), Bologna.
- SIGNORINI R. (1940) - *Sulla tettonica dell'Appennino romagnolo*. *R. Acc. d'It., Rend. Cl. Sci. Fis., Mat. e Nat.*, ser.VII (I), **8**: 370-383, Roma.
- SIGNORINI R. (1941) - *Struttura dell'Appennino tra la Val Tiberina e l'Urbinate*. *Giorn. di Geol.*, ser.2, **15**: 3-15, 2 tavv., Bologna.
- SUPPE J. & MEDVEDEV D.A. (1984) - *Fault-propagation Folding*. *G.S.A., Abstracts with programs*, **16**: 1-670.
- TAVIANI M. (1994) - *The "calcari a Lucina" Macrofauna Reconsidered: Deep-sea Faunal Oases from Miocene-age Cold Vents in the Romagna Apennines, Italy*. *Geo-Marine Letters*, **14**: 185-191.

- TAVIANI M., AHARON P. & VAI G.B. (1992) - *Discovery of Vesicomys-faunas in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene of Romagna Apennines, Italy)*. IUGS-SOG, Miocene Columbus Project, Abstracts: 103, Portonovo (Ancona, Italy).
- TEN HAAF E. & VAN HAMEL W.A. (1979) - *Nappes of the Alta Romagna*. Geol. en Mijn., **58** (2): 145-152.
- TERZI C. (1993 a) - *Applicazioni della geochimica degli isotopi stabili (ossigeno e carbonio): i Calcari a Lucina dell'Appennino tosco-romagnolo*. Tesi di dottorato, Università di Bologna, 1-137.
- TERZI C. (1993 b) - *The "Calcari a Lucina" (Lucina Limestones) of the Tuscan-Romagna Apennines as Indicator of Miocene Cold Seep Activity (Northern Apennines, Italy)*. Giorn. Geol. ser.2, **55** (2): 71-81, Bologna.
- TERZI C., AHARON P., RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (1994) - *Petrography and Stable Isotope Aspects of Cold-vent Activity Imprinted on the Miocene-age "calcari a Lucina" from Tuscan and Romagna Apennines, Italy*. Geo-Marine Letters, **14**.
- TOMADIN L. (1969) - *Le argille plio-pleistoceniche del Santerno nel quadro della sedimentazione neogenica del bacino romagnolo*. Giorn. Geol., ser.2, **35**: 199-212, Bologna.
- VAI G.B. (1987) - *Migrazione complessa del sistema fronte deformativo-avanzosa-cercine periferico: il caso dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol.It., **XXXVIII**: 95-105, Roma.
- VAI G.B. (1988) - *A Field Trip Guide to the Romagna Apennine Geology: The Lamone Valley*. In: DE GIULI C. & VAI G.B. (eds.), *Fossil Vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines*. International Workshop: 7-37, Faenza.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1977) - *Algal Crusts, Autochthonous and Clastic Gypsum in a Cannibalistic Evaporite Basin: a Case History from the Messinian of Northern Apennines*. Sedimentology, **24**: 211-244.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1978) - *The Vena del Gesso in Northern Apennines: Growth and Mechanical Breakdown of Gypsifield Algal Crusts*. Mem. Soc. Geol. It., **XVI**: 217-249, Roma.
- VANN I.R., GRAHAM R.H. & HAYWARD A.B. (1986) - *The structure of Mountain Fronts*. Journ. of Struct. Geology, **8**: 215-227.
- 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.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope Movements Types and Processes*. In: *Landslides: Analysis and Control*. Transportation Research Board, National Academy of Science, Special Report 176.
- VIANELLO G. (ed.), BATICCI G., DA VIÀ A., FRANCAVILLA F., GORGONI C., MARTINELLI G., NACHIRA F., SIGHINOLFI G.P. & ZECCHI R. (1982) - *Caratteri geoidrologici e geotermici dell'Emilia-Romagna*. CNR-Regione Emilia-Romagna, 1-177, Pitagora, Bologna.
- VIANELLO G. (ed.), CIABATTI M., GIORGI G., MARABINI F. & IDROSER S.P.A. (1982) - *Carta della propensione al dissesto idrogeologico dell'Emilia-Romagna*. CNR-Regione Emilia-Romagna, 1-166, Pitagora, Bologna.
- ZUFFA G.G. (1980), *Hybrid Arenites: Their Composition and Classification*. Journal of Sedimentary Petrology, **50**, 1, 21-29.