

**APAT***Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici*

DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO
Servizio Geologico d'Italia
Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

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

foglio 267
SAN MARINO

a cura di

G. Cornamusini¹⁻², P. Conti¹⁻², F. Bonciani¹, I. Callegari¹, L. Carmignani¹⁻², L. Martelli³, S. Quagliere³

Con il contributo di:

P. Pieruccini, M. Coltorti² (stratigrafia del Quaternario del settore marchigiano)

L.M. Foresi² (biostratigrafia del settore marchigiano)

M. Filippini⁴ (cave)

S. Rossini⁵ (cave e sorgenti Repubblica di San Marino)

¹ Centro di Geotecnologie, Università degli Studi di Siena

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena

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

⁴ Assessorato Ambiente, Provincia di Rimini

⁵ Dipartimento del Territorio, Repubblica di San Marino

Direttore Responsabile del Dipartimento Difesa del Suolo (APAT):

Responsabile del Progetto CARG per APAT - Dipartimento Difesa del Suolo: F. GALLUZZO

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

Coordinatore scientifico: L. CARMIGNANI, L. MARTELLI

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

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

PER APAT - DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO:

Revisione scientifica:

Coordinamento cartografico:

Revisione informatizzata dei dati geologici:

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

Gestione tecnico-amministrativa:

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI SIENA:

Allestimento editoriale e cartografico: B. Graziosi, D. Graziosi, M.L. Antompaoli, G. Cornamusini, F. Bonciani

Allestimento informatizzazione dei dati geologici: B. Graziosi, L. Giannetti

Allestimento cartografico per la stampa a cura del:

Laboratorio Cartografia Digitale e GIS, Centro di Geotecnologie,
Università degli Studi di Siena

INDICE

I - INTRODUZIONE	Pag. 7
II - STUDI PRECEDENTI	» 11
III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 15
1. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA.....»	15
2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....»	17
IV - STRATIGRAFIA	» 23
1. - SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA»	24
1.1. - SCHLIER	» 25
1.2. - FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA MARCHIGIANA	» 26
1.2.1. - <i>Membro di S. Angelo in Vado</i>	» 27
1.2.2. - <i>Litofacies di Urbania</i>	» 28
1.2.3. - <i>Litofacies di Belvedere</i>»	28
1.2.4. - <i>Membro di Urbino</i>	» 28
1.2.5. - <i>Litofacies della Valle di Schieti</i>	» 29
1.2.6. - <i>Litofacies arenaceo-pelitica</i>»	29
1.3. - TRIPOLI E MARNE TRIPOLACEE	» 29
1.4. - FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA	» 30
2. - SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO	» 31
2.1. - FORMAZIONE DI TETTO	» 32
2.2. - FORMAZIONE DI SAN DONATO.....»	34
2.2.1 - <i>Litofacies di Ranco (o orizzonte di frana sottomarina)</i>	» 35
2.2.2. - <i>Litofacies di Battilana</i>»	35
2.3. - FORMAZIONE A COLOMBACCI	» 36
2.3.1. - <i>Litofacies arenacea</i>	» 37
2.3.2. - <i>Litofacies di Pietrarubbia</i>	» 38
2.3.3. - <i>Litofacies pelitico-arenacea</i>»	38

2.4. - ARGILLE AZZURRE	38
2.4.1. - <i>Litofacies arenaceo-pelitica</i>	42
2.4.2. - <i>Litofacies arenacea</i>	43
2.4.3. - <i>Membro delle arenarie di Borello</i>	43
2.4.4. - <i>Litofacies pelitico-arenacea</i>	44
2.4.5. - <i>Litofacies arenacea</i>	46
2.4.6. - <i>Litofacies conglomeratica</i>	46
2.4.7. - <i>Membro arenaceo di Montecalvo in Foglia</i>	46
2.4.8. - <i>Litofacies arenacea</i>	48
2.4.9. - <i>Litofacies pelitico-arenacea</i>	49
2.4.10. - <i>Litofacies delle marne di Corpolò</i>	49
2.4.11. - <i>Litofacies delle argille ed arenarie di Lardiano</i>	50
3. - LIGURIDI	50
3.1. - ARGILLE VARICOLORI	51
3.1.1. - <i>Litofacies arenacea</i>	52
3.1.2. - <i>Litofacies calcareo-arenacea</i>	53
3.1.3. - <i>Litofacies marnosa</i>	53
3.2. - FORMAZIONE DI SILLANO	53
3.3. - FORMAZIONE DI MONTE MORELLO	55
3.3.1. - <i>Litofacies di C. Nuova</i>	57
4. - SUCCESSIONE EPILIGURE	57
4.1. - CARATTERI DELLE PLACCHE EPILIGURI	58
4.1.1. - <i>Principali placche epiliguri</i>	59
4.2. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA.....	62
4.3. - FORMAZIONE DI SAN MARINO	62
4.3.1. - <i>Membro di base</i>	65
4.3.2. - <i>Membro dei calcari stratificati</i>	65
4.3.3. - <i>Membro di San Alberico</i>	66
4.4. - FORMAZIONE DI MONTE FUMAILO	66
4.4.1. - <i>Membro di Monte Aquilone</i>	67
4.4.2. - <i>Membro della Vetta</i>	67
4.5. - ARGILLE DI MONTEBELLO.....	67
4.6. - FORMAZIONE DI ACQUAVIVA	68
4.6.1. - <i>Litofacies conglomeratica</i>	69
4.7. - ARGILLE DI CASA I GESSI	69
4.8. - FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA	71
4.9. - FORMAZIONE DI CASA MONTE SABATINO	72
4.9.1. - <i>Litofacies conglomeratica</i>	73

4.9.2. - <i>Litofacies arenacea</i>»	74
5. - DEPOSITI QUATERNARI	74
5.1. - SINTEMI DEL VERSANTE MARCHIGIANO	75
5.1.1. - <i>Sintema di Matelica</i>»	75
5.1.2. - <i>Sintema del Musone</i>	75
5.2. - SINTEMI DEL VERSANTE ROMAGNOLO	76
5.2.1. - <i>Sintema Emiliano-Romagnolo superiore</i>	77
5.2.1.1. - Subsintema di Bazzano	78
5.2.1.2. - Subsintema di Villa Verucchio	78
5.2.1.3. - Subsintema di Ravenna.....»	78
5.2.1.4. - Unità di Modena	79
5.3. - DEPOSITI QUATERNARI NON DISTINTI IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	80
5.3.1. - <i>Depositi di versante, coltri eluvio-colluviali, detriti di falda</i>»	80
5.3.2. - <i>Frane in evoluzione, frane senza indizi di evoluzione, frane antiche</i>»	81
 V - TETTONICA	 83
1. – INTRODUZIONE	83
2. - ASSETTO TETTONICO	84
2.1. - TETTONICA DELLA SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO- ROMAGNOLA E DELLA SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO PRE-COLTRE	84
2.2. - TETTONICA DELLA SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO “POST-COLTRE”	87
2.3. - TETTONICA DELLE LIGURIDI E DELLA SUCCESSIONE EPILIGURE	87
2.4. - EVOLUZIONE STRATIGRAFICO-STRUTTURALE E MESSA IN POSTO DELLA COLTRE DELLA VAL MARECCHIA	89
 VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA»	 93
1. - FRANE.....»	93
1.1. - LE TIPOLOGIE E LA DISTRIBUZIONE DEI MOVIMENTI FRANOSI	94
1.1.1. - <i>Frane per colamento</i>	94

1.1.1.1. - Colamenti di piccole dimensioni.....»	95
1.1.1.2. - Colamenti “di impluvio”	96
1.1.1.3. - Colamenti complessi.....»	96
1.1.2. - <i>Frane per scivolamento</i>»	99
1.1.3. - <i>Frane per crollo e ribaltamento</i>»	100
1.2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE.....»	101
2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE	102
3. - SORGENTI	106
VII - RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	113

I – INTRODUZIONE

Il rilevamento del Foglio 267-San Marino della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 67/88), tramite convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e la Regione Emilia-Romagna.

Il Foglio 267 comprende un territorio piuttosto articolato da un punto di vista amministrativo, quale è la Val Marecchia-Montefeltro settentrionale. Il settore nord-orientale ricade nella Regione Emilia-Romagna, il settore centro-settentrionale nella Repubblica di San Marino ed il settore meridionale nella Regione Marche. Le province italiane interessate sono quelle di Forlì-Cesena, Rimini e Pesaro-Urbino.

Per il rilevamento del territorio della Repubblica di San Marino e l'informatizzazione e l'allestimento per la stampa di tutto il Foglio, è stato stipulato un Protocollo di Intesa tra il Servizio Geologico d'Italia e la Repubblica di San Marino. La Regione Emilia-Romagna ha messo a disposizione i rilevamenti a scala 1:10.000 della porzione del Foglio compresa nel suo territorio, realizzati dall'Università degli Studi di Bologna e dal Servizio Geologico Regionale (Responsabile del Progetto R. PIGNONE). La Regione Marche ha messo a disposizione i rilevamenti a scala 1:10.000 della porzione del Foglio compresa nel suo territorio, realizzati dall'Università degli Studi di Siena (Responsabile del Progetto per la Regione Marche: M. PRINCIPI e per l'Università di Siena: L. CARMIGNANI, Coordinatore scientifico per la geomorfologia: M. COLTORTI).

Il Responsabile del Foglio 267-San Marino a scala 1:50.000 è R. PIGNONE della Regione Emilia-Romagna. Il rilevamento geologico dell'area romagnola e sanmarinese è stato curato dalla Regione Emilia-Romagna, con L. MARTELLI (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna) in qualità di Coordinatore scientifico e Direttore del Rilevamento geologico, M. DE DONATIS (Università di Urbino), A. BENINI (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna) e S. QUAGLIERE (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna) come rilevatori dell'area romagnola; i rilevatori del territorio della Repubblica di San Marino sono S. ROSSINI (Dipartimento Territorio, Ambiente, Agricoltura della Repubblica di San Marino) e S. QUAGLIERE. Il rilevamento geologico della porzione del Foglio compresa nella Regione Marche è stato eseguito da un gruppo di lavoro del Centro di Geotecnologie e del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena: Coordinatore scientifico L. CARMIGNANI, Direttore del Rilevamento G. CORNAMUSINI, Rilevatori F. BONCIANI, I. CALLEGARI, P. CONTI, G. CORNAMUSINI, S. DI GRAZIA, R. FALASCHI, E. GUASTALDI, P. PIERUCCINI, S. PIGNONE, e M.L. VITI. Il Coordinatore del Rilevamento delle coperture quaternarie per il territorio marchigiano è stato P. PIERUCCINI.

I rilevamenti geologici originali eseguiti a scala 1:10.000 sono stati compiuti negli anni 1995-2000 per l'area romagnola e negli anni 2000-2001 per l'area marchigiana e sanmarinese. La banca dati a scala 1:25.000 contiene quasi tutti i dati rilevati, mentre per la stampa del Foglio a scala 1:50.000 sono state necessarie alcune semplificazioni.

Il rilevamento geologico è stato condotto secondo i criteri litostratigrafici per le unità pre-quaternarie, secondo il criterio delle *Unconformity Bounded Stratigraphic Units* (UBSU, SALVADOR, 1987; 1994) per i terreni quaternari alluvionali, mentre i depositi quaternari di versante sono stati cartografati secondo criteri litologici e morfogenetici, indipendentemente dal bacino di appartenenza e senza una formale connotazione stratigrafica. A supporto delle attività cartografiche di campagna, sono state eseguite campionature a fini biostratigrafici e petrografici sulle unità prequaternarie. Le analisi biostratigrafiche hanno riguardato lo studio delle associazioni a foraminiferi (L.M. FORESI, Università di Siena e A.M. BORSETTI, Università di Bologna) e a nannofossili calcarei (R. CATANZARITI, Istituto di Geoscienze e Georisorse, C.N.R., Pisa). Le analisi petrografiche, soprattutto rivolte ai sedimenti terrigeni, sono state condotte in sezione sottile.

Le scale biostratigrafiche zonali utilizzate sono quelle di IACCARINO & SALVATORINI (1982) e di FORESI *et alii* (2002) per i foraminiferi (fig. 1), mentre per i nannofossili sono quelle di SISSINGH (1977) per il Cretacico, di MARTINI

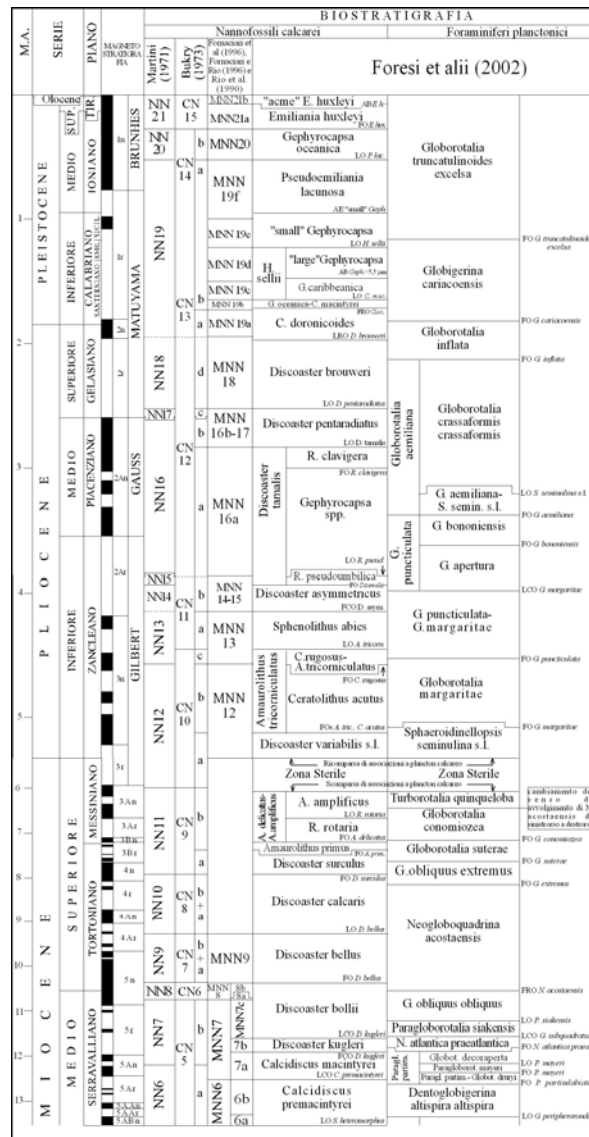


Fig. 1 - Schema biostratigrafico utilizzato per l'inquadramento delle unità litostratigrafiche dell'intervallo Miocene medio-Pleistocene, integrato con la scala magnetostratigrafica e con quella geocronologica (da FORESI et alii, 2002).

(1971), di RIO *et alii* (1990), di FORNACIARI & RIO (1996) e di FORNACIARI *et alii* (1996) per il Cenozoico.

II - STUDI PRECEDENTI

Questo settore dell'Appennino Settentrionale, che funge da cerniera tra l'Appennino romagnolo e l'Appennino umbro-marchigiano, data la peculiarità geologica e geomorfologica dovuta alla presenza della Coltre alloctona della Val Marecchia, è sempre stato al centro dell'interesse di numerosi studiosi e ricercatori. Tra i primi lavori, risalenti alla seconda metà dell'ottocento, sono da ricordare quelli di SCARABELLI GOMMI FLAMINI (1851, 1880) e di PARETO (1865), che definirono un primo quadro geologico-cartografico dell'area.

Con la I edizione della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000, fogli Mercato Saraceno e Pesaro (SACCO, 1937; PRINCIPI, 1939), per la prima volta fu definito in modo organico il quadro geologico-stratigrafico, anche utilizzando i dati emersi nei numerosi lavori all'epoca effettuati nell'area (TRABUCCO, 1906; NELLI, 1907; DE GASPERI, 1922; PRINCIPI, 1925a, 1925b; BONARELLI, 1929).

La comparsa di un quadro sintetico ed organico, quale rappresentò la Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, innescò un'abbondante produzione di ricerche finalizzate ad un maggiore affinamento della stratigrafia e della tettonica della regione. Si ricordano vari lavori di carattere stratigrafico (SELLI, 1952; RUGGIERI, 1953, 1954; SELLI, 1954; VENZO, 1954; RUGGIERI, 1956, 1958; AMADESI, 1962; RICCI LUCCHI, 1964; STERN, 1969) e lavori di carattere strutturale (SIGNORINI, 1940, 1941, 1946, 1956). Questi studi culminarono con la redazione della II edizione della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000

dei fogli 108-Mercato Saraceno e 109-Pesaro e le relative note illustrative, rispettivamente di RUGGIERI (1970) e di CARLONI *et alii* (1971).

Uno dei principali dibattiti scientifici relativo all'area in oggetto, ha riguardato e riguarda ancora oggi, le modalità della messa in posto della Coltre alloctona della Val Marecchia. BONARELLI (1929) per primo definì il carattere alloctono dei terreni della coltre. Tra i primi modelli che tentarono di definire i rapporti tra la successione autoctona ed i terreni alloctoni, prevalse negli anni '40 e '50, il modello puramente gravitativo (BONARELLI, 1929; SIGNORINI, 1940, 1942, 1946; MIGLIORINI, 1948; MERLA, 1951; RUGGIERI, 1956; SIGNORINI, 1956; RUGGIERI, 1958). Sempre ad un modello di messa in posto prevalentemente di tipo gravitativo, si sono rifatti più recentemente anche alcuni Autori di scuola olandese (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; DE FEYTER *et alii*, 1986; DE FEYTER, 1991), mentre altri Autori hanno elaborato un modello prevalentemente legato a tettonica compressiva (CONTI *et alii*, 1987; CONTI, 1989, 1994; CERRINA FERONI *et alii*, 2002a), sulla base dei processi di formazione dei "complessi caotici" nell'Appennino emiliano-romagnolo (BETTELLI *et alii*, 1987; CASTELLARIN & PINI, 1987). Un'ipotesi di meccanismo ibrido, legato ad un innesco tettonico, ma con modalità di messa in posto di tipo gravitativo, è stata invocata da alcuni Autori (RICCI LUCCHI & ORI, 1985; RICCI LUCCHI, 1986; VENERI, 1986; MANNORI & SANI, 1987).

L'importanza della tettonica trasversale per la messa in posto della coltre alloctona è stata inoltre sottolineata da numerosi Autori (GHELARDONI, 1965; RICCI LUCCHI, 1975; LAVECCHIA & PIALLI, 1980; FAZZINI & GELMINI, 1982; RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; BOCCALETTI *et alii*, 1985; CASTELLARIN *et alii*, 1985; LIOTTA, 1991; CONTI & GELMINI, 1995), i quali hanno indicato l'esistenza di un importante lineamento antiappenninico in corrispondenza della Val Marecchia.

Le sintesi geologiche più recenti, che raccolgono le varie interpretazioni sull'assetto stratigrafico-strutturale di buona parte dell'area, supportate da carte geologiche, sono di CONTI (1989, 1994), DE FEYTER (1991) e CERRINA FERONI *et alii* (2002a;b).

Altri lavori riguardano più specificamente singoli argomenti, sia di carattere stratigrafico-sedimentologico, che strutturale. La successione autoctona messiniana è stata studiata dal punto di vista stratigrafico, paleoambientale e sedimentologico da numerosi Autori, soprattutto relativamente ai rapporti tra i sedimenti pre- e postevaporitici (FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973; SAVELLI & WEZEL, 1978; DE FEYTER & MOLENAAR, 1984; MOLENAAR & DE FEYTER, 1985; BASSETTI *et alii*, 1994; ROVERI *et alii*, 1998; ROVERI *et alii*, 2001; 2006). La successione pliocenica successiva alla messa in posto della coltre, soprattutto quella riguardante il bacino di Montecalvo in Foglia è stata abbondantemente studiata sia per quanto riguarda gli aspetti sedimentologici che biostratigrafici

(CAPUANO *et alii*, 1986a; CAPUANO *et alii*, 1987). Le successioni epiliguri sono state inquadrare e definite per quanto riguarda gli aspetti stratigrafici ed i rapporti con il substrato deposizionale alloctono (RICCI LUCCHI, 1967a, 1986; CONTI *et alii*, 1987; CONTI, 1994). Le caratteristiche dei terreni liguri l.s. coinvolti nella coltre alloctona, indicati nella II edizione della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 come "Terreni caotici eterogenei" e come "Complesso indifferenziato" o "Complesso caotico", sono riportate nei lavori di VENERI (1986), CONTI (1989, 1994), DE FEYTER (1991).

La tettonica della successione autoctona umbro-marchigiana è stata trattata, tra gli altri, da DE DONATIS & MAZZOLI (1994), DE DONATIS *et alii* (1998), COWARD *et alii* (1999), SPERANZA *et alii* (1997).

Per un inquadramento regionale dell'area, i principali riferimenti sono rappresentati dalle cartografie di sintesi, alla scala dell'Appennino Settentrionale, essenzialmente derivate dalla II edizione della Carta Geologica d'Italia di ABBATE *et alii* (1970) e BOCCALETTI & COLI (1982) e la recente Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:250.000 di CERRINA FERONI *et alii* (2002a), elaborazione di sintesi di cartografie CARG e 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna e di aree limitrofe. Il Foglio è inoltre attraversato dal profilo sismico CROP03 (fig. 2) i cui risultati ed interpretazioni per l'area in esame, sono presenti tra gli altri, in BARCHI *et alii* (1998a,b,c) ed in DE DONATIS *et alii* (1998).

I depositi continentali quaternari sono costituiti prevalentemente da alluvioni terrazzate che sono state oggetto di studi da parte di NESCI & SAVELLI (1986; 1990; 1991), ELMI *et alii* (1991), NESCI *et alii* (1992, 1995) e FANUCCI *et alii* (1996).

L'area è stata inoltre oggetto di studi a carattere geotecnico e geomorfologico riguardanti le frane e le deformazioni gravitative profonde di versante da parte di CANCELLI *et alii* (1984; 1987), GORI & VANNUCCI (1987), RIBACCHI & TOMMASI (1988), CATURANI *et alii* (1991), CONTI & TOSATTI (1991; 1993), ANTONINI *et alii* (1993), CANUTI (1993), CANCELLI & CASAGLI (1995), NESCI *et alii* (1995), FANUCCI *et alii* (1996), GUZZETTI *et alii* (1996) e NESCI *et alii* (2002), mentre la sismicità dell'area è trattata da GASPARINI & MARAMAI (1989).

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Fisiograficamente l'area del Foglio 267-San Marino risulta fortemente influenzata dalle caratteristiche litologiche del substrato e dal suo assetto giaciturale. Le quote maggiori si raggiungono nell'estremo settore sud-occidentale, in corrispondenza del versante orientale di Monte Carpegna, dove la presenza dei litotipi calcarei e calcareo-marnosi della Formazione di Monte Morello, geometricamente sovrapposti ai litotipi prevalentemente argillosi delle Argille Varicolori, ha favorito il modellamento delle scarpate di morfoselezione di Costa dei Salti-Monte Boaggine con quote che raggiungono i 1380 m s.l.m.

Nel resto dell'area, dove affiorano i terreni delle Liguridi e della Successione epiligure, i forti contrasti di competenza hanno guidato l'erosione selettiva verso il modellamento di un paesaggio a forte influenza litologica, che ha valso l'istituzione di una peculiare unità fisiografica "rupestre e calanchiva". Le forme caratteristiche sono per tanto date da ampie zone calanchive, rese uniche dai vivaci colori del substrato, e dalle isolate rupi calcaree (San Marino, Montone, San Leo, Montefotigno, Sassofeltrio), che spiccano come imponenti forme lito-

strutturali, superando dislivelli anche di svariate centinaia di metri con scarpate sub-verticali che evolvono per arretramento parallelo (*parallel retreat*, KING, 1953, 1957), in virtù dei sistemi di fratturazione sub-verticali e della rapida rimozione del detrito al piede che impedisce l'accumulo di una falda detritica e lo sviluppo di un versante di sostituzione.

Il settore orientale del Foglio è invece caratterizzato da rilievi collinari (unità fisiografica collinare del bacino peri-adriatico), con quote che gradualmente diminuiscono fino alla pianura costiera adriatica. Le morfologie tipiche in quest'area sono le dolci ondulazioni prodotte da fenomeni di soliflusso e colate superficiali che tendono a un'attenuazione progressiva dell'acclività dei versanti, ma localmente prevalgono condizioni di resistività ed i fenomeni di ruscellamento concentrato favoriscono la formazione di ampie aree calanchive. La regolare alternanza litologica tra argille ed arenarie e la giacitura poco inclinata degli strati, nell'area sud-orientale del Foglio, determina la formazione di versanti a gradoni, spettacolari tra Auditore e Ripamassana.

Il reticolo idrografico è prevalentemente di tipo dendritico, in continua evoluzione a causa del modellamento gravitativo dei versanti. I corsi d'acqua principali hanno direzione SW-NE e presentano locali fenomeni di inadattamento litostrutturale dell'idrografia. Da N verso S rientrano nel Foglio:

- il Fiume Marecchia per il breve tratto in cui riceve i suoi principali affluenti di destra, T. Mazzocco e T. San Marino. Presenta un ampio letto ghiaioso di tipo *braided* ed un piano alluvionale terrazzato con bruschi restringimenti in corrispondenza delle soglie erosive rappresentate dalle rupi calcaree;

- il Torrente Marano, caratterizzato da un andamento lineare ed incassato nella parte alta che diventa via via più sinuoso fino a meandriforme nella porzione distale dove la pianura alluvionale si amplia per connettersi alla pianura costiera di Riccione;

- il Torrente Conca, che nel tratto prossimale ha un corso relativamente rettilineo, con elevata pendenza, ed è incassato nei versanti dai quali riceve forti contributi detritici che vengono depositati nella porzione mediana dove, a partire da Mercatino Conca, si osserva una brusca diminuzione di pendenza ed un letto localmente sovralluvionato con andamento a canali intrecciati per passare, nel tratto più distale (Morciano di Romagna), ad un corso sinuoso incassato all'interno della pianura alluvionale che si amplia verso mare. Da evidenziare come la DGPV del versante sud di M. S. Paolo, che impone una vistosa deviazione al T. Conca a valle di Monte Cerignone, e l'erosione regressiva del Rio Fogliola a monte di Palazzo di Ferro concorrano, per vie diverse ed indipendenti, a favorire la cattura del T. Conca, nei pressi di Case Nuove, da parte del Rio Fogliola stesso.

- il Fiume Foglia, attraversa per un breve tratto la porzione meridionale del Foglio, con un corso molto sinuoso incassato all'interno di una pianura

alluvionale relativamente ampia e terrazzata dove si osservano le antiche direzioni di scorrimento (paleoalvei).

Nella porzione sud-orientale del Foglio i fiumi principali danno luogo ad un interessante fenomeno di adattamento litostrutturale parziale della rete idrografica. L'ampia sinforme di Tavoleto, impostata sui depositi del Pliocene inf.-medio del Membro arenaceo di Montecalvo in Foglia, presenta una debole inclinazione assiale verso NW e, assieme alla dorsale di Montefiore-Montescudo, dà luogo ad un rilievo a "zig-zag", riconoscibile nelle sue linee generali tra Ripamassana, Montecalvo in Foglia, Albereto e Sant'Ansovino, pur variamente complicato e modellato dalla forte impronta morfodinamica dell'area. Il T.Conca, nel suo tratto mediano, presenta un andamento diaclinale rispetto alle strutture menzionate, ma le ampie inflessioni del corso, verso SE tra Mercatino Conca e Fratte, e verso NW tra Fratte e Osteria Nuova, sono espressione di un parziale adattamento litostrutturale, tanto da assumere localmente (tra Chitarrara e Morciano di Romagna) un andamento ortoclinale. Più marcato è lo stesso fenomeno relativamente al corso del principale affluente di destra, il Rio Ventena di Castelnuovo, che diventa Rio Ventena di Gemmano dopo la confluenza con il F.sso Burano, ed ancora di più per il F. Foglia che assume, per un breve tratto a valle di Casinina, un andamento ortoclinale susseguente in valle omoclinale. Il tratto è molto breve e presto il fiume devia in direzione diaclinale. L'immersione assiale delle strutture rende ragione a questo aumento progressivo verso SW del parziale adattamento litostrutturale della rete idrografica.

Praticamente assenti fenomeni carsici degni di nota nelle calcareniti della Formazione di San Marino della Successione epiligure: la dissoluzione, favorita dalle diaclasi principali, non ha portato allo sviluppo di una speleogenesi significativa e l'unico esempio di grotta visitabile del Foglio è quella di Onferno che, con uno sviluppo di oltre 1350 m, si sono formate a spese dei gessi messiniani e che presentano singolari e talora colorate concrezioni gessose in forma di grandi cristalli pendenti dal soffitto delle sale (mammelloni), cascate e pisoliti di grotta.

2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Foglio 267-San Marino è rappresentativo di una porzione esterna dell'Appennino Settentrionale (fig. 2). In questa area si riconoscono due principali insiemi strutturali, riferiti a successioni appartenenti a domini paleogeografici distinti (fig.3):

a) l'insieme della "Successione umbro-marchigiano-romagnola" e della "Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico" in posizione sostanzialmente autoctona, deposti in un intervallo di tempo che va rispettivamente dal Tortoniano al Messiniano e dal Messiniano superiore al Pleistocene inferiore;

b) la "Coltre della Val Marecchia" in posizione alloctona, costituita da una successione cretacico-terziaria intensamente deformata ("Liguridi") e da una sovrastante successione oligo-miocenica meno deformata ("Successione epiligure").

Sulla base dei rapporti con la Coltre della Val Marecchia, l'insieme autoctono (Successione umbro-marchigiano-romagnola e Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico) può essere suddiviso in (fig. 3, fig. 4):

- una successione "paleoautoctona" rappresentata dalle unità litostratigrafiche deposte precedentemente alla messa in posto della Coltre della Val Marecchia;
- una successione "parautoctona" che ha subito traslazioni maggiori rispetto alla successione paleoautoctona;
- una successione "neoautoctona" deposta al di sopra dei termini alloctoni, successivamente alla loro messa in posto. La parte più esterna della successione neoautoctona è blandamente deformata, mentre nelle porzioni più interne, deposte negli stadi finali della messa in posto dell'alloctono, si presenta più deformata.

Le unità della Coltre della Val Marecchia possono essere suddivise in unità che hanno subito importanti traslazioni ("alloctono", cioè le Liguridi s.s.) e quelle deposte sulle unità alloctone mentre queste si deformavano ("semialloctono", cioè la Successione epiligure) (fig. 3).

La successione paleoautoctona affiorante nel Foglio è rappresentata dalle formazioni sottostanti la coltre alloctona, ovvero da formazioni di età compresa tra il Tortoniano e il Pliocene inferiore (Zona a *Globorotalia puncticulata*). La successione neoautoctona (post-coltre) è invece formata dai depositi del Pliocene inferiore e medio-superiore (Zona a *G. puncticulata* e Zona a *G. aemiliana*) ed alla sommità, del Pleistocene inferiore.

La parte più interna della Successione umbro-marchigiano-romagnola, costituita dalla Formazione Marnoso-Arenacea langhiano-serravalliana, corrispondente allo stadio più interno dell'avanfossa romagnola ("Inner stage" di RICCI LUCCHI, 1975, 1981a), è scollata dal suo substrato e considerata da alcuni autori (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; DE FEYTER *et alii*, 1986; VAN WAMEL & ZWART, 1990; DE FEYTER, 1991) come un'unità sovrascorsa sulla porzione di Formazione Marnoso-Arenacea di età tortoniana, corrispondente al riempimento dell'avanfossa tardo-miocenica o esterna ("Outer stage" di RICCI LUCCHI, 1975, 1981a).

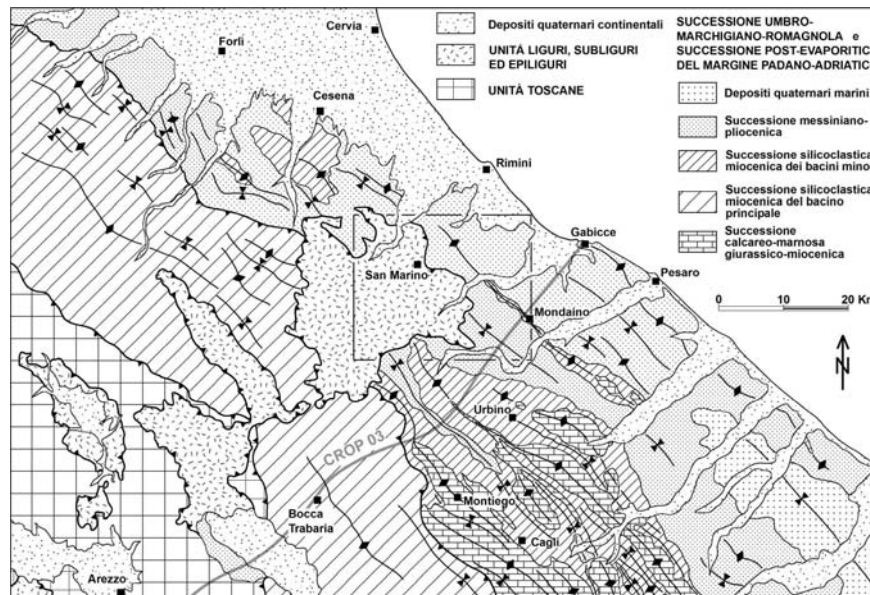


Fig. 2 - Schema geologico dell'Appennino emiliano-romagnolo. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 267-San Marino, in grigio è indicata la traccia del profilo CR0P 03, riportato in fig 16.

Il complesso alloctono comprende le formazioni liguri di età compresa tra il Cretacico e l'Eocene, tipicamente costituite da depositi bacinali profondi con elementi di rocce derivate da crosta e mantello oceanico, provenienti dai settori più interni dell'orogene, mentre il complesso semialloctono è costituito da terreni di età compresa tra l'Oligocene e il Messiniano superiore-Pliocene basale che poggiano in discordanza sulle formazioni liguri.

La Coltre della Val Marecchia attualmente costituisce un lembo isolato di formazioni derivate dal Dominio Ligure. Sono tuttora oggetto di dibattito le modalità di messa in posto della Coltre della Val Marecchia ed i suoi rapporti sia con le unità liguri dell'Appennino Settentrionale, sia con i depositi della Successione umbro-marchigiano-romagnola. Non esiste un'interpretazione unanimemente accettata sui meccanismi di messa in posto della coltre; le ipotesi variano fra meccanismi di scivolamento gravitativo (MERLA, 1951; SELLI, 1967; TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; REUTTER *et alii*, 1980; DE FEYTER *et alii*, 1986; VAN DEN BERG, 1990; DE FEYTER, 1991), meccanismi puramente tettonici (CONTI, 1989, 1994; CONTI & GELMINI, 1995; CONTI & TOSATTI, 1996; CERRINA FERONI *et alii*, 2002a), meccanismi misti, tipici delle frane orogeniche (RICCI LUCCHI, 1986; 1987; ROVERI *et alii*, 1999; CARMIGNANI *et alii*, 2002).

Dibattuta è anche l'interpretazione dei limiti della Coltre, difatti, alcuni autori li considerano primari, ovvero quella attualmente osservabile sarebbe approssimativamente l'originaria estensione delle unità alloctone nell'area (LUCENTE *et alii*, 2002 cum bib).

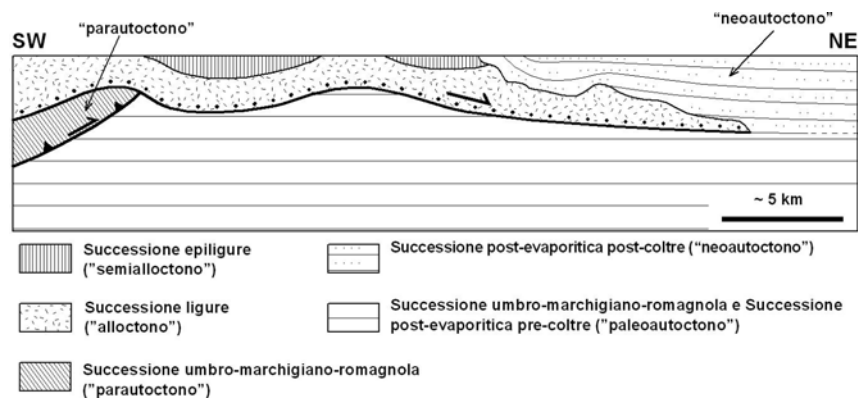


Fig. 3 - Sezione geologica schematica attraverso l'area studiata (da DE FEYTER, 1991, modificato).

Diversamente altri autori considerano l'attuale affioramento della coltre, ciò che rimane dopo che il processo erosivo ha smantellato la quasi totalità dei terreni alloctoni che originariamente coprivano un'area molto più vasta, in continuità con le falde liguri s.l. dell'Appennino emiliano (VAI, 1988; ANELLI *et alii*, 1994; CERRINA FERONI *et alii*, 1997; ZATTIN *et alii*, 2000; CERRINA FERONI *et alii*, 2001).

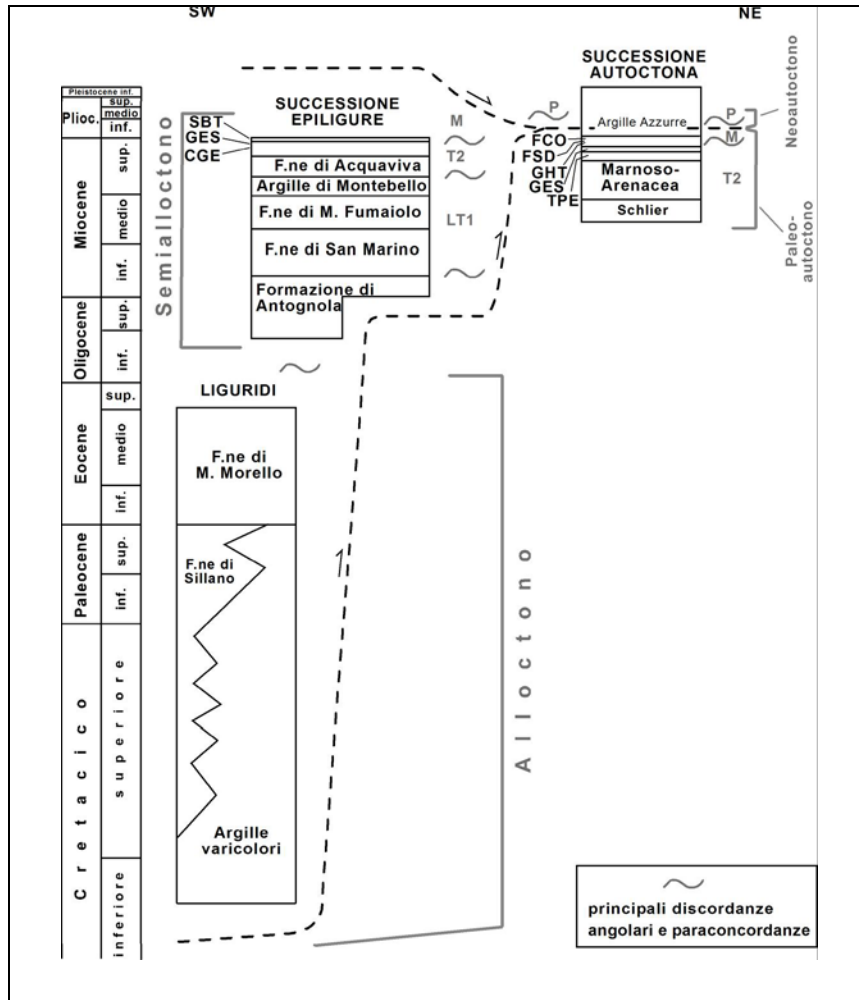


Fig. 4 - Schema dei rapporti tra le successioni stratigrafiche affioranti nel Foglio. In grigio sono indicate le sigle delle sequenze individuate dalle principali discordanze di RICCI LUCCHI (1986).

IV - STRATIGRAFIA

La successione mesozoico-terziaria affiorante nel Foglio è riconducibile a due grandi insiemi litologico-strutturali, uno riferibile alla Coltre della Val Marecchia e costituito dalle Liguridi e dalla Successione epiligure (rispettivamente “alloctono” e “semialloctono” in fig. 3) e uno corrispondente ai depositi della Successione umbro-marchigiano-romagnola e della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico (“paleoautoctono” e “neoautoctono” in fig. 3).

Poiché la principale fase di messa in posto della coltre alloctona avviene nel Pliocene inferiore, Zona a *G. puncticulata*, durante la deposizione della formazione delle Argille Azzurre senza interromperne significativamente, almeno nelle parti più esterne, la sedimentazione, risulta che la Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico è in parte sovrascorsa dalla coltre ed in parte la sormonta (fig. 3). Risulta quindi impossibile organizzare una legenda delle unità litostratigrafiche strutturata per semplice sovrapposizione geometrica. Per questo motivo, la legenda è organizzata per grandi insiemi, corrispondenti a domini paleogeografici, solo in parte corrispondenti all'attuale posizione geometrica in catena. I principali insiemi sono i seguenti:

- a) Liguridi
- b) Successione epiligure
- c) Successione umbro-marchigiano-romagnola
- d) Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico.

Per quanto riguarda i depositi alluvionali quaternari essi sono stati classificati secondo criteri di stratigrafia a limiti inconformi (UBSU), separando i bacini di pertinenza padana (fiumi Marecchia e Conca) da quelli di pertinenza più strettamente adriatico-marchigiana (Fiume Foglia). Le correlazioni tra i sintemi di appartenenza sono illustrate più avanti (vedi capitolo “Deposit quaternari”). In questo modo è stato possibile uniformare la cartografia ai già esistenti Fogli Geologici dell’Emilia-Romagna a nord, ed a quelli delle Marche a sud.

I depositi alluvionali quaternari del versante romagnolo appartengono al Sintema Emiliano-Romagnolo superiore, parte superiore del Supersintema Emiliano-Romagnolo. I depositi alluvionali quaternari del versante marchigiano appartengono ai Sintemi del Musone (Olocene) e di Matelica (Pleistocene superiore).

I depositi di versante sono stati rilevati, descritti e classificati sulla base dei caratteri litologici e morfogenetici, indipendentemente dal bacino di appartenenza e senza una formale connotazione stratigrafica.

1. - SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

Questa successione rappresenta la porzione geometricamente più profonda di questo settore della catena, essendo stata sovrascorsa dalle Liguridi ed in posizione stratigraficamente sottostante alla Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico.

Di questa successione, per il Foglio 267-San Marino, affiora solamente la parte alta, costituita dalle marne dello Schlier, dalle arenarie e peliti della Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana, dai depositi di Tripoli e marne tripolacee e, limitatamente all’anticlinale di Montefiore-Montescudo, dalla Formazione Gessoso-Solfifera. Difatti, la Successione umbro-marchigiano-romagnola affiorante nel Foglio 267, è suddivisa in una successione bacinale ed in una di alto morfologico-strutturale. La prima, affiorante nell’area di Macerata Feltria, è data a partire dal basso, dallo Schlier e dalla Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana, e termina in alto con la discordanza stratigrafica che la separa dalla Formazione di tetto della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico. La seconda, caratterizza la dorsale-anticlinale di Montefiore-Montescudo, dove la successione è data a partire dal basso, dallo Schlier, dal Tripoli e marne tripolacee e dalla Formazione Gessoso-Solfifera.

1.1. - SCHLIER (SCH)

Lo Schlier affiora in modo limitato ad est di Macerata Feltria e nel quadrante nord-orientale del Foglio, lungo l'allineamento Montescudo-Gemmano-Montefiore Conca. Questa formazione è costituita da alternanze di marne, marne argillose e marne calcaree grigiastre, bianco-giallastre se alterate, con frequenti patine di alterazione ocracee. Subordinati sono gli strati calcareo-marnosi intercalati alle peliti; presenta anche livelli dati da alternanze di argille marnose e calcari biancastri. La bioturbazione a luoghi è molto evidente.

Lo Schlier passa sia lateralmente che verso l'alto alla Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana nella zona di Macerata Feltria, nell'ambito della porzione bacinale; la base stratigrafica, costituita dalla formazione del Bisciario, non affiora nell'area in esame. Diversamente, nell'ambito della successione di alto bacinale, lo Schlier è a diretto contatto stratigrafico con la formazione del Tripoli e marne tripolacee (presso Gemmano) talvolta in presenza di spessori molto ridotti della Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana. Lo spessore della formazione rilevabile per l'area in esame è limitato ad alcune decine di metri (non affiora la base), mentre in aree più meridionali (Foglio 279 - Urbino), varia da 150 m a 250-300 metri.

I depositi marnosi sono di tipo essenzialmente emipelagico secondo molti Autori (RICCI LUCCHI & PIALLI, 1973; RICCI LUCCHI, 1975; CENTAMORE *et alii*, 1977; CONTI, 1989), mentre secondo DE FEYTER (1991) si tratterebbe prevalentemente di depositi derivati da correnti di torbida a bassa densità. L'ambiente deposizionale è bacinale marino e/o di rampa, in particolare dovrebbe essere compreso nell'ambito batiale (CARLONI *et alii*, 1967; CANTALAMESSA *et alii*, 1986a). In accordo con la posizione stratigrafica e con i dati biostratigrafici riportati nel Foglio 279-Urbino, l'età dello Schlier affiorante nell'area meridionale (Macerata Feltria) del Foglio in oggetto, dovrebbe essere compresa tra il Tortoniano ed il Messiniano inferiore. Per l'area della dorsale Montefiore-Montescudo, dato che lo Schlier si trova in contatto stratigrafico concordante con il Tripoli e marne tripolacee, la sua età dovrebbe raggiungere il Messiniano inferiore.

A scala regionale, la porzione inferiore della formazione nell'area del Montefeltro è stata riferita da DE FEYTER (1991) all'intervallo Langhiano inferiore-Serravalliano medio, mentre secondo CONTI (1989), la parte alta, affiorante nell'area in studio, dovrebbe essere compresa tra il Tortoniano superiore ed il Messiniano inferiore. RUGGIERI (1970) nell'ambito del Foglio 108 della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, ha indicato l'intervallo Langhiano-Tortoniano, mentre CANTALAMESSA *et alii* (1986a) indicano per lo Schlier dell'area marchigiana, un'età Langhiano p.p.-Messiniano inferiore. Nella parte interna della dorsale appenninica (alto Mugello e Val Tiberina) al

tetto della formazione, immediatamente al passaggio con la Formazione Marnoso-Arenacea, sono state documentate associazioni a nannofossili indicative della Biozona MNN3b di FORNACIARI & RIO (1996) corrispondente al Burdigaliano medio-superiore. Tutto ciò conferma la marcata diacronia del tetto dello Schlier, a seguito della migrazione verso est del depocentro dell'avanfossa (RICCI LUCCHI, 1986).

Da segnalare, nella zona di Gemmano, la presenza all'interno della successione, di un livello di argille smectitiche, sfruttato durante la Seconda Guerra Mondiale, la cui origine potrebbe essere connessa ad una rapida trasformazione di depositi vulcanici (MORANDI, 1990); esso è datato al passaggio Tortoniano-Messiniano in aree limitrofe (Gabicce: CAPUANO & D'ANTONIO, 1992).

1.2. - FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA MARCHIGIANA (FAM)

La Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana affiora nel settore meridionale del Foglio, nei pressi di Macerata Feltria tra Vigena ed il Fiume Foglia. Essa caratterizza la porzione bacinale della Successione umbro-marchigiano-romagnola. Difatti, lungo la dorsale di Montefiore-Montescudo, tale formazione non è presente, se si eccettua per l'area di Gemmano, relativa ad una zona di alto strutturale-morfologico miocenico, dove è presente per un modesto spessore. Gli affioramenti della Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana fanno parte di successioni riferibili ai "bacini marchigiani minori" di CENTAMORE *et alii* (1978) e di CANTALAMESSA *et alii* (1986a), che si distinguono dalla Formazione Marnoso-Arenacea del bacino principale per una minore continuità laterale, per le facies, per l'organizzazione stratigrafica, per gli spessori e per l'età, oltreché per il fatto di essere strutturate in bacini sintettonici confinati, stretti ed allungati (RICCI LUCCHI, 1975; CENTAMORE *et alii*, 1978). In accordo con il gruppo di lavoro del Comitato d'area dell'Appennino Settentrionale del Servizio Geologico d'Italia, questi depositi vengono qui descritti come Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana.

Sono stati cartografati due membri (Membro di S. Angelo in Vado e Membro di Urbino), strutturalmente e stratigraficamente distinti, al cui interno sono state riconosciute alcune litofacies. Ciascuno di questi membri rappresenta un riempimento bacinale a sé stante, sia spazialmente che temporalmente, nel quadro della migrazione verso l'esterno del sistema di avanfossa (RICCI LUCCHI, 1986; ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001). Entrambi i membri fanno parte della successione Formazione Marnoso-Arenacea - Arenarie di Urbania - Argille Azzurre del bacino minore di Pietrarubbia-Peglio-Urbania, nell'ambito del Bacino marchigiano interno, così come indicato in CANTALAMESSA *et alii*

(1986a). Sono inoltre numerosi in letteratura i termini con cui essi sono stati identificati, in particolare i sedimenti arenacei, quali: molasse e marne (SELLI, 1952, 1954; VENZO, 1954), facies molassica della Marnoso-arenacea (RUGGIERI, 1958; ANGELI & VEGGIANI, 1964), Formazione di Sassocorvaro (AMADESI, 1962), Molasse grossolane (RUGGIERI, 1970), “alternanze di arenarie e di argille marnose” (CARLONI *et alii*, 1971), Membro 4 della Formazione Marnoso-arenacea (RICCI LUCCHI, 1967b; RICCI LUCCHI & D’ONOFRIO, 1967; RICCI LUCCHI, 1975, 1981b; RICCI LUCCHI & ORI, 1985; CONTI, 1989), Arenarie di Urbania (MOLENAAR & DE FEYTER, 1985; CANTALAMESSA *et alii*, 1986a; DE FEYTER, 1991).

Sulla base delle associazioni a foraminiferi planctonici, la formazione viene attribuita, per l’area in oggetto, all’intervallo Zona a *Globorotalia conomiozea* - “non distinctive zone” del Messiniano.

Nell’adiacente Foglio 279-Urbino, la formazione è attribuita al Tortoniano-Messiniano inferiore.

CANTALAMESSA *et alii* (1986a) riferiscono l’età della formazione, sulla base delle associazioni a foraminiferi, all’intervallo Serravalliano superiore-Tortoniano per le Arenarie di Urbania, ed al Tortoniano sommitale-Messiniano inferiore per le peliti soprastanti. DE FEYTER (1991) attribuisce l’intera successione all’intervallo Serravalliano medio-Messiniano inferiore, mentre secondo RUGGIERI (1970) e CONTI (1989) la base formazionale è del Tortoniano.

1.2.1. - Membro di S. Angelo in Vado (FAM₁)

Affiora nell’area di Macerata Feltria, ad ovest della stessa località è esposto il contatto basale con lo Schlier, mentre verso l’alto passa stratigraficamente alla Formazione di tetto. All’interno del membro di S. Angelo in Vado sono distinte due litofacies, la litofacies di Urbania e la litofacies di Belvedere.

Questo membro corrisponde alla successione Molasse grossolane-Ghioli di letto di RUGGIERI (1970), alla successione Marnoso-Arenacea B-Urbania Sandstones-Marne di letto di DE FEYTER (1991) ed alla successione Marnoso-Arenacea Membro 4-Ghioli di letto di CONTI (1989), di cui, in particolare, le Marne di letto ed i Ghioli di letto trovano corrispondenza con la litofacies di Belvedere, mentre le *Urbania Sandstones* p.p. corrispondono alla litofacies di Urbania.

Il membro di S. Angelo in Vado è costituito da alternanze di arenarie massive in banchi ed in strati medio-spessi, da siltiti torbiditiche e da argille marnose emipelagiche. Le arenarie sono massive, con poche strutture sedimentarie, talora leggermente gradate. Solo le porzioni sommitali di alcuni

strati sono caratterizzate da intensa laminazione piano-parallela ed incrociata. Lo spessore complessivo di questo membro è di circa 650 metri.

In base alle associazioni a foraminiferi planctonici, il membro di S. Angelo in Vado, affiorante nell'area in esame, è riferito alla Zona a *Globorotalia conomiozea* del Messiniano inferiore, mentre la parte sommitale è riferita alla "non distinctive zone".

Nell'adiacente Foglio 279-Urbino, tale membro viene riferito alle biozone *Neogloboquadrina acostaensis* e *Globigerinoides extremus* del Tortoniano.

Secondo (CONTI *et alii*, 1987), l'età del membro di S. Angelo in Vado è attribuibile al Tortoniano inferiore-Messiniano inferiore, in particolare, la parte superiore, alla Zona a *Globorotalia conomiozea*.

In questo membro sono state distinte due litofacies.

1.2.2. - *Litofacies di Urbania (FAM_{1b})*

Arenarie torbiditiche in banchi e strati medi e spessi generalmente massivi, subordinati gli strati sottili; il rapporto arenaria/pelite è compreso tra 3 e 1/3. Le intercalazioni pelitiche sono assenti o estremamente ridotte. Le arenarie non sono caratterizzate da evidenti strutture sedimentarie, ad eccezione di strutture da fuga di fluidi (*dish* e *pillar*). Gli strati sono tra loro amalgamati, rendendo talvolta difficile individuare le superfici di stratificazione.

1.2.3. - *Litofacies di Belvedere (FAM_{1c})*

Costituita in prevalenza da argilliti e siltiti torbiditiche sottilmente stratificate. Le arenarie sono estremamente subordinate ed in strati medio-sottili. Questa litofacies generalmente caratterizza la porzione sommitale del membro, indicando il passaggio alla Formazione di tetto. In questo caso trova corrispondenza stratigrafica con i Ghioli di letto dell'Appennino Romagnolo.

1.2.4. - *Membro di Urbino (FAM₂)*

Questo membro affiora nell'area di Castellina-Rio Sola, più ad est del membro di S. Angelo in Vado, con il quale è in parte laterale. La parte bassa della formazione affiora anche in modo estremamente limitato anche a sud-est di Gemmano, nell'ambito dell'anticlinale Montefiore-Montescudo. In quest'area il corpo della Formazione Marnoso-Arenacea mostra una geometria fortemente lenticolare, da cui si deduce l'appoggio sullo Schlier, e si osserva il passaggio

stratigrafico in alto alla formazione del Tripoli e marne tripolacee, mentre nella zona di Macerata Feltria, settore bacinale, essa è sormontata in discordanza dalla Formazione di tetto. Il membro di Urbino trova corrispondenza con le successioni di RUGGIERI (1970), di CONTI (1989) e di DE FEYTER (1991), già indicate per il membro di S. Angelo in Vado.

Il membro di Urbino è caratterizzato da arenarie torbiditiche e peliti in strati sottili e medi, raramente spessi, anche se prevalgono i depositi pelitico-marnosi, in parte dati da deposizione torbiditica fine ed in parte da sedimentazione emipelagica. Il membro è spesso complessivamente almeno 400 metri. Il contenuto in foraminiferi ha fornito per il membro di Urbino (parte sommitale, sottostante la Formazione di tetto), associazioni indicative della Zona a *Globorotalia conomiozea* e della “non distinctive zone” del Messiniano. Nell’adiacente Foglio 279-Urbino, tale membro è stato riferito alle biozone *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerinoides extremus* e *Globorotalia conomiozea* del Tortoniano-Messiniano inferiore.

1.2.5. - Litofacies della Valle di Schieti (**FAM_{2a}**)

Arenarie da grossolane a medie in strati arenacei da molto sottili a medi e spessi, in minor misura molto spessi e subordinati banchi; il rapporto arenaria/pelite è molto maggiore di 1. Le arenarie sono perlopiù massive, ma tra gli strati meno spessi si osservano strutture sedimentarie, quali gradazione e laminazione piano-parallela e convoluta. Parte delle “Urbania Sandstones” di DE FEYTER (1991) corrisponde a questa litofacies.

1.2.6. - Litofacies arenaceo-pelitica (**FAM_{2b}**)

Arenarie torbiditiche in strati medio-spessi, medi e medio-fini, con frequenti intercalazioni pelitiche e pelitico-marnose; il rapporto arenaria/pelite è maggiore o uguale a 1. Gli strati sono massivi o gradati con strutture sedimentarie torbiditiche. Questa litofacies occupa la porzione inferiore del membro.

1.3. - TRIPOLI E MARNE TRIPOLACEE (**TPE**)

Questa formazione corrisponde alla Formazione di letto, tripoli e marne tripolacee di FARABEGOLI (1983), alla Formazione Gessoso-Solfifera p.p. di CONTI (1989) e comprende depositi che riflettono l’inizio della crisi di salinità del Messiniano, con il periodico alternarsi di condizioni di scarsa circolazione e

conseguente arricchimento al fondo di sostanza organica, impoverimento della microfauna carbonatica e presenza a più livelli di diatomi. La formazione affiora limitatamente alla dorsale Montescudo-Gemmano-Montefiore Conca.

Questa unità litostratigrafica è costituita nella parte bassa, da arenarie torbiditiche giallastre poco cementate, in banchi fino ad oltre 20 metri di spessore, e da coppie di torbiditi arenaceo-pelitiche, alternate ad emipelagiti argillose grigie, localmente bituminose. Il *trend* verticale della successione è di tipo positivo, difatti, si assiste verso l'alto ad una diminuzione sia del rapporto A/P, che dello spessore degli strati arenacei, con un aumento graduale di marne argillose grigio verdi, marroni e nerastre bituminose. Queste ultime sono organizzate in strati sottili e sottilissimi piano-paralleli, varvati, con intercalazioni di livelli diatomitici biancastri fossiliferi con resti di pesci; frequenti sono le variazioni laterali di facies. Da segnalare nella zona di Montefiore Conca, alla base della formazione, uno strato plurimetrico caotico microconglomeratico con inclusi blocchi di marne derivati dallo Schlier, bivalvi ed altri macrofossili e resti di vertebrati (ANGELI & VEGGIANI, 1964).

L'ambiente di sedimentazione è di tipo marino-pelagico di piattaforma. L'attività tettonica sinsedimentaria messiniana, ha condotto a profonde mutazioni dell'assetto paleogeografico, con l'individuazione di alti strutturali alternati a zone bacinali depresse in cui la scarsa circolazione ha determinato temporanee condizioni anossiche.

Il contatto formazionale di base con lo Schlier, o più raramente con la Formazione Marnoso-Arenacea, quest'ultima affiorante in modo estremamente limitato a sudovest di Gemmano, è netto, mentre il contatto stratigrafico superiore è netto con la Formazione Gessoso-Solfifera. Lo spessore della formazione varia da circa 200 metri sino ad azzerarsi. La formazione è riferibile al Messiniano inferiore, esclusivamente in base alla posizione stratigrafica. I campioni raccolti, caratterizzati da microfauna scarsa e poco rappresentativa, non hanno fornito indicazioni significative.

1.4. - FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA (**GES**)

La Formazione Gessoso-Solfifera rappresenta il termine più alto della Successione umbro-marchigiano-romagnola. Essa è generalmente costituita da gessi macro e microcristallini, con calcari alla base ed intercalazioni di argille scure bituminose. La Formazione Gessoso-Solfifera costituisce il termine evaporitico corrispondente alla crisi di salinità che ha interessato l'area mediterranea nel Messiniano. Vengono indicate due modalità di formazione di unità evaporitiche s.l., una corrispondente alle aree marginali dei bacini, in cui si sono formate le evaporiti primarie (tipo Mediterraneo) ed una corrispondente

alle aree bacinali di avanfossa (tipo Apenninico) in cui si sono deposte le evaporiti rimaneggiate dalle zone di alto bacinale (ROVERI *et alii*, 2003; 2004; 2006). La successione evaporitica riferita al primo tipo, corrisponde allo *shallow-water member* di ROVERI *et alii* (1998) ed alla Formazione Gessoso-Solfifera cartografata nel Foglio 267. Invece, i termini evaporitici rimaneggiati a seguito della fase tettonica intramessiniana, corrispondenti al secondo tipo, fanno parte della Formazione di tetto, a sua volta appartenente alla Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico.

Nell'area in oggetto, la Formazione Gessoso-Solfifera, affiora limitatamente alla dorsale di Montefiore-Montescudo, nell'ambito della Successione umbro-marchigiano-romagnola, corrispondente ad una zona di alto morfologico nel Messiniano. Diversamente, essa è assente al tetto della Successione umbro-marchigiano-romagnola, così come è affiorante nella zona di Macerata Feltria, dato che questa corrisponde ad una zona bacinale (tipo Apenninico di ROVERI *et alii*, 2004).

Tale formazione è caratterizzata nell'area di affioramento, da peliti bituminose con intercalati alcuni metri di calcari dolomitici grigi, bianchi all'alterazione, con patine ocra - brune, a grana fine, normalmente laminati o brecciati, talvolta massicci, in strati fini - medi, vacuolari, fortemente bituminosi (fetidi) (Calcare di base, RUGGIERI, 1958).

La formazione ha uno spessore ridotto a pochi decine di metri e appare fortemente tettonizzata. Il contatto inferiore è netto, ma concordante, su Tripoli e marne tripolacee, mentre al contatto superiore è delimitata da una discordanza sulla quale poggiano i termini soprastanti, quali la Formazione a Colombacci e le Argille Azzurre. L'ambiente di sedimentazione è intertidale - evaporitico e l'età, in base alla posizione stratigrafica, è riferibile al Messiniano superiore.

2. - SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO

Questa successione comprende tutti i depositi successivi alla crisi di salinità del Messiniano, che come la sottostante Successione umbro-marchigiano-romagnola, si differenzia in due settori, uno relativo a sedimentazione in aree bacinali (Formazione di tetto, Formazione di San Donato, Formazione a Colombacci, Argille Azzurre) ed uno a sedimentazione in zone di alto (Formazione a Colombacci ed Argille Azzurre) (fig. 5).

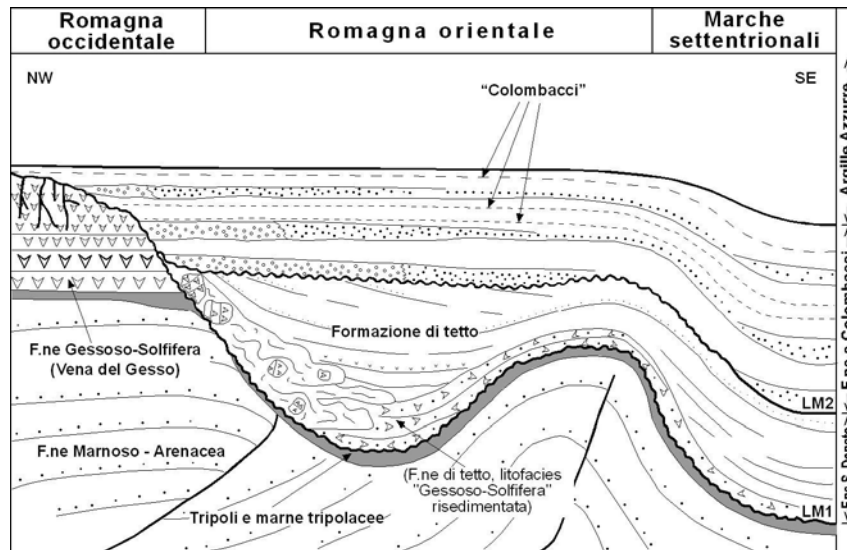


Fig. 5 - Schema (non in scala) dei rapporti tra le formazioni messiniane e plioceniche in Romagna e nelle Marche settentrionali (da ROVERI *et alii*, 1998).

La Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico poggia in discordanza stratigrafica angolare, relativa alla fase tettonica intramessiniana, sulla Successione umbro-marchigiano-romagnola (fig. 6).

2.1. - FORMAZIONE DI TETTO (GHT)

Questa formazione è qui costituita dai termini risedimentati bacinali della Formazione Gessoso-Solfifera (ROVERI *et alii*, 1998; RICCI LUCCHI *et alii*, 2002). Questa unità litostratigrafica è contemplata in numerosi lavori, quali quelli classici di VENZO (1954) per l'area di Pietrarubbia (a sud-ovest del Foglio 267), di RUGGIERI (1970), CARLONI *et alii* (1971), SAVELLI & WEZEL (1978), mentre tra i lavori recenti, di carattere stratigrafico, basati su analisi sedimentologiche e su ricostruzioni stratigrafico-fisiche, vi sono quelli di BASSETTI (1994) per l'area di Pietrarubbia e di BASSETTI *et alii* (1997) per l'area di Montecalvo in Foglia, e più in generale di ROVERI *et alii* (1998; 2001). INVERNIZZI *et alii* (1995) inseriscono i rispettivi depositi evaporitici all'interno dell'Unità Tripoli s.l. Nel Foglio 109-Pesaro, CARLONI *et alii* (1971) cartografano tale unità come Formazione Gessoso-Solfifera. Essa, trova inoltre

corrispondenza, per altre aree dell'Appennino romagnolo, con il membro di Tetto della Formazione a Colombacci e per la Pianura Padana, con la parte bassa della Formazione di Fusignano.

Zancleano	Ma	U.B.S.U.		Torrente Borello (Foglio 266)	Sapigno (Foglio 266)	S. Agata Feltria (Foglio 266)	Macerata Feltria (Foglio 267)	Gemmano (Foglio 267)	Successione Epiligure (Foglio 267)
		sub-sistema	sistema	bacino profondo	bacino profondo	bacino profondo	bacino profondo	bacino marginale	bacini marginali epiliguri
Messiniano	5.33	p-ev2	MP	FAA Argille Azzurre	FAA Argille Azzurre	FAA Argille Azzurre	FAA Argille Azzurre	FAA Argille Azzurre	FAA Argille Azzurre
				FCO F.ne Colombacci	FCO F.ne Colombacci	COLTRE VAL MARECCHIA	FCO F.ne Colombacci	FCO F.ne Colombacci	SBT F.ne C.M. Sabatino
	5.60	p-ev1	MP	GHT Formazione di tetto	GHT Formazione di tetto	COLTRE VAL MARECCHIA	FSD F.ne S. Donato	FSD	hiatus
GHTa F.ne di tetto (evap. risodimentato)				GHTa F.ne di letto (evap. risodimentato)	olistostromi liguri	GHT F.ne di letto (evap. risodimentato)	hiatus	hiatus	
Tortoniano	5.96	T2	Successione umbro-marchigiano-romagnola	GHL F.ne del Ghioli di letto	GHL F.ne del Ghioli di letto	GHLa litof. Arenarie di S. Agata	FAM F.ne Marnoso-Arenacea Marchigiana	GES F.ne Gessoso-Solfifera	GES F.ne Gessoso-Solfifera
				FMA11 mb. Borgo Tossignano	FMA11 mb. Borgo Tossignano	GHL F.ne del Ghioli di letto		TPE Tripoli e marne tripolacee	CGE Argille Casa Gessi
				FMA13 mb. Fontanelice	FMA13 mb. Fontanelice	FMA13 mb. Fontanelice		FAM	AQV F.ne Acquaviva

Fig. 6 - Schema stratigrafico dei rapporti tra le unità formazionali della Successione umbro-marchigiano-romagnola, della Successione post-evaporitica del margine padano adriatico e della Successione epiligure, di settori significativi del Foglio 267 (San Marino) e dell'adiacente Foglio 266 (Mercato Saraceno). Sono riportate anche le suddivisioni in U.B.S.U., basate sugli schemi di ROVERI et alii (1999; 2004).

Questa formazione è caratterizzata da notevoli variazioni di spessore e di facies, in funzione della variabilità del substrato deposizionale.

E' costituita da peliti bituminose con intercalazioni di gesso balatino in strati sottili e medi, di calcare dolomitico solfifero, di gesso nodulare biancastro, di gessoareniti in strati da sottili e medi, e di marne scure sericolitiche. Nella parte basale sono spesso presenti calcari dolomitici biancastri a granulometria fine, "cariati", fortemente bituminosi (fetidi) con patine ocra-brune, talvolta massicci, o laminati (stromatoliti) o brecciati, in strati fini-medi. La frazione pelitica, predominante in questa area, è data da argille marnoso-siltose grigie e grigio scure laminate e bituminose, diatomitiche. Frequenti sono anche livelli di sabbie fini o silt di colore giallo e marne bituminose fogliettate nere. La suddetta associazione litologica è frequentemente connotata da una colorazione generale

rosso-bruna, dovuta ad alterazione, che consente anche in condizioni di scarsa esposizione, di delimitare la formazione dai termini sotto e soprastanti.

La Formazione di tetto si colloca nelle zone corrispondenti ad aree bacinali messiniane, laddove non si sono deposte le evaporiti primarie della Formazione Gessoso-Solfifera; in particolare nell'ambito del Foglio 267, è presente nella Romagna orientale ed in parte del Montefeltro, così come nell'area di Macerata Feltria. Tale formazione non è invece presente nella dorsale Montefiore-Montescudo, in corrispondenza di una zona di alto bacinale. Essa corrisponde al membro della Formazione Gessoso-Solfifera di ROVERI *et alii* (1998) di ambiente di acque profonde (*deep-water member*), ed alla parte inferiore della prima unità post-evaporitica "pev1" di RICCI LUCCHI *et alii* (2002). La base della Formazione di tetto è delimitata da un'importante superficie di *unconformity* (LM1 di ROVERI *et alii*, 1998), che definisce l'inizio della sedimentazione post-evaporitica lungo il margine padano-adriatico, al di sopra della Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana. Il contatto superiore con la Formazione di San Donato è invece di tipo concordante ("sequenza A" di ROVERI *et alii*, 1998). Lo spessore della formazione varia tra 20 e 60 metri. Il contenuto microfossilifero è molto scarso, perlopiù rappresentato da forme mioceniche rimaneggiate.

La formazione è riferibile al Messiniano superiore ("non distinctive zone") (RUGGIERI, 1970; CANTALAMESSA *et alii*, 1986a; ROVERI *et alii*, 1998).

2.2. - FORMAZIONE DI SAN DONATO (FSD)

Descritta da SAVELLI & WEZEL (1978), essa è correlabile con parte della Formazione di tetto indicata da SELLI (1954) CREMONINI & FARABEGOLI (1977, 1981) e da BASSETTI (1994); inoltre, essa corrisponde a parte della Formazione di Fusignano riscontrata nel sottosuolo padano-adriatico (AGIP, 1982). Nell'ambito del Foglio, la formazione di San Donato affiora a nord-ovest e ad est di Macerata Feltria al nucleo di sinclinali ad orientazione NNO-SSE, nonché nella parte meridionale del fianco nord-orientale della dorsale di Montefiore Conca; in quest'ultima area, lo spessore della formazione diminuisce gradualmente verso NO. Tali aree corrispondevano a zone di depressione bacinale durante il Messiniano;

La Formazione di San Donato è costituita da peliti argillose grigie con intercalazioni di livelli arenacei lenticolari, che laddove raggiungono spessori di 10-20 metri, sono stati rappresentati nel Foglio, come litofacies di Battilana. Le argille ed argille marnose sono massive, ricche in frustoli carboniosi. Questa formazione è litologicamente molto simile alla Formazione a Colombacci, da cui si distingue per i caratteri francamente torbiditici dei sedimenti arenacei per

il colore giallastro-bruno degli stessi. Presenta inoltre un livello conglomeratico caotico, vari olistoliti di gesso (ad est di Macerata Feltria) ed alcuni livelli vulcanoclastici (CANTALAMESSA *et alii*, 1986a; GUERRERA *et alii*, 1986); al di fuori dell'area in esame è segnalata la presenza di orizzonti cineritici a più livelli stratigrafici (SAVELLI & WEZEL, 1978).

La Formazione di San Donato mostra una forte variabilità laterale in termini di spessore, passando da circa 400 metri nelle Marche settentrionali, fino ad azzerarsi (INVERNIZZI *et alii*, 1995). Essa poggia stratigraficamente ed in concordanza sulla Formazione di tetto (area di Macerata Feltria). E' inoltre sormontata dalla Formazione a Colombacci, di cui il relativo contatto, corrisponde nell'area studiata ad una superficie di leggera discordanza, mentre nelle zone più marginali, corrisponde ad una più marcata discordanza angolare ("LM2 unconformity" di ROVERI *et alii*, 1998).

Il contenuto fossilifero è molto scarso e rappresentato perlopiù da ostracodi. In alcuni campioni sono stati rinvenuti anche esemplari di foraminiferi planctonici chiaramente rimaneggiati; secondo questi dati la formazione si sarebbe deposta in ambiente continentale. Alcuni autori hanno però documentato anche un ambiente di tipo marino asfittico (BASSETTI, 1994; INVERNIZZI *et alii*, 1995) e marino relativamente più aperto e profondo, collegato alla presenza di uno stretto bacino formatosi con la trasgressione successiva alla crisi di salinità del Messiniano. L'età della formazione è stata riferita al Messiniano superiore ("non distinctive zone"), in base alla posizione stratigrafica.

In questa formazione sono state distinte due litofacies.

2.2.1 - Litofacies di Ranco (o orizzonte di frana sottomarina) (FSD_a)

Livello lenticolare affiorante nel settore meridionale del foglio ad est di Macerata Feltria. E' costituito da arenarie, conglomerati e livelli a *slump*, dall'assetto interno caotico. Tale livello è riconducibile al prodotto di frane sottomarine alternate a processi di flussi massivi di minore densità.

2.2.2. - Litofacies di Battilana (FSD_b)

Livelli lenticolari di arenarie medio-grossolane, scarsamente o mediamente cementate, in strati tabulari medi e spessi. Le arenarie, di tipo torbiditico, sono generalmente gradate in modo normale, con laminazione piano-parallela e convoluta, con associate partizioni pelitiche. Elevato è il contenuto in frustoli carboniosi, concentrati sulle superfici di laminazione.

2.3. - FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO)

Questa formazione, istituita da SELLI (1954), costituisce il termine sommitale della successione ipoalina messiniana affiorante nell'area marchigiano-romagnola, seguita alla crisi evaporitica mediterranea, relativa alla fase di "Lago Mare" e precedente la trasgressione pliocenica. Essa è stata ampiamente studiata, sia dal punto di vista sedimentologico che stratigrafico, data l'importanza che riveste per la forte variabilità litologica e paleoambientale (RUGGIERI, 1970; CARLONI *et alii*, 1971; FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973; CASATI *et alii*, 1976; CREMONINI & FARABEGOLI, 1977; COLALONGO *et alii*, 1978a; CREMONINI & MARABINI, 1982; DE FEYTER & MOLENAAR, 1984; MOLENAAR & DE FEYTER, 1985; CANTALAMESSA *et alii*, 1986a; CONTI, 1989; BASSETTI *et alii*, 1994; INVERNIZZI *et alii*, 1995; ROVERI *et alii*, 1998; ROVERI *et alii*, 1999; BASSETTI, 2000; BASSETTI *et alii*, 2004). Questa unità stratigrafica è anche indicata come formazione o membro di Cusercoli p.p. da ROVERI *et alii* (1998) e comprende parte della Formazione di tetto di BASSETTI *et alii* (1994). E' inoltre correlabile con parte della Formazione di Fusignano (porzione superiore) e con i Conglomerati di Boreca, riconosciuti nel sottosuolo padano-adriatico (AGIP, 1982). Le litofacies clastiche grossolane, trovano inoltre corrispondenza con i Conglomerati e arenarie di Pietrarubbia.

La Formazione a Colombacci affiora nei pressi di Macerata Feltria, lungo il Fiume Foglia e sul fianco orientale dell'alto di Montefiore, mentre sembra non essere presente su quello occidentale.

Essa è costituita da argille e argille marnoso-siltose grigie e grigio-scure con intercalati strati carbonatici biancastri ("colombacci"), di spessore variabile da 2 a 40 cm fortemente laminati, e subordinatamente straterelli siltitici ed arenacei. Nelle arenarie sono presenti frustoli carboniosi, gusci di gasteropodi e lamellibranchi, con evidenze di bioturbazione. I "colombacci" sono dati da calcari micritici di origine evaporitica (SELLI, 1954; COLALONGO *et alii*, 1978a, 1978b), le cui relazioni con i sedimenti clastici grossolani e le peliti, assieme alle caratteristiche geochimiche, sono discusse da MOLENAAR & DE FEYTER (1985). Le argille hanno, solo per alcuni livelli, un discreto contenuto organico dato da Congerie, oogoni di Characee, resti vegetali, ostracodi e tra i foraminiferi, rari esemplari di *Ammonia beccarii tepida*.

Lo spessore massimo complessivo della formazione è di 550-600 metri nella zona di Bronzo, estremamente variabile in altre aree, fino ad azzerarsi nel fianco occidentale e nella parte settentrionale del fianco orientale della dorsale di Montefiore-Montescudo. Nell'ambito della formazione si individuano più litofacies, distinte sulla base del rapporto arenaria/pelite. Queste sono intercalate a più livelli all'interno della formazione e costituiscono dei corpi più o meno lenticolari.

La Formazione a Colombacci poggia sia sui termini di facies marginale della Successione umbro-marchigiano-romagnola (Formazione Gessoso-Solfifera), tramite una discordanza angolare (dorsale di Montefiore), e soprattutto sui termini bacinali della Successione umbro-marchigiano-romagnola, quali la Formazione di San Donato, tramite un contatto di tipo inconforme, che nelle aree più marginali assume il carattere di discordanza angolare; nell'area in oggetto, spesso il contatto di base corrisponde ad un livello clastico grossolano e/o ad un livello pelitico contraddistinto dalla presenza dei primi strati "colombacci" (CREMONINI & FARABEGOLI, 1977; BASSETTI *et alii*, 1994). Il livello clastico di base è correlabile con l'orizzonte di Corbara di ROVERI *et alii* (1998). La Formazione a Colombacci è sormontata dalle argille plioceniche trasgressive, la cui superficie di contatto assume la connotazione di una *maximum flooding surface* (ROVERI *et alii*, 1998); nelle porzioni marginali del bacino, tale contatto è caratterizzato da una superficie di inconformità.

Tra i fossili, sono frequenti gli ostracodi a carapace liscio, nonché foraminiferi sia bentonici che planctonici, rimaneggiati da formazioni più antiche. L'età della formazione, prevalentemente sulla base del contenuto in ostracodi, è riferibile al Messiniano superiore "*non distinctive zone*" (COLALONGO *et alii*, 1978a; CANTALAMESSA *et alii*, 1986a; CONTI *et alii*, 1987; CONTI, 1989).

L'ambiente deposizionale della formazione è continentale, di tipo "lago-mare", relativo a bacini con salinità variabile (da mesoalino ad oligoalino, CREMONINI & MARABINI, 1982), dove si inserivano potenti complessi di delta-conoide (RUGGIERI, 1967; CREMONINI & FARABEGOLI, 1977; COLALONGO *et alii*, 1978a; BASSETTI *et alii*, 1994).

2.3.1. - *Litofacies arenacea (FCO_a)*

Corrisponde alla litofacies di Case Petrelle del Foglio 279-Urbino. Livelli della litofacies arenacea sono diffusi all'interno della formazione. Sono dati da alternanze di strati di arenarie giallastre torbiditiche a cementazione disomogenea (cogoli). La granulometria delle arenarie è media e medio-grossolana, con spessore degli strati da medi a spessi, fino a molto spessi. Sono frequenti le amalgamazioni ed altre strutture sedimentarie quali laminazione e gradazione (rapporto A/P>1). Vi si intercalano livelli pelitici e conglomeratici.

2.3.2. - *Litofacies di Pietrarubbia (FCO_b)*

La litofacies di Pietrarubbia corrisponde alle Arenarie e conglomerati di Pietrarubbia, ai Conglomerati di Boreca del sottosuolo padano (AGIP, 1982; DONDI & D'ANDREA, 1986) ed alla litofacies conglomeratica di Cusercoli dell'Appennino romagnolo (ANTOLINI *et alii*, 2001). Si tratta di banchi e strati spessi di conglomerati poligenici, eterometrici clasto-sostenuti, o matrice-sostenuti con matrice arenacea. Alcune porzioni dei livelli conglomeratici mostrano strutture sedimentarie quali festoni e laminazione grossolana. Affioramenti caratteristici si trovano presso San Arduino e nelle aree poco più ad est di questo ultimo. Questa litofacies è riferita da FARABEGOLI & RICCI LUCCHI (1973), da DE FEYTER & MOLEENAR (1984) e da DE FEYTER (1991) ad apparati fluvio-deltizi di ambiente semiarido.

2.3.3. - *Litofacies pelitico-arenacea (FCO_c)*

Livelli ascrivibili a questa litofacies si trovano sia al tetto che alla base della formazione. Questa litofacies è rappresentata da alternanze di strati sottili di arenarie torbiditiche a granulometria medio-fine, intercalati a peliti grigio scure. Sono presenti inoltre, argille marnose brune o grigie, ad alterazione biancastra, con intercalazioni di siltiti ed arenarie fini gialle (rapporto arenaria/pelite A/P generalmente <1), in strati sottili e medi e livelli pelitici.

2.4. - ARGILLE AZZURRE (FAA)

La sedimentazione pliocenica del margine padano e del Montefeltro è articolata in un complesso insieme di sequenze interposte ed interagenti con la Coltre della Val Marecchia. Questi sedimenti pliocenici corrispondono alle sequenze P1a, P1b e P2 di RICCI LUCCHI *et alii* (1982) e di CANTALAMESSA *et alii* (1986b). In particolare, si riconoscono depositi collocati secondo un chiaro assetto "autoctono" ("paleoautoctono" e "neoautoctono" in fig. 3), in posizione strutturale sia precoltre che postcoltre (fig. 4), ed altri depositi sedimentati sulla coltre durante la sua fase finale di messa in posto (vedi in fig. 3). Per questi ultimi in letteratura vi sono interpretazioni e definizioni diverse: da "penealloctono" a "semiautoctono" (CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982; DE FEYTER, 1991). Tuttavia, la distinzione tra depositi precedenti e successivi la messa in posto della coltre non si riflette sempre in differenze nei caratteri litologici. Difatti, talora i sedimenti pliocenici si presentano come una monotona successione pelitica distribuita dal Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore.

DE FEYTER (1991) indicò i sedimenti autoctoni del Pliocene inferiore, come Formazione del Santerno, CONTI (1994) li indicò come Argille Azzurre, mentre DONDI *et alii* (1982) come Argille del Santerno; nel Foglio 256-Rimini sono state indicate come Argille Azzurre inferiori quelle riferibili alla sequenza P1 e Argille Azzurre superiori quelle relative alla sequenza P2 di RICCI LUCCHI *et alii* (1982). In precedenza, per l'area in oggetto, si erano occupati della formazione delle Argille Azzurre, da un punto di vista prevalentemente cartografico, RUGGIERI (1970) e CARLONI *et alii* (1971), i quali utilizzarono una terminologia di carattere strettamente litologico.

La successione, prevalentemente pelitica, di questa unità litostratigrafica, è caratterizzata dall'interposizione a più livelli, di numerosi corpi litologicamente differenziabili. A seguito di ciò, in letteratura sono proliferati più termini formazionali ed attribuzioni gerarchiche. Recentemente, nell'ambito del Comitato d'area per l'Appennino Settentrionale del Servizio Geologico d'Italia, un gruppo di lavoro costituito ricercatori delle regioni Emilia-Romagna e Marche, delle Università di Camerino e Urbino e del Servizio Geologico d'Italia, ha stabilito di attribuire all'intera successione pelitica il rango di formazione; le intercalazioni litologicamente distinguibili sono rappresentate come membri, quando è chiara la relativa posizione stratigrafica e l'estensione geografica interessa più fogli geologici, mentre sono indicate come litofacies quando il corpo ha valore locale e la sua posizione stratigrafica non è univoca. La formazione delle Argille Azzurre corrisponde dunque al Gruppo del Santerno della cartografia geologica 1:10.000 delle Regione Emilia-Romagna (cfr. anche il Foglio 254-Modigliana e il Foglio 256-Rimini: ANTOLINI *et alii*, 2001; SEVERI *et alii*, 2004), e alle Argille del Santerno (AGIP, 1982).

Nel Foglio 267-San Marino la formazione delle Argille Azzurre affiora estesamente nelle aree settentrionali e nell'area Onferno-M. Aguzzo, mentre affioramenti più limitati si trovano a Poggio Zocchi, M. Leta-M. Bigoncio, Rio Ventena, Ca' del Vento, ad est e ad ovest di Sassofeltrio, a nord-est di San Arduino e a nord di San Maria Valcava.

Essa è costituita da argille, argille marnose grigio-azzurre ed argille siltose con intercalazioni di arenarie giallastre. Le argille sono massive e piuttosto plastiche. All'interno sono stati cartografati corpi clastici grossolani e lenticolari con caratteristiche diverse, indicati come membri e litofacies, con rapporti tra loro eteropici. Sono inoltre diffusi corpi extraformazionali derivati da processi di franamento sottomarino. Questi sono dati da olistoliti di gesso derivati da unità formazionali evaporitiche, ed affiorano a Ca' Macchiona ad est di Valle Avellana, a sud di Fratte, a nord-est di San Arduino, nella zona di Torriana e Montebello; sono inoltre presenti olistostromi di Argille Varicolori caoticizzate, affioranti a La Celletta.

Lo spessore complessivo della formazione affiorante, misurata lungo il F. Foglia, e rappresentativo del settore ad est della Coltre della Val Marecchia, è di circa 650 metri. Nei pozzi per ricerca di idrocarburi Misano 1 e Misano 2, ubicati nei dintorni di Misano Monte, lungo il margine orientale del Foglio, sono stati attraversati oltre 800 metri di sedimenti pliocenici.

Le Argille Azzurre poggiano: a) direttamente sui sedimenti messiniani (Formazione a Colombacci, con giacitura “autoctona”), mediante un contatto che localmente assume le caratteristiche di un limite paraconcordante, come osservabile nell’area di Bronzo-Fiume Foglia (fig. 7), relativo ad una trasgressione di tipo “acqua su acqua” (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982); b) su termini alloctoni liguri o semialloctoni epiliguri della Coltre della Val Marecchia, tramite una discordanza stratigrafica angolare. Questo testimonia che la rispettiva sedimentazione è avvenuta durante il processo finale di messa in posto della coltre. Parte delle Argille Azzurre contraddistinte per tale posizione stratigrafico-strutturale, possono anche assumere una connotazione semialloctona (secondo DE FEYTER, 1991 definita di tipo “penealloctono”). Questa porzione di Argille Azzurre, essendo non riconoscibile litostratigraficamente ed in relazioni di continuità con la successione neoautoctona, non è rappresentata distintamente nel Foglio.

In aree esterne al Foglio 267 si riconosce l’appoggio basale direttamente sui sedimenti messiniani neoautoctoni, tramite una superficie di discordanza (area ad ovest di Perticara, Foglio 266).

I campioni raccolti nella formazione sono ricchi in resti fossili. Si rinvenivano resti di echinidi, di molluschi (lamellibranchi e gasteropodi), di anellidi e di pesci; frequente anche il rinvenimento di frammenti vegetali carbonizzati e di ostracodi. Le associazioni di foraminiferi bentonici e planctonici sono ricche e significative, sia dal punto di vista biostratigrafico, che paleoambientale. Fra i foraminiferi planctonici i *taxa* più diffusi e significativi per l’intera formazione o per parte di essa sono: *Globigerina bulloides*, *G. falconensis*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinoides elongatus*, *Globoturborotalita apertura*, *Globorotalia bononiensis*, *G. crassaformis*, *G. margaritae*, *G. puncticulata*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Orbulina universa*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*. Fra i foraminiferi bentonici, sempre numerosi, si ricordano per particolare frequenza: *Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Cassidulina neocarinata*, *Cibicidoides ungerianus*, *Gyroidina soldanii*, *Heterolepa bellincioni*, *Karriella bradyi*, *Lenticulina calcar*, *Martinottiella communis*, *Planulina ariminensis*, *Pullenia bulloides*, *P. quinqueloba*, *Siphonina reticulata*, *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina peregrina*, *Valvulinera bradyana*. In alcuni campioni sono state rinvenute anche associazioni con *Ammonia beccarii*, *Asterigerinata planorbis*, *Elphidium advenum*, *E. crispum*, *Florilus boueanum*. Per quanto concerne l’inquadramento biostratigrafico a foraminiferi, la

successione del settore marchigiano nell'area F. Foglia-Auditore-Montecalvo in Foglia, è riferibile, nel complesso, all'intervallo Zona a *S. seminulina* s.l.-Zona a *G. aemiliana*.

Le associazioni a nannofossili calcarei, rilevate nella parte medio-alta della formazione, sono caratterizzate dalla presenza di forme che consentono l'attribuzione alla Biozona MNN13 di RIO *et alii* (1990) (associazioni caratterizzate da *Helicosphaera sellii*), alla parte bassa della Biozona MNN14-15 (associazioni caratterizzate da *H. sellii*, *Pseudoemiliana lacunosa* e *Discoaster asymmetricus*), alla parte alta della Biozona MNN 14-15

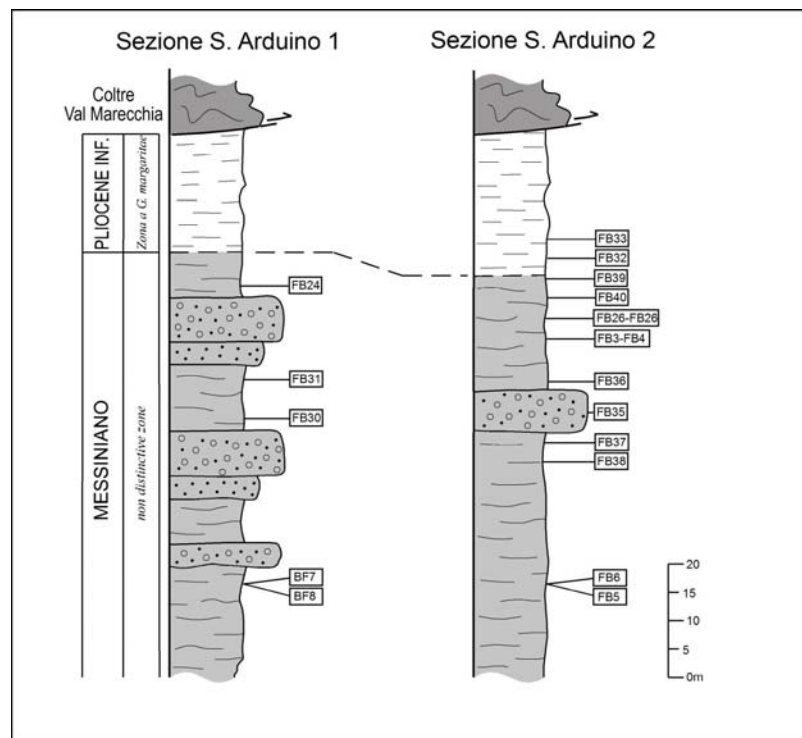


Fig.7 – Colonne stratigrafiche che mostrano il passaggio dalla Formazione a Colombacci alle Argille Azzurre; in alto il contatto con la Coltre della Val Marecchia. Sono riportati i campioni utilizzati per la biostratigrafia (pressi di S. Arduino).

(associazioni caratterizzate da *H. sellii* e *P. lacunosa*) ed alla Biozona MNN16a (associazioni caratterizzate da *H. sellii*, *P. lacunosa* e *Sphenolithus* spp.), fino

alla Biozona MNN18 rilevata da RIO et alii (1997) nella litofacies delle marne di Corpò. Nei pozzi Misano 1 e Misano 2, ubicati lungo il margine orientale del Foglio nei dintorni di Misano Monte, degli oltre 800 metri di sedimenti pliocenici, meno di 200 metri sono riferibili allo Zancleano, mentre oltre 600 metri sono riferibili al Piacenziano. Manca, in questi sondaggi e presumibilmente in questo settore, la Zona a *S. seminulina* s.l.. Le Argille Azzurre sono dunque riferibili, per l'area in oggetto, all'intervallo Zancleano-parte inferiore del Gelasiano, in accordo anche con datazioni ottenute da numerosi Autori (RUGGIERI, 1970; CARLONI *et alii*, 1971; COLALONGO *et alii*, 1982; CONTI *et alii*, 1987; CONTI, 1989; INVERNIZZI *et alii*, 1995) e probabilmente, la parte sommitale è riferibile alla parte superiore del Gelasiano ed ipoteticamente alla base del Pleistocene inferiore (vedi in CATANZARITI *et alii*, 2002). Le associazioni a foraminiferi bentonici indicano condizioni paleoambientali perlopiù di piattaforma esterna, con oscillazioni ad ambiente più profondo sino al batiale, o meno profondo, al limite con la piattaforma interna.

In alcune aree questa formazione è stata suddivisa in membri e litofacies (fig. 8), tra cui il membro delle arenarie di Borello (**FAA₂**) ed il membro arenaceo di Montecalvo in Foglia (**FAA₈**). Nel settore sud-orientale del Foglio, nella parte inferiore della formazione in posizione sottostante la coltre, si intercalano: una litofacies arenaceo-pelitica (**FAA_a**) e una litofacies arenacea (**FAA_b**). Nell'area romagnola nella parte inferiore e intermedia della formazione, laterale e soprastante la coltre, sono state distinte tre litofacies del membro delle arenarie di Borello, cioè la litofacies pelitico-arenacea (**FAA_{2a}**), la litofacies arenacea (**FAA_{2b}**) e la litofacies conglomeratica (**FAA_{2c}**). Nella parte meridionale del Foglio, al nucleo della sinclinale di Montecalvo in Foglia-Tavoleto, sono state invece cartografate due litofacies del membro arenaceo di Montecalvo in Foglia, cioè la litofacies arenacea (**FAA_{8a}**) e la litofacies pelitico-arenacea (**FAA_{8b}**). Nell'area settentrionale del Foglio, nella parte superiore della formazione, sono state distinte la litofacies delle marne di Corpò (**FAA_d**) e la litofacies delle argille ed arenarie di Lardiano (**FAA_e**).

2.4.1. - Litofacies arenaceo-pelitica (**FAA_a**)

Livelli riferibili a questa litofacies sono stati cartografati a sud-ovest di Auditore e a sud di Montefiore Conca. Si tratta di corpi, intercalati alle argille, a geometria lenticolare, di arenarie giallastre a granulometria medio-fine in strati medi e fini, alternati a livelli pelitici grigio-brunastri; il rapporto A/P varia da 0,5 a 2. Gli strati arenacei denotano caratteri torbiditici, quali gradazione normale, laminazione piano-parallela ed incrociata; sono rappresentati perlopiù

gli intervalli T_{b-c} di BOUMA (1962). Le arenarie sono a composizione mista con numerosi frammenti fossili. Sono inoltre presenti livelli costituiti esclusivamente da frammenti di gusci di molluschi e nuclei di arenarie a maggiore cementazione (cogoli). Le partizioni argillose sono bioturbate e ricche in fossili, in particolare lamellibranchi e scafopodi; abbondanti anche le associazioni a foraminiferi. L'età della successione della zona di Auditore, in cui tale litofacies è inserita, è riferibile al Pliocene inferiore (intervallo Zona a *G. margaritae* - Zona a *G. puncticulata*).

2.4.2. - Litofacies arenacea (FAA_b)

E' costituita da corpi arenacei lenticolari intercalati nelle argille, sia sottostanti che laterali la coltre alloctona (rispettivamente zone a sud-ovest di Auditore e di Borgo Massano). Le arenarie sono mediamente cementate, prevalentemente a granulometria da medio-fine a medio-grossolana, di colore giallastro. Il rapporto arenaria/pelite è sempre maggiore di 1, talora le intercalazioni pelitiche sono assenti. Gli strati arenacei sono medio-spessi, con alta tabularità. Le strutture sedimentarie principali sono date da gradazione, laminazione piano-parallela ed incrociata, superfici di amalgamazione; presenti numerosi inclusi pelitici ed arenacei. Si rinvencono nuclei di arenarie a maggiore cementazione (cogoli). Le arenarie sono ricche in frammenti fossili, in particolare molluschi, talora concentrati in livelli. Le intercalazioni pelitiche sono date da argille grigie ricche in fossili. I caratteri sedimentari sono di tipo torbiditico, riferibili alla porzione intermedio-distale di una conoide (zona di Auditore e Borgo Massano). Nell'area di San Giovanni, a sud di Valle di Teva, la successione sedimentaria è costituita da un corpo clastico prevalentemente arenaceo nella parte inferiore e arenaceo-pelitico in quella superiore, con un *trend* di tipo positivo (Arenarie di San Giovanni di CONTI, 1989). L'età della porzione di successione in cui tale litofacies è presente, è riferibile al Pliocene inferiore (intervallo Zona a *G. margaritae* - Zona a *G. puncticulata*).

2.4.3. - Membro delle arenarie di Borello (FAA₂)

Questo membro, corrispondente alle Arenarie di Borello di FARABEGOLI (1983), era stato precedentemente descritto come unità informale a sé stante da CREMONINI & FARABEGOLI (1981), i quali attribuiscono la sua formazione, in ambiente pelagico, all'impostazione nel bacino di un sistema torbiditico. Il membro delle arenarie di Borello caratterizza soprattutto la parte inferiore e media delle Argille Azzurre, collocandosi in posizione laterale e soprastantela

coltre alloctona. Il membro delle Arenarie di Borello è costituito al suo interno da litofacies caratterizzate da variabilità del rapporto arenaria/pelite e spessore medio degli strati, che si ripetono a più altezze stratigrafiche e mostrano rapporti di eteropia.

Il membro ha un limite inferiore piuttosto netto, mentre limite superiore, graduale, segna la fase trasgressiva al passaggio tra Pliocene inferiore e medio.

La comparsa nel bacino dei rispettivi depositi, è indicativa di un'ulteriore fase di avanzamento della Coltre della Val Marecchia (fase infrapliocenica databile alla Zona *G. puncticulata*), con il conseguente aumento nella disponibilità di sedimenti clastici.

Lo spessore, data la forte geometria lenticolare, è estremamente variabile e raggiunge i 1000 metri nel margine appenninico tra i fiumi Savio e Marecchia; localmente si riduce fino ad annullarsi. L'età è riferita al Pliocene inferiore-medio, Zona a *G. puncticulata* (vedi anche il Foglio 254-Modigliana di ANTOLINI *et alii*, 2001).

2.4.4. - Litofacies pelitico-arenacea (FAA_{2a})

Questa litofacies è composta di corpi arenaceo-siltitici a geometria lenticolare, intercalati alle argille. Sono costituiti da arenarie giallastre a granulometria fine e molto fine e da siltiti in strati sottili, alternati a prevalenti livelli pelitici grigio-brunastri; il rapporto arenaria/pelite è inferiore a 1. Gli strati arenacei denotano caratteri torbiditici, quali gradazione normale, laminazione piano-parallela e incrociata; sono perlopiù rappresentati gli intervalli T_{b,e} di BOUMA (1962). Le arenarie sono a composizione silicoclastica con numerosi frammenti fossili. Sono inoltre presenti livelli costituiti esclusivamente da frammenti di gusci di molluschi. Le partizioni argillose sono massive e bioturbate o finemente laminate. Sono inoltre ricche in fossili, tra i quali micro- e macrofossili (lamellibranchi e scafopodi); raramente sono presenti livelli ricchi in frustoli carboniosi.

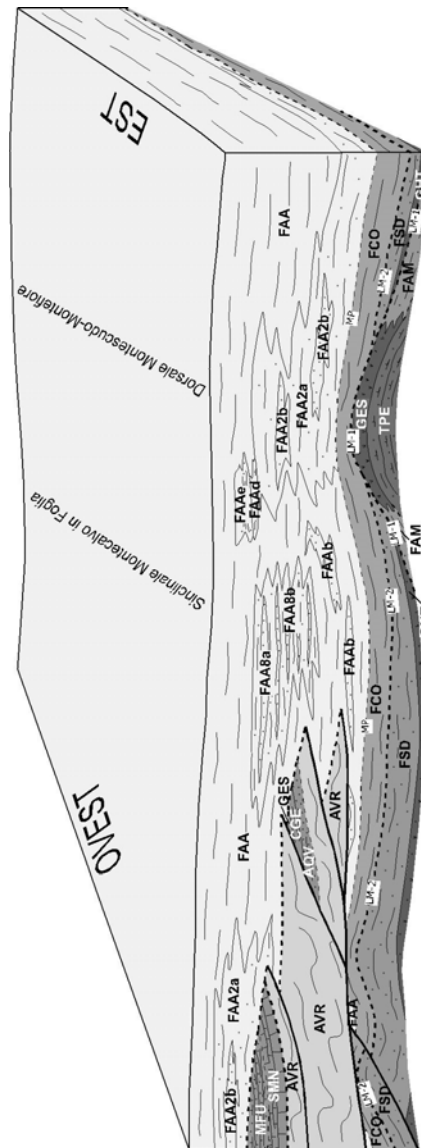


Fig. 8 - Schema stratigrafico-deposizionale dei rapporti tra le unità messiniano-plioceniche e la Coltre della Val Marecchia. Le linee tratteggiate rappresentano le discontinuità stratigrafiche: LM-1 discordanza intramessiniana 1; LM-2 discordanza intramessiniana 2; MP discontinuità al passaggio Miocene-Pliocene (vedi in ROVERI et alii, 1998). Gli spessori delle unità sono indicativi.

2.4.5. - *Litofacies arenacea* (FAA_{2b})

Si tratta di corpi arenacei lenticolari intercalati alle argille, che passano lateralmente a corpi conglomeratici. Le arenarie sono mediamente cementate, prevalentemente a granulometria da medio-fine a medio-grossolana, di colore giallastro. Il rapporto arenaria/pelite è maggiore di 1; talora le peliti sono assenti. Gli strati sono medio-spessi, con alta tabularità laddove intercalati alle argille, mentre sono lenticolari nelle aree di eteropia con i conglomerati. Le strutture sedimentarie principali sono date da gradazione, laminazione piano-parallela ed incrociata, e superfici di amalgamazione, accompagnate da orizzonti di inclusi pelitici. Si rinvengono nuclei di arenarie a maggiore cementazione (cogoli). Le arenarie sono ricche in frammenti fossili, in particolare molluschi, talora concentrati in livelli. Le intercalazioni pelitiche sono date da argille grigie ricche in fossili. I caratteri sedimentari delle arenarie indicano un sistema deposizionale torbido relativo alla parte intermedio-distale di una conoide., mentre denotano una posizione più prossimale, laddove mostrano rapporti diretti con i corpi conglomeratici.

2.4.6. - *Litofacies conglomeratica* (FAA_{2c})

Si tratta di corpi conglomeratici poligenici lenticolari in rapporti di eteropia con corpi arenacei. I principali affioramenti sono ubicati nell'area di M. Bigoncio. Tali corpi sono caratterizzati da forte lenticolarità sia interna che nell'ambito delle altre litofacies. I conglomerati sono sia clasto-sostenuti che matrice-sostenuti, con ciottoli bene arrotondati e matrice sabbiosa di colore giallastro. I clasti sono piuttosto eterometrici, con dimensione massima di circa 40-50 cm (blocchi) e dimensione media di circa 15 cm (ciottoli). I ciottoli sono costituiti principalmente da litotipi delle formazioni alloctone liguri, quali calcari micritici grigi, calcari marnosi grigio-verdastri ed arenarie micacee. I conglomerati sono stratificati grossolanamente, a formare potenti banchi, senza evidenziare particolari strutture sedimentarie, ad eccezione talvolta, di una grossolana stratificazione incrociata. Tali corpi conglomeratici sono collocabili in un contesto paleoambientale di delta-conoide marina.

2.4.7. - *Membro arenaceo di Montecalvo in Foglia* (FAA₈)

Le alternanze arenarie-argille affioranti nell'area di Montecalvo in Foglia sono state indicate come formazione da AMADESI (1962) e da DE FEYTER (1991) ed attribuite al Pliocene medio. Sono state indicate anche come ciclo

sedimentario P2 da RICCI LUCCHI *et alii* (1982) e da CANTALAMESSA *et alii* (1986b) e genericamente come Arenarie gialle del Pliocene Medio da CONTI (1989). Numerosi sono i lavori che trattano questi sedimenti da un punto di vista stratigrafico-sedimentologico (CAPUANO *et alii*, 1986a, 1986b; CAPUANO, 1990a, 1990b; CAPUANO *et alii*, 1991; CAPUANO & PAPPAFICO, 1992) e stratigrafico-strutturale (DE DONATIS *et alii*, 1998; COWARD *et alii*, 1999).

Il contatto di base è marcato da un significativo aumento verso l'alto delle intercalazioni arenacee (vedi anche CONTI, 1989). Questo è bene evidente a sud di Auditore (fig. 9) e nei pressi di Borgo Massano, dove anche i sedimenti sottostanti al membro, prevalentemente pelitici, sono caratterizzati dalla presenza di livelli arenacei, con caratteristiche sedimentologiche e composizionali del tutto simili, ma con una più marcata lenticolarità. Pertanto il limite inferiore è posto in corrispondenza del primo livello arenaceo dotato di maggiore continuità laterale.

Questo membro è ripartito in due litofacies intimamente connesse, distinte sulla base del rapporto arenaria/pelite: una litofacies arenacea ed una litofacies pelitico-arenacea. In base a questo criterio, sono stati cartografati e distinti 11 livelli arenacei, localmente e parzialmente anastomizzati, di cui i tre stratigraficamente più bassi, sono eteropici con le peliti della formazione delle Argille Azzurre, mentre gli altri otto vi si sovrappongono (tavv. 2 e 3). Il membro arenaceo di Montecalvo in Foglia raggiunge uno spessore di almeno 450 metri nella parte assiale della sinclinale di Montecalvo in Foglia-Tavoletto.



Fig. 9 - Litofacies arenacea del membro di Montecalvo in Foglia nei pressi di Auditore.

I relativi sedimenti sono ricchi, sia in macrofossili, che in microfossili. La macrofauna, con esemplari integri o in frammenti, è concentrata nei livelli arenacei, in chiaro contesto da risedimentazione; essa è caratterizzata da associazioni a molluschi, con prevalenti ostreidi e pettinidi. Le associazioni a foraminiferi distribuite, dalla base del membro, alle peliti soprastanti il livello arenaceo 6, sono caratteristiche della Zona a *Globorotalia puncticulata*, mentre quelle distribuite dal livello 7 verso l'alto, sono caratteristiche della Zona a *Globorotalia aemiliana*.

Sulla base del contenuto in foraminiferi planctonici ed in nannofossili calcarei, il membro è quindi riferibile al Pliocene inferiore-medio (parte alta della Zona a *G. puncticulata*-parte bassa della Zona a *G. aemiliana*), in accordo con i risultati di ARDANESE *et alii* (1982), di CAPUANO (1990a), di ARCALENI *et alii* (1995), mentre AMADESI (1962), CARLONI *et alii* (1971) e DE FEYTER (1991), attribuiscono tali sedimenti esclusivamente al Pliocene medio, così come CONTI (1989), ma in questo ultimo caso, in modo più dubitativo.

Le caratteristiche sedimentologiche indicano per i livelli arenacei, un sistema torbiditico, probabile derivato distale di un apparato fan-deltizio (CAPUANO *et alii*, 1986a; CAPUANO *et alii*, 1989). In particolare, le facies grossolane sono indicative di un apparato prossimale per l'area di Monte Osteriaccia, e di porzioni più distali di tipo torbiditico disposte a raggiera a nord-est dal primo, quali una zona intermedia ed una distale (CAPUANO *et alii*, 1989; CAPUANO *et alii*, 1991; CAPUANO & PAPPAFICO, 1992). Le associazioni a foraminiferi presenti nelle intercalazioni argillose indicano un ambiente deposizionale di piattaforma esterna, con oscillazioni sino al limite con la piattaforma interna, ma mai di tipo batiale, come invece si verifica per le argille sottostanti. Pertanto si configura un *trend* regressivo dal basso verso l'alto della successione pliocenica, come confermato anche dalle associazioni di facies dei livelli arenacei (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982; MATTIOLI *et alii*, 1999).

2.4.8. - Litofacies arenacea (FAA_{8a})

E' data da livelli arenacei piuttosto continui, lateralmente intercalati alle peliti della litofacies pelitico-arenacea. La successione affiorante è costituita, come già detto, da almeno 11 livelli arenacei riferibili a questa litofacies, i quali possono unirsi tra loro anche tramite amalgamazioni (zona di Auditore-Monte Osteriaccia) oppure al contrario può aumentare lo spessore della frazione pelitica interposta (zona di Tavoleto). La chiusura lenticolare dei livelli arenacei è evidente nella zona di Montecalvo in Foglia e ad ovest di Auditore, dove i livelli arenacei e pelitici della parte bassa di questa formazione passano lateralmente alle argille della parte alta della formazione. Gli strati passano da

una potenza media nelle aree nord-orientali a molto spesso nelle aree sud-occidentali. Le arenarie sono giallastre mediamente o poco cementate, ad eccezione di frequenti noduli più cementati (cogoli), a composizione silicoclastica e carbonatica, grazie all'elevato contenuto in frammenti fossili. Talora i livelli arenacei più spessi hanno alla base porzioni conglomeratiche fortemente discontinue.

Sono presenti anche livelli costituiti esclusivamente da frammenti di gusci di molluschi ed intercalazioni pelitiche bioturbate e ricche in fossili e livelli ad elevata concentrazione di *mud-clast*. Le strutture sedimentarie sono date da gradazione, laminazione piano-parallela e *ripples*, in particolare per i settori centro orientali dove gli strati sono più sottili, mentre nel settore sud-occidentale prevalgono uno spessore maggiore degli strati, un'intensa laminazione incrociata e una meno evidente stratificazione.

2.4.9. - *Litofacies pelitico-arenacea* (FAA_{8b})

I livelli pelitico-arenacei sono intercalati a corpi arenacei della litofacies arenacea ed hanno un andamento discontinuo e lenticolare, particolarmente nella zona di Auditore e Monte Osteriaccia; in quest'area, i livelli inferiori sono caratterizzati da rapporti di eteropia con le facies argillose della formazione. Questa unità è costituita da livelli di argille siltose e argille di colore grigio-azzurro con alternanze centimetriche di arenarie a granulometria fine e finissima, con un rapporto A/P <<1. Il contenuto fossilifero è generalmente elevato, anche con livelli costituiti esclusivamente da frammenti di gusci di molluschi.

2.4.10. - *Litofacies delle marne di Corpolò* (FAA_d)

Questa litofacies si intercala nella porzione medio-superiore della formazione. E' costituita da argille marnose e marne siltose grigie e grigio-azzurre organizzate in strati sottili, con intercalazioni di strati arenacei da sottili a spessi, del tutto analoghi a quelli presenti ad altri livelli stratigrafici, con evidenze di bioturbazione. Tali litotipi sono inoltre alternati a strati sottili di siltiti argillose con lamine sottilissime di marne tripolacee e tripoli bianchi ricchi in pesci fossili, organizzati in intervalli nel complesso anche decametrici. Questa litofacies riunisce i depositi caratterizzati da facies poco ossigenate che si ritrovano al tetto del membro delle arenarie di Borello ed affiora limitatamente alla parte settentrionale del Foglio con spessore massimo di circa 70 metri nell'area di Falciano (Repubblica di San Marino). COLALONGO *et alii*

(1982) attribuiscono all'affioramento dell'alveo del Fiume Marecchia, a est di Poggio Berni (F. 256), un'età compresa tra la parte terminale della Zona a *Globorotalia puncticulata* e la Subzona a *G. crassaformis crassaformis* (Piacenziano). Recentemente RIO *et alii* (1997) grazie ad un dettagliato lavoro stratigrafico e paleoambientale, elaborato mediante lo studio integrato di nannofossili calcarei, foraminiferi planctonici e magnetostratigrafia, attribuiscono a questa successione un'età compresa tra 3,0 e 2,2 Ma (biozone MNN16a-MNN18 di Rio *et alii* 1990, Piacenziano-Gelasiano p.p.).

Questi depositi sono l'espressione del ciclico riproporsi di facies "stagnanti", comunque di ambiente relativamente profondo, da -500 a -1200 m, e fortemente subsidente (circa 450 m di sedimenti depositi in 800.000 anni, RIO *et alii*, 1997), organizzati in cicli di ossidazione-riduzione dovuti a scarsa circolazione sul fondo, alternati a periodi "normali" ossigenati con apporti detritici; la causa dell'alternarsi di queste condizioni è ancora oggetto di discussione (CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982; RIO *et alii*, 1997). In ogni caso appare chiaro che le condizioni per la formazione di questi depositi sono in stretta relazione con l'assenza di afflussi torbidity significativi; infatti tale litofacies è compresa tra il tetto delle arenarie del membro delle arenarie di Borello e le arenarie intercalate nelle Argille Azzurre. Oltre a condizioni paleoambientali legate ai cicli climatici, appare quindi chiara anche una relazione con i periodi di attività e stasi tettonica, che hanno interessato il fronte della catena ed il bacino.

2.4.11. - Litofacies delle argille ed arenarie di Lardiano (FAA_e)

Nella porzione medio-superiore delle Argille Azzurre, al limite settentrionale del Foglio, si intercalano orizzonti arenacei torbidity correlabili con le Arenarie di Lardiano dei fogli più occidentali (per es. Foglio 254-Modigliana). Si tratta di intercalazioni di arenarie quarzoso-micacee, medio-fini giallastre, in letti da sottili a spessi, alternate ad argille marnose e siltose grigie, in letti sottili e molto sottili, con rapporto A/P>1, potenti qualche decina di metri.

Nel Foglio 254-Modigliana (ANTOLINI *et alii*, 2001), tale porzione di successione è riferita al Pliocene medio-superiore.

3. - LIGURIDI

Le unità litostratigrafiche Liguri affioranti in questo Foglio appartengono al Supergruppo della Calvana, facente parte, nella suddivisione paleogeografica di

ZANZUCCHI (1988) e di BORTOLOTTI (1992), del Dominio Ligure Esterno, mentre secondo VAI & CASTELLARIN (1992), farebbe parte del Dominio Subligure. Nella recente Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, scala 1:250.000, di CERRINA FERONI *et alii* (2002a), questi terreni sono attribuiti all'Unità Sporno-Carpegna. Nel limitrofo Foglio 256-Rimini, le unità litostratigrafiche liguri sono state cartografate indistintamente come Unità della Val Marecchia (MAE). Nella precedente edizione della Carta Geologica d'Italia di RUGGIERI (1970) e di CARLONI *et alii* (1971), le Liguridi, con l'eccezione della "Formazione dell'Alberese" dei suddetti Autori, erano state indicate indistintamente come "Complesso Caotico".

3.1. - ARGILLE VARICOLORI (AVR)

Le Argille Varicolori costituiscono, tra le Unità Liguri, il termine più estesamente affiorante. In passato le Argille Varicolori sono state incluse in modo indistinto all'interno del "Complesso Caotico" (RUGGIERI, 1970; VENERI, 1986; MANNORI & SANI, 1987) e dei "Terreni caotici eterogenei" da CARLONI *et alii* (1971). Successivamente, esse sono state distinte ed associate alla Formazione di Sillano (Membro A di CONTI, 1989) o alla Formazione di Villa a Radda (DE FEYTER, 1991; CASAGLI *et alii*, 1993). Successivamente, CONTI (1994) le ha indicate come una formazione a sé stante. La formazione affiora diffusamente nei quadranti occidentali del Foglio, ed è costituita prevalentemente da argilliti policrome, variabili da un colore rosso a verde a grigio scuro. Alle argilliti policrome si intercalano livelli discontinui di calcareniti, calcilutiti grigie o verdastre, arenarie fini brune, siltiti di colore marrone scuro-rossastro e marne grigio-avana. Laddove tali associazioni di litotipi acquistano uno spessore notevole ed una discreta continuità laterale, queste sono state cartografate ed indicate separatamente all'interno della formazione, in qualità di litofacies. Si ritrovano anche marne e marne argillose di colore nero, interpretate da RUGGIERI (1970) come livelli anossici. L'assetto fortemente scompaginato a seguito dell'intensa tettonizzazione, non consente valutazioni precise dello spessore reale.

Le Argille Varicolori, le quali costituiscono il termine ligure stratigraficamente più basso, passano verso l'alto alla Formazione di Sillano; il contatto è generalmente netto, anche se in alcuni casi evidenzia una certa gradualità. Talvolta le due formazioni sono caratterizzate da relazioni di tipo eteropico, con il conseguente passaggio stratigrafico netto, verso l'alto, dalle Argille Varicolori alla Formazione di Monte Morello. I rapporti di eteropia laterale sono riconoscibili nella zona di Montemaggio-Monte Giardino, a nord-est di Ca' Micci, nel versante sudest di Poggio Casariani e a sud-est di Pugliano.

Il passaggio diretto dalle Argille Varicolori alla Formazione di Monte Morello, è osservabile alla base del versante sud-est del Monte Carpegna, nelle aree di Petorno, di Monte Cerignone, di Monte Faggiola e ad est di Mercatino Conca.

I campioni esaminati, provenienti dalla litofacies marnosa (Monte Fotogno e Monte San Marco) hanno fornito associazioni di nannofossili calcarei riferibili alla Biozona CC9 (*Eiffelithus turriseiffelii*) di SISSINGH (1977) dell'Albiano superiore-Cenomaniano inferiore-medio, così come i campioni prelevati da livelli marnosi intercalati alle argilliti policrome. I campioni prelevati nella litofacies calcareo-arenacea affiorante lungo il Torrente Mazzocco, hanno fornito associazioni di nannofossili riferibili alla Biozona CC19 (*Calculites ovalis*) di SISSINGH (1977) del Campaniano inferiore.

L'età di questa formazione è riferita da RUGGIERI (1970), CONTI (1989), DE FEYTER (1991) e PERRONE *et alii* (1998) ad un intervallo compreso tra l'Aptiano e l'Eocene basale, anche se il maggiore spessore della formazione è di età cretacea.

L'ambiente deposizionale delle Argille Varicolori è marino profondo, con occasionali episodi torbidity (litofacies arenacea) e deposizione emipelagica carbonatica (litofacies marnosa) (BORTOLOTTI, 1962, 1967; RUGGIERI, 1970).

Nella carta geologica sono state distinte le seguenti litofacies:

3.1.1. - *Litofacies arenacea* (AVR_a)

È presente nelle aree ad est di Villagrande, al nucleo dell'anticlinale di M. Cerignone, ad ovest di Ca' Micci, a Monte Altavelio e sottoforma di corpi lenticolari, a sudovest di Auditore. Questa litofacies è litologicamente assimilabile alle Arenarie della Pietraforte di BORTOLOTTI (1962), ed è considerata da CONTI (1989) come "membro C" della Formazione di Sillano. Essa è costituita da arenarie silicoclastiche con un tenore variabile in elementi carbonatici, a granulometria variabile da sabbia fine a medio-grossolana, di colore grigio brunastro, in strati bene definiti e regolari. Lo spessore di questi ultimi varia da pochi decimetri ad un massimo di 70-80 cm. Numerose sono le strutture sedimentarie di tipo torbidity, quali gradazione, laminazione piano-parallela ed incrociata, *ripples*, laminazione convoluta, rappresentative della sequenza di BOUMA (1962); frequenti le strutture da paleocorrente tipo *flute* e *groove cast* (BORTOLOTTI, 1967). Alle arenarie sono alternati livelli decimetrici di siltiti di colore marrone scuro. Questa litofacies ricorre a più livelli stratigrafici all'interno delle Argille Varicolori e, come nella zona di Monte Altavelio, passa lateralmente e verticalmente alla Formazione di Sillano.

3.1.2. - *Litofacies calcareo-arenacea* (**AVR_b**)

E' presente in un piccolo affioramento a nord-est di la Celletta, lungo il Torrente Mazzocco a sud-est di Villanuova e alla base della placca di Montebello. Essa è costituita da un'alternanza di calcari chiari, arenarie e marne in strati di spessore variabile da alcuni centimetri a qualche decimetro. I calcari sono rappresentati da calcilutiti, talvolta laminate, mentre le arenarie hanno strutture torbiditiche e composizione silicoclastica e carbonatica; è forte l'affinità sedimentologica e compositiva con le arenarie della litofacies arenacea.

3.1.3. - *Litofacies marnosa* (**AVR_c**)

Questa litofacies compare in piccoli affioramenti all'interno delle argilliti delle Argille Varicolori, in particolare sul versante occidentale di Monte San Marco ed a Varco Biforca a nord di Monte San Severino. Litologicamente è costituita da marne di colore grigio e marroncino chiaro e raramente calcari marnosi grigio-biancastri fini. Le marne e i calcari si presentano in strati decimetrici a cui talvolta si intercalano sottili livelli pelitici di colore grigio scuro. Questa litofacies è stata attribuita da RUGGIERI (1970) e da CONTI (1994) ad episodi deposizionali anossici. CONTI (1994) inserisce analoghi litotipi marnosi nel membro D della Formazione di Sillano.

Associate a questa formazione si ritrovano alcune lenti di materiale pelitico a struttura caotica, con inclusi eterogenei riconducibili a frane o colate sottomarine, testimoni di un'attività ai margini del bacino. Queste lenti, cartografate alla scala 1:10.000 (es. a nord della cava di Masrola), non sono di dimensioni tali da potere essere rappresentate alla scala 1:50.000.

3.2. - FORMAZIONE DI SILLANO (**SIL**)

Affiora in modo esteso tra Pietramaura, San Leo e Villagrande, a ovest di Mercatino Conca, a sud di Valle di Teva e di Valle Avellana, e a Trebbio. La Formazione di Sillano è stata istituita da BORTOLOTTI (1962) nei Monti del Chianti; in Val Marecchia è stata riconosciuta e cartografata da RUGGIERI (1970), CONTI (1989; 1994) e DE FEYTER (1991). A questa formazione sono stati attribuiti anche gli affioramenti calcareo-pelitici indicati da CONTI (1994) come Formazione di Pugliano; questi infatti hanno caratteri litologici, posizione stratigrafica ed età del tutto correlabili con la Formazione di Sillano.

Lenti di questa formazione, non cartografabili a causa delle ridotte dimensioni, si ritrovano associate alle Argille Varicolori alla base delle placche epiliguri di San Marino e di Verucchio.

La Formazione di Sillano è caratterizzata, nell'area in oggetto, da un'alternanza di strati di spessore da decimetrico a metrico di peliti grigie e calcari grigio-verdastri (fig. 10). Le peliti possono talvolta essere policrome, specialmente nella parte basale della formazione, dove diventano predominanti rispetto ai calcari. Localmente sono presenti marne calcaree rosate. La porzione carbonatica è rappresentata da calcareniti torbiditiche a grana fine, calcilutiti in strati da medi a spessi e calcari marnosi con colori che vanno dal grigio al verdastro, ma che spesso possono assumere colore nocciola chiaro.



Fig. 10 - *Alternanze di calcilutiti, calcareniti, marne ed argilliti della Formazione di Sillano. Fiume del Rio ad est di San Leo.*

La parte inferiore della formazione è caratterizzata da un passaggio graduale alle Argille Varicolori, con progressivo aumento delle argilliti a discapito dei calcari. Le due formazioni sono inoltre caratterizzate da passaggi di tipo eteropico. La Formazione di Sillano passa superiormente, tramite contatto netto, alla Formazione di Monte Morello, anche se la sua parte alta è comunque contraddistinta da un elevato tenore in strati calcarei.

Lo spessore della Formazione di Sillano varia da pochi metri ad almeno 350 metri, tenendo conto dei limiti nella valutazione imposti dal forte grado di tettonizzazione. L'ambiente deposizionale è riferito da BORTOLOTTI (1962) e da

ABBATE *et alii* (1970) ad un contesto emipelagico e torbido bacinale profondo, in condizioni di conoide distale.

I campioni esaminati per alcuni affioramenti (Fiume Marecchia, immediatamente all'esterno all'area del Foglio), hanno indicato, in base al contenuto in nannofossili calcarei, la Biozona NP4 (*Ellipsolithus macellus*) di MARTINI (1971) indicativa della parte alta del Daniano - parte basale del Selandiano (passaggio Paleocene inferiore-superiore). Più genericamente, l'età indicata in letteratura da vari Autori ed attribuita alla formazione anche nell'ambito del Foglio 267, è riferita all'intervallo Cretacico superiore-Eocene inferiore (CONTI, 1989; DE FEYTER, 1991; CONTI, 1994; CATANZARITI *et alii*, 2002).

3.3. - FORMAZIONE DI MONTE MORELLO (MLL)

La Formazione di Monte Morello è stata istituita da BORTOLOTTI (1962) su affioramenti ubicati nei dintorni di Firenze, in passato spesso indicata come Formazione dell'Alberese (BORTOLOTTI, 1964; RUGGIERI, 1970; CARLONI *et alii*, 1971). CONTI (1989) ha ripartito la formazione affiorante in Val Marecchia, in due membri (membro A e membro B). I principali affioramenti sono nell'area di Monte Carpegna, nell'area di Monte Cerignone-Montelicciano, tra Montemaggio e Montegiardino, a Verucchio ed a Torriana.

Questa formazione è costituita da un'alternanza di calcari e calcari marnosi, calcareniti torbido-torbiditiche e marne. I calcari hanno colore grigio chiaro e strati medi o spessi; le calcareniti presentano talvolta una base microconglomeratica, stratificazione fine e bioturbazione. Sono frequenti le controimpronte di fondo alla base degli strati calcarenitici, in particolare *flute* e *groove casts*, i quali hanno fornito informazioni di paleocorrenti in accordo con i dati riportati da BORTOLOTTI (1964), PONZANA (1993), PAREA (1965) e VALLONI & ZUFFA (1984), relative ad apporti longitudinali al bacino, provenienti dai settori nord-occidentali. Le marne e marne calcaree hanno una stratificazione sottile e colori che variano dal nocciola al grigio; localmente sono presenti livelli di calciruditi con nummuliti. Le intercalazioni pelitiche sono date da siltiti ed argilliti siltose di colore grigio scuro, piuttosto fogliettate. Alla base della formazione è distinta la litofacies di C. Nuova (MLL_a), bene esposta sul versante orientale del Monte Carpegna, e sul fianco rovesciato dell'anticlinale di Monte Grillo-Monte San Paolo-Monte della Valle.

La Formazione di Monte Morello poggia, tramite un contatto netto, sulla Formazione di Sillano, e localmente direttamente sulle Argille Varicolori, laddove queste sostituiscono lateralmente la suddetta formazione. L'ambiente deposizionale è inquadrabile nell'ambito di un sistema torbido-torbiditico carbonatico,

in posizione intermedio-distale, probabilmente al di sopra della CCD (ABBATE & SAGRI, 1970), come indicano i potenti spessori di depositi marnoso-emipelagici.

Il contenuto in nannofossili calcarei riscontrato in campioni prelevati su due sezioni hanno dato i seguenti risultati. Nella sezione di M. Carpegna (in area esterna al Foglio), spessa circa 700 metri (fig. 11), i campioni prelevati alla base e nella parte bassa hanno fornito associazioni riferibili alla Biozona NP11 (*Discoaster binodosus*) di MARTINI (1971), nella parte intermedia associazioni riferibili alla Biozona NP12 (*Marthasterites tribrachiatus*) e nella parte superiore associazioni riferibili alla Biozona NP13 (*Discoaster lodoensis*). Nella sezione di Monte Grillo i campioni hanno indicato un'analogia ripartizione zonale, dalla Zona NP11 alla Zona NP13. Campioni prelevati in affioramenti esterni all'area in oggetto, hanno fornito ulteriori dati: a nord di Serra di Maiolo è stata identificata la Biozona NP15 (*Chiphragmalithus alatus*) di MARTINI (1971), così come indicato anche da un campione proveniente da un olistolite calcareo-marnoso contenuto all'interno della Formazione dei Ghioli di letto, a nord di Sapigno.

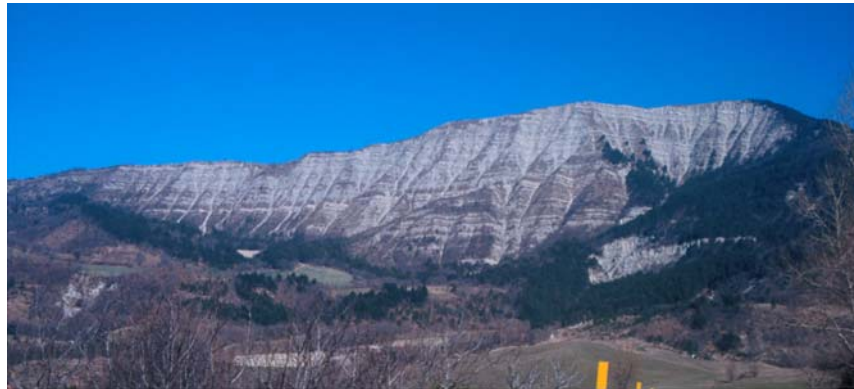


Fig. 11 - La Formazione di Monte Morello nel versante sud-orientale di Monte Carpegna.

L'età delle due successioni esaminate, dai dati riportati, è riferibile all'Ypresiano (Eocene inferiore), anche se la parte superiore/sommitale della formazione (non presente nelle sezioni misurate), arriva al Luteziano (Eocene medio). Questi dati sono in accordo con le età riportate in letteratura, che indicano l'Eocene inferiore-medio (BOCCALETTI & COLI, 1982; VENERI, 1986; CONTI, 1994), mentre DE FEYTER (1991) estende il tetto della formazione alla parte bassa dell'Eocene superiore, e PERRONE *et alii* (1998) all'Oligocene inferiore.

3.3.1. - Litofacies di C. Nuova (MLL_a)

Rappresentata anche nel Foglio 289-Città di Castello, essa costituisce un orizzonte guida spesso 10-20 m, collocato nella parte bassa della formazione, a circa 50-70 metri dalla base. Questa litofacies è costituita da marne e calcari marnosi rosa-rossastri, alternati ad argilliti scure e policrome. La stratificazione è generalmente netta e bene evidente.

4. - SUCCESSIONE EPILIGURE

Si tratta di una successione di sedimenti di età compresa tra l'Oligocene ed il Miocene superiore-?Pliocene inferiore, depositi in bacini di tipo *piggy back* o *thrust-top*, al di sopra della coltre alloctona ligure, o al suo fronte, in un contesto analogo a quello riconosciuto per i depositi epiliguri dell'Appennino emiliano (SESTINI, 1970; ORI & FRIEND, 1984; RICCI LUCCHI, 1986) e coinvolti nelle varie fasi di deformazione.

La successione della Val Marecchia rappresenta la porzione epiligure più meridionale dell'Appennino Settentrionale, facente parte di un'ampia fascia a direzione OSO-ENE (antiappenninica), che si estende da Bibbiena in Toscana, fino quasi a Riccione in Romagna. Tali affioramenti epiliguri meridionali, sono quindi ripartiti in quattro settori geologico-strutturali distribuiti da ovest verso est: Casentino-Monti Rognosi, La Verna-Val Tiberina, Monte Fumaiolo, Val Marecchia (interna ed esterna). Gli affioramenti presenti nel Foglio 267, fanno parte del settore della Val Marecchia esterna.

Nel medio Appennino emiliano la sedimentazione della classica Successione epiligure, che poggia in discordanza sulle Unità Liguri, comincia nell'Eocene medio; è importante sottolineare che invece, sulle unità alloctone più esterne e più profonde, i depositi epiliguri più antichi sono costituiti dalla Formazione di Antognola, la cui sedimentazione è iniziata nel Rupeliano superiore. Una serie abbastanza completa della Successione epiligure è presente nella zona di M. Fotogno ed è riportata in fig. 12.

La Successione epiligure è presente in Val Marecchia sottoforma di placche, a giacitura suborizzontale o immergenti verso ovest-sudovest, che poggiano con i termini più bassi, tramite superfici di discordanza stratigrafica angolare, o tramite contatti tettonizzati, sui termini Liguri; nell'area, l'appoggio è stato osservato esclusivamente sulle Argille Varicolori e mai sugli altri termini.

Le placche presentano una Successione epiligure più o meno completa, in alcuni casi è rappresentata da un solo termine litostratigrafico. La Successione epiligure completa è data da una serie di sequenze deposizionali separate da

discordanze stratigrafiche (vedi in RICCI LUCCHI, 1986; AMOROSI, 1992; ROVERI *et alii*, 1999). Per l'intera Val Marecchia, la sequenza presente alla base della successione, è di tipo arenaceo con complessi caotici, di età distribuita dall'Eocene medio-superiore all'Oligocene, data dalle Arenarie di Monte Comero e dai complessi caotici (Complesso della Valle del Savio, Breccie di Sasso Simone e Simoncello). Questa sequenza non è presente nel Foglio 267, ma in aree adiacenti.

La sequenza soprastante, di tipo marnoso-arenaceo, di età distribuita dall'Oligocene al Miocene inferiore, è caratterizzata dalla Formazione di Antognola (affiorante nel Foglio 267), e da altri termini affioranti solo in aree adiacenti, quali la Formazione di Poggio Carnaio (arenarie), la Formazione di Campaolo (arenarie e marne) e la Formazione di Contignaco (marne).

Al di sopra, si colloca la sequenza LT1 di RICCI LUCCHI (1986), corrispondente al Gruppo di Bismantova, e riferita all'intervallo Miocene inferiore-superiore, la quale da AMOROSI (1990; 1992) viene suddivisa internamente in più sequenze. Essa è data alla base dalla Formazione di San Marino, poi dalla Formazione di Monte Fumaiolo e dalle Argille di Montebello.

La sequenza ancora soprastante (sequenza T2 di RICCI LUCCHI, 1986) è data da termini del Miocene superiore confrontabili con la Formazione del Termina, quali sono la Formazione di Acquaviva, le Argille di Casa i Gessi, la Formazione Gessoso-Solfifera. Localmente, al di sopra, è poi presente un'ulteriore sequenza (sequenza M di RICCI LUCCHI, 1986), data dai depositi della Formazione di Casa Monte Sabatino del Miocene superiore-?Pliocene inferiore, i quali potrebbero anche rappresentare la base della sequenza pliocenica, data da argille e sabbie appartenenti alle Argille Azzurre.

4.1. - CARATTERI DELLE PLACCHE EPILIGURI

Sono di seguito riportati i principali caratteri stratigrafici e giacitureali delle maggiori placche epiliguri del settore esterno della Val Marecchia, che contraddistinguono il Foglio 267.

Del settore esterno, fanno parte gli affioramenti più orientali della Val Marecchia, caratterizzati complessivamente, da formazioni epiliguri più recenti di quelle affioranti nel settore occidentale, e che poggiano o direttamente o tramite le Liguridi, su termini pliocenici della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico. La geometria ad archi oroclinali, come indicato da CONTI (2002), caratterizza proprio gli affioramenti della Val Marecchia esterna, in particolare dell'area centro-settentrionale. I principali affioramenti sono quelli di Villagrande, Monte Fotogno-San Leo, San Marino, Montebello, Torriana, Verucchio; questi comprensivi anche della sequenza epiligure LT1 di RICCI

LUCCHI (1986), mentre quelli più orientali e sudorientali di Sassofeltrio e di Valle Avellana sono caratterizzati solo dalla sequenza epiligure T2 dello stesso Autore, confrontabile con la Formazione del Termina.

4.1.1. - *Principali placche epiliguri*

Villagrande

Si tratta di un modesto affioramento costituito solamente dalla Formazione di San Marino in appoggio stratigrafico discordante sulle Argille Varicolori, le quali costituiscono una scaglia facente parte di una pila di Unità Liguri in appoggio sulle Argille Azzurre e sui sottostanti termini della successione autoctona. La suddetta scaglia sembra essere sormontata da un'altra scaglia di grandi dimensioni, che contraddistingue la successione ligure di Monte Carpegna, formata da un potente spessore di calcari marnosi e marne della Formazione di Monte Morello.

Monte Fotogno-San Leo

Si tratta di una delle principali e potenti placche epiliguri della Val Marecchia. E' infatti comprensiva di più sequenze deposizionali, in quanto la sequenza LT1 poggia, con la Formazione di San Marino, in discordanza angolare sulle Argille Varicolori. A questa segue la Formazione di Monte Fumaiolo, sulla quale poggia in discordanza la sequenza T2 con la Formazione di Acquaviva, le Argille di Casa i Gessi e la Formazione Gessoso-Solfifera. Al di sopra, attraverso un'altra discordanza stratigrafica, si trovano i depositi pliocenici delle Argille Azzurre.

L'assetto giaciturale dei termini epiliguri è in tutta evidenza di tipo arcuato, come descritto da CONTI & TOSATTI (1995) e da CONTI (2002).

La scaglia su cui poggia la Successione epiligure in oggetto, a sua volta si sovrappone ad una potente pila di scaglie liguri, le quali a loro volta sono inserite nella successione autoctona pliocenica.

Montebello

La Successione epiligure di Montebello poggia in discordanza angolare sulle Argille Varicolori, che poggiano a loro volta su una pila di scaglie liguri, mentre essa è sormontata in discordanza angolare dai termini pliocenici. La Successione epiligure di Montebello è data alla base dalla Formazione di San Marino a cui

segue la Formazione di Monte Fumaiolo e poi le Argille di Montebello, sormontate in discordanza dalla Formazione di Acquaviva. La Formazione di San Marino poggia sulle Liguridi tramite un livello conglomeratico poligenico basale di carattere trasgressivo (RICCI LUCCHI, 1967a).

Torriana

La Successione epiligure di Torriana è delimitata direttamente alla base, dal contatto meccanico di sovrapposizione ai termini liguri ed alle argille plioceniche. Essa è rappresentata alla base dalle marne della Formazione di Antognola della sequenza epiligure oligo-miocenica, a cui segue attraverso una discordanza, la sequenza LT1 con la Formazione di San Marino e la Formazione di Monte Fumaiolo, a cui segue ancora attraverso un'ulteriore discordanza, la sequenza T2 con la Formazione di Acquaviva e le Argille di Casa i Gessi.

Verucchio

La placca epiligure di Verucchio è una delle più esterne e stratigraficamente più basse della porzione frontale della Coltre della Val Marecchia. E' costituita solamente dalla Formazione di San Marino, in appoggio stratigrafico discordante sulle Argille Varicolori, o direttamente tramite una superficie di tipo meccanico, sulle Argille Azzurre del Pliocene.

San Marino

La placca epiligure di San Marino è un'altra delle più importanti ed estese dell'area. Si trova in posizione frontale della Coltre della Val Marecchia, prossima al contatto con le Argille Azzurre plioceniche. La Successione epiligure poggia tramite una discordanza angolare sulle Argille Varicolori, ed è a sua volta sormontata, tramite una superficie meccanica, da una potente pila di scaglie liguri ed epiliguri.

La Successione epiligure è data alla base dalla Formazione di San Marino, a cui segue verso l'alto la Formazione di Monte Fumaiolo, seguita, attraverso una superficie di discordanza, dalla Formazione di Acquaviva e dalle Argille di Casa i Gessi.

L'assetto giaciturale delle unità epiliguri è di tipo arco oroclinale, come indicato da CONTI (2002).

Sassofeltrio

La Successione epiligure di Sassofeltrio è direttamente sovrapposta meccanicamente alle Argille Azzurre del Pliocene, e non è mai osservabile il relativo substrato ligure. Tale successione è data dai termini della sequenza T2, con alla base la Formazione di Acquaviva ed a seguire le Argille di Casa i Gessi e la Formazione Gessoso-Solfifera; essa è sormontata dalla pila di scaglie liguri. Non sono presenti i termini epiliguri stratigraficamente più bassi, come la Formazione di San Marino.

Casa Antoniaccio

Si tratta di una piccola placca epiligure in posizione frontale della Coltre della Val Marecchia, in appoggio discordante sulle Argille Varicolori, le quali a loro volta poggiano sulle Argille Azzurre del Pliocene inferiore. I termini epiliguri sono invece sormontati meccanicamente da altri termini liguri e stratigraficamente tramite una discordanza, dalle Argille Azzurre.

La Successione epiligure è data in basso dalla Formazione di Acquaviva ed in alto dalle Argille di Casa i Gessi.

Valle Avellana

La placca epiligure di Valle Avellana è la più meridionale ed orientale della Coltre della Val Marecchia; essa è inoltre collocata in prossimità della terminazione orientale della Coltre stessa, all'interno dei depositi argillosi ed arenacei delle Argille Azzurre del Pliocene inferiore.

E' data alla base, in appoggio stratigrafico discordante sulle Argille Varicolori e sulla Formazione di Sillano, dalla Formazione di Acquaviva, che passa in alto e lateralmente alle Argille di Casa i Gessi del Miocene superiore. In quest'area, si rileva inoltre la Formazione di Casa Monte Sabatino, data da conglomerati ed arenarie di età riferita al passaggio Miocene-Pliocene, che probabilmente rappresenta un ulteriore termine epiligure, discordante sui depositi sottostanti (sequenza M di RICCI LUCCHI, 1986).

La Successione epiligure è delimitata in alto dalle scaglie liguri per la parte nordoccidentale, e dai depositi argillosi ed arenacei del Pliocene inferiore-medio, attraverso una netta discordanza angolare.

La scaglia su cui è impostata la successione epiligure, fa parte di una sottile pila di unità liguri, sovrapposte ai depositi autoctoni del Pliocene inferiore.

4.2. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT)

Corrisponde alle “Marne verdine” p.p. di RUGGIERI (1958; 1970). Essa è rappresentata da marne argillose e siltose, verdognole o grigie, moderatamente cementate, con classica frattura “a saponetta” e con patine manganesifere e noduli di solfuri; frequenti i microfossili e talora i bioclasti. La stratificazione è generalmente poco evidente, anche per l’intensa bioturbazione. La formazione affiora nel Foglio in modo assai limitato, come ad esempio, nell’area di Torriana e di San Giovanni in Galilea.

Nell’area in esame, questa formazione soggiace, attraverso una discordanza stratigrafica, ai calcari della Formazione di San Marino. La propria base è rappresentata dalla discordanza sulle formazioni liguri, per gran parte sulle Argille Varicolori, anche se tale contatto risulta spesso tettonizzato. La conseguente elisione di spessori ha portato spesso alla riduzione della potenza della formazione a poche decine di metri o alla sua completa assenza.

L’età della Formazione di Antognola è riferita al Rupeliano-Aquitaniense (FORNACIARI & RIO, 1996; CATANZARITI *et alii*, 1997; ZANZUCCHI & MARTINI, 2000; CATANZARITI *et alii*, 2002; CERRINA FERONI *et alii*, 2002b). In Val Savio sono state documentate associazioni di nannofossili indicative dell’intervallo di tempo compreso tra il Rupeliano sup. e l’Aquitaniense basale (MARTELLI, 2002); la Zona MNP24 è rappresentata dalla presenza delle specie marker *Sphenolithus ciperoensis* e *S. distentus* in associazione con: *Helicosphaera euphratis*, *H. recta*, *H. perch-nielseniae*, *Dictyococcites bisectus* e *Cyclicargolithus abisectus*; la Zona MNP25a è caratterizzata dalla presenza delle specie marker *S. ciperoensis* in associazione con *D. bisectus*, *C. abisectus* (>10 micron) e *H. euphratis*; la Zona MNP25b è caratterizzata dalla presenza in associazione delle seguenti forme: *D. bisectus*, *D. hesslandii*, *C. abisectus*, *H. euphratis*, *Sphenolithus conicus* e *S. dissimilis*; la Zona MNN1a è caratterizzata da un’associazione simile alla precedente, ma con l’assenza di *D. bisectus*; la Zona MNN1b si distingue per la presenza della specie marker *Sphenolithus delphix* qui in associazione con *C. abisectus*, *H. euphratis*, *S. conicus*, *S. dissimilis*, *Helicosphaera carteri* e *H. bramlettei*; la Zona MNN1c si determina per l’assenza di *S. delphix* con associazione simile alla precedente.

L’ambiente di deposizione è probabilmente di scarpata o di bacino confinato relativamente profondo (MANCIN, 1999; DI GIULIO *et alii*, 2002).

4.3. - FORMAZIONE DI SAN MARINO (SMN)

La Formazione di San Marino (RUGGIERI, 1958; RICCI LUCCHI, 1964; CONTI, 1989) costituisce la base della sequenza LT1 di RICCI LUCCHI (1986) e di

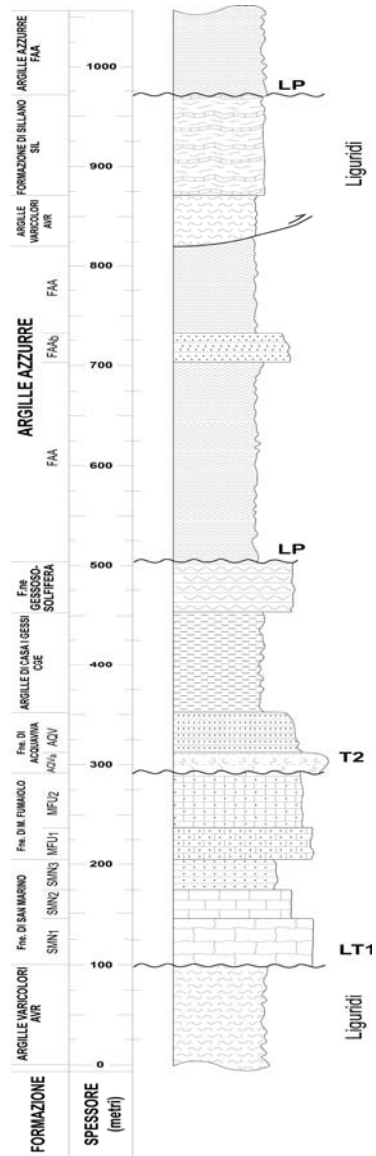


Fig. 12 - Colonna stratigrafica della Successione epiligure affiorante a Monte Fotogno. Le lettere indicano le suddivisioni della successione secondo RICCI LUCCHI, 1986.

ROVERI *et alii* (1999) e corrisponde alla sequenza S1 di AMOROSI (1990; 1992). La Formazione di San Marino, insieme con la Formazione di Monte Fumaiolo, corrisponde al Gruppo di Bismantova dell'Appennino emiliano (AMOROSI, 1992a; AMOROSI *et alii*, 1996). In particolare, la Formazione di San Marino è correlabile con la parte inferiore della Formazione di Pantano o con le calcareniti della Pietra di Bismantova Auctt. e con i Calcari de La Verna (AMOROSI, 1992a; AMOROSI *et alii*, 1996).

La formazione affiora nelle principali "placche epiliguri" al di sopra delle formazioni liguri, talora con la rara presenza di limitati spessori della Formazione di Antognola alla base. Gli affioramenti principali sono quelli di M. Titano, Torriana-San Giovanni in Galilea, Monte San Severino-Monte Fotogno, Verucchio, Castello di Montemaggio, Pietracuta, San Leo, Monte San Marco e Villagrande.

La Formazione di San Marino è costituita da calcari organogeni grigi e calcareniti bianco-grigiastre ricche in bioclasti. La stratificazione è concavo-convessa, talora parallela, ondulata ed incrociata con *megaripples*, talora con marcato carattere bisensoriale e con sigmoidi (parte alta dell'affioramento di San Marino). Talvolta le calcareniti diventano siltoso-sabbiose e glauconitiche, in particolare verso l'alto dell'unità formazionale. Infatti, nella parte alta compaiono sempre più diffusamente strati di arenarie ibride con abbondanti granuli di origine organica, che segnano il passaggio graduale superiore alla Formazione di Monte Fumaiolo. Esso corrisponde, inoltre, ad un limite di sequenza di ordine minore, in cui si colloca una litozona glauconitica di estensione regionale (RICCI LUCCHI, 1967a; AMOROSI, 1992a; ROVERI *et alii*, 1999).

Localmente la formazione poggia in discordanza sulle Argille Varicolori, tramite una breccia od un conglomerato poligenico ad elementi provenienti dalle formazioni liguri (affioramento di Montebello in RICCI LUCCHI, 1987a, mentre più frequentemente l'appoggio si verifica tramite un contatto fortemente meccanico, dovuto a processi di tettonizzazione e/o gravitazionali, talora con la formazione di strutture di tipo *peripheral bulge*. Difatti, le placche isolate di questa formazione sono generalmente intensamente fratturate ed interessate da processi di *lateral spreading*, come per gli affioramenti di Castello di Montemaggio e di Villagrande, e inoltre blocchi calcarei isolati della Formazione di San Marino si ritrovano sparsi in tutta l'area della Val Marecchia.. Lo spessore maggiore della formazione è di circa 200 metri al Monte Titano.

I calcari organogeni caratterizzanti la maggior parte della formazione sono formati da frammenti o resti integri di briozoi, alghe calcaree, rodoliti, echinidi, molluschi (in particolare ostreidi e pectinidi) e macroforaminiferi. I livelli meno

carbonatici e più sabbiosi, sono frequentemente bioturbati con ricorrenti tracce fossili.

La formazione è riferibile all'intervallo Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore secondo RICCI LUCCHI (1964), CONTI (1994), ROVERI *et alii* (1999) e RUGGIERI (1970), mentre per AMOROSI (1992b) e CATANZARITI *et alii* (2002) è limitata al Burdigaliano superiore.

L'ambiente deposizionale è di mare poco profondo, con deposizione carbonatica e progressivo incremento degli apporti silicoclastici verso l'alto, i quali interagiscono e poi disattivano il sistema deposizionale carbonatico. Si riconosce un trend regressivo verso la parte medio-alta della formazione (*shallowing upward*), con passaggio da ambiente di piattaforma interna/esterna a piattaforma interna, da *upper shoreface* sino a *foreshore*, con influenze tidali, mentre nella parte sommitale è evidente un *trend* di tipo trasgressivo.

La Formazione di San Marino laddove possibile è stata suddivisa in tre membri, sulla base di differenze litologiche e soprattutto del rapporto frazione carbonatica/terrigena. Tali membri possono essere parzialmente eteropici tra loro, oppure distribuiti nella seguente sequenza (dal basso verso l'alto stratigrafico).

4.3.1. - *Membro di base (SMN₁)*

Questo membro costituisce la base della formazione, e poggia in discordanza sulle Argille Varicolori; raramente è in contatto erosivo sulla Formazione di Antognola. E' costituito da biocalcareni ruditiche, calciruditi e raramente conglomerati e breccie polimitiche, a stratificazione spesso indistinta e dall'aspetto massivo. Il colore è biancastro, variabile dal grigio a grigio-verdastro. Frequente la bioturbazione dei sedimenti ed abbondante il contenuto macrofossilifero, soprattutto in Pectinidi, Echinidi, Ostree e Briozoi. Lo spessore di questo membro nell'affioramento di Monte Titano è di circa 50 m.

4.3.2. - *Membro dei calcari stratificati (SMN₂)*

E' costituito da biocalcareni in strati molto spessi o con stratificazione poco marcata. La stratificazione è blandamente ondulata ed irregolare. Verso la parte alta del membro diminuisce in generale la granulometria dei sedimenti ed aumenta la componente non carbonatica, perlopiù rappresentata da granuli glauconitici. La componente carbonatica è data da frammenti fossili; sono diffusi bioclasti ruditici. Lo spessore massimo è circa 150 m al Monte Titano.

4.3.3. - *Membro di San Alberico (SMN₃)*

E' il membro sommitale della formazione, ed è caratterizzato da un contatto graduale con il membro sottostante (SMN₂). E' costituito da biocalcareni, di colore grigio-verdastro, con una discreta componente di granuli non carbonatici (tra cui diffusa la glauconite cloritizzata). Questi sedimenti sono organizzati in strati medi e spessi, con laminazione e stratificazione incrociata, talvolta bisensoriale. Tra gli elementi carbonatici delle calcareniti, prevalgono i frammenti di fossili, ed in particolare elementi rodolitici allineati con la laminazione.

Il progressivo aumento della frazione non carbonatica e prevalentemente glauconitica, segna il passaggio alla soprastante Formazione di Monte Fumaiolo. Lo spessore è di qualche decina di metri nella zona di Montefotogno.

4.4. - FORMAZIONE DI MONTE FUMAIOLO (MFU)

Questa formazione affiora nelle placche di Montefotogno, di San Leo, di Borgnano, di Torriana, di Montebello e al Monte Titano. Si tratta di arenarie ibride grigio-giallastre non gradate a stratificazione medio-sottile, concavo-convessa, talora incrociata con *megaripples*, che si assottigliano verso l'alto. Alla base si osserva una stratificazione incrociata a festoni.

La formazione poggia in contatto netto o graduale sulla Formazione di San Marino, dalla quale si distingue composizionalmente per aumento della frazione clastica non carbonatica e per una maggiore concentrazione in glauconite cloritizzata. Il passaggio tra le due formazioni è spesso marcato da un orizzonte glauconitico. Questa formazione ha uno spessore massimo di circa 100-150 metri nella placca di Montefotogno, con variabilità della potenza dei singoli membri che la compongono.

L'ambiente deposizionale è marino poco profondo, con elevato tasso di apporto di materiale clastico. In particolare, la porzione inferiore a componente calcarenitica è riferita ad un ambiente di piattaforma interna, mentre la porzione superiore più marnosa ed argillosa è riferita ad un ambiente di piattaforma esterna (RICCI LUCCHI, 1975; ROVERI *et alii*, 1999).

La formazione è datata per l'area in esame al Serravalliano da CONTI (1989), mentre da AMOROSI (1992b) e CATANZARITI *et alii* (2002) è datata al Burdigaliano sup.-Langhiano. E' correlabile con parte della Formazione di Pantano e con la Formazione di Cigarellino del Gruppo di Bismantova dell'Appennino emiliano (AMOROSI, 1992b; AMOROSI *et alii*, 1996). Sulla base di differenze litologiche, la formazione è suddivisa per alcune aree, in due membri sovrapposti (AMOROSI, 1992b), di cui il membro di Monte Aquilone

(MFU1) caratterizza la parte inferiore della formazione, mentre il membro della Vetta (MFU2) caratterizza la parte superiore.

4.4.1. - *Membro di Monte Aquilone (MFU₁)*

Esso rappresenta il membro inferiore, costituito da banchi e strati amalgamati di arenarie miste/ibride e calcari arenacei a stratificazione piano-parallela, obliqua a basso angolo. Livelli di marne sabbiose bioturbate e fossilifere sono intercalate alle arenarie. La composizione delle arenarie è di tipo misto-ibrido, data da granuli carbonatici e silicoclastici, oltre ad abbondanti granuli di glauconite che conferiscono alla roccia un colore grigio-verdastro. Le arenarie sono caratterizzate anch'esse da frequente bioturbazione e da strutture, quali laminazione piano-parallela ed incrociata.

4.4.2. - *Membro della Vetta (MFU₂)*

In questo membro rientrano anche le "Marne verdine" p.p. indicate da RUGGIERI (1970) per l'area di Sant'Agata Feltria (Foglio 266-Mercato Saraceno). Questo membro è costituito da un'alternanza di strati medi e spessi di arenarie silicoclastiche con significative componenti di allochemi carbonatici e granuli verdi (glauconite) e marne sabbiose bioturbate in cui non è raro rinvenire gusci integri o in frammenti di bivalvi. La stratificazione è netta e regolare. Tra le strutture sedimentarie è caratteristica la laminazione incrociata a basso angolo.

4.5. - ARGILLE DI MONTEBELLO (AMN)

Questa formazione è stata descritta da RUGGIERI (1958) e caratterizza la porzione sommitale della sequenza deposizionale LT1 di RICCI LUCCHI (1986). Essa affiora in corrispondenza di Monte Fotogno e a Montebello.

Si tratta di argille sabbiose grigio-azzurre o grigio chiare fossilifere, con rare intercalazioni di siltiti calcaree grigie. Esse poggiano in concordanza sulla Formazione di Monte Fumaiolo e sono sormontate in discordanza dalla Formazione di Acquaviva. Lo spessore è di poche decine di metri. Il contenuto paleontologico è rappresentato da abbondanti molluschi e da foraminiferi bentonici nettamente prevalenti sui planctonici (CONTI, 1989).

L'età è riferibile al Serravalliano-Tortoniano inferiore (CONTI, 1989; CATANZARITI *et alii*, 2002). In base alla litologia, alla posizione stratigrafica ed

all'età, queste argille sono correlabili con parte delle Marne del Termina dell'Appennino emiliano (CERRINA FERONI *et alii*, 2002a). L'ambiente deposizionale, come indicato dalle associazioni fossilifere, è marino di piattaforma.

4.6. - FORMAZIONE DI ACQUAVIVA (AQV)

La formazione, indicata per la prima volta da RUGGIERI (1970), corrisponde ai "conglomerati, molasse ed argille ad *Ancilla glandiformis* e *Cardita jouanneti*" di RUGGIERI (1958) ed alla parte bassa della sequenza T2 di RICCI LUCCHI (1986). Nel Foglio 108 Pesaro della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000, la formazione corrisponde alla Formazione di Casa Monte Sabatino (affioramento di Valle di Teva in CARLONI *et alii*, 1971). Della Formazione di Acquaviva fanno parte gli affioramenti di Arenarie di Valle di Teva e di Arenarie di Valle Avellana di CONTI (1989) e di DE FEYTER (1991).

La Formazione di Acquaviva è presente nelle principali aree di affioramento della Successione epiligure del Foglio. E' costituita in prevalenza da arenarie grossolane, con ciottoli sparsi, in strati irregolari, generalmente massivi e spessi ed in banchi, lateralmente discontinui. Subordinati sono i livelli conglomeratici generalmente lenticolari; laddove essi assumono una potenza rilevante, come alla base della formazione, sono stati cartografati come litofacies conglomeratica. Le arenarie sono grigio-giallastre, talora con strutture sedimentarie, quali laminazione incrociata e piano-parallela, e strutture da fuga di fluidi. Sono inoltre generalmente piuttosto bioturbate e con abbondanti resti fossili, sia sotto forma di livelli costituiti esclusivamente da frammenti di gusci di molluschi, che di frammenti sparsi nelle arenarie. Sono inoltre diffusi frustoli carboniosi, più frequenti nella parte basale della formazione in cui sono segnalate anche lenti di lignite sfruttate in passato (RUGGIERI, 1954). Subordinati sono i livelli pelitici intercalati. Sono presenti anche livelli leggermente più pelitici debolmente deformati da processi di *slumping*. La potenza massima di questa formazione è di 150-200 metri.

La formazione poggia in discordanza stratigrafica sui termini epiliguri sottostanti (placche di Montefotogno, Pietracuta, Torriana-Montebello-San Giovanni in Galilea), o direttamente sulle formazioni liguri (Valle di Teva, Valle Avellana, Casa Antoniaccio, Torrente San Marino). Nella cava di Masrola al contatto con la Formazione di San Marino si ritrova una breccia (spessore circa 8 m) con scarsa matrice sabbiosa e di possibile origine subaerea, composta da elementi della Formazione di San Marino. Essa passa verso l'alto in concordanza e talvolta con passaggio graduale, alle Argille di Casa i Gessi, con le quali, localmente è anche in rapporti di eteropia (Valle Avellana-Valle di

Teva). I livelli di argilla presenti alla base dei corpi arenacei dell'area di Valle Avellana contengono associazioni di foraminiferi riferibili al Messiniano inferiore.

La formazione è stata datata al Tortonian-Messiniano inferiore (RUGGIERI, 1970; RICCI LUCCHI, 1987; CONTI, 1989).

Le strutture sedimentarie riconosciute nella formazione sono indicative di ambiente marino prossimale, in particolare di apparati deltizio-marini, in accordo con CAPUANO *et alii* (1987). La formazione è comunque caratterizzata da un *trend* trasgressivo; al riguardo VENERI (1986) segnala faune di ambiente lagunare alla base e di ambiente neritico al tetto.

4.6.1. - *Litofacies conglomeratica (AQV_a)*

La litofacies conglomeratica, laddove presente, caratterizza la base della formazione (placca di Montefotogno, Torriana-San Giovanni in Galilea). Si tratta di conglomerati poligenici a tessitura sia matrice-sostenuta, sia clasto-sostenuta, in banchi lenticolari con superfici basali erosive. I banchi conglomeratici possono assumere uno spessore rilevante (alcune decine di metri). I ciottoli sono perlopiù dati da calcari e da arenarie, derivati da formazioni liguri; i primi sono caratterizzati da numerosi fori di organismi litofagi. I conglomerati matrice-sostenuti mostrano una scarsa organizzazione tessiturale, mentre i conglomerati clasto-sostenuti, mostrano una blanda embriciatura ed un'organizzazione dei clasti, a formare una grossolana laminazione incrociata. I clasti sono bene arrotondati e con una prevalente forma discoidale, anche se sono presenti ciottoli sferici o subsferici. L'ambiente deposizionale dei conglomerati è di tipo marino-deltizio, in particolare di deltaconoide; inoltre, le facies più organizzate e clasto-sostenute, dove si osserva la maggior concentrazione di ciottoli a forma discoidale, possono essere indicative di *gravel-beach* associate agli apparati deltizi.

4.7. - ARGILLE DI CASA I GESSI (CGE)

I depositi di questa formazione, sono stati indicati anche come "argille saheliane" da RUGGIERI (1958). Comprendono le Marne di Ca' Bertoldo di DE FEYTER (1991). Le Argille di Casa i Gessi affiorano estesamente lungo una fascia orientata approssimativamente N-S, da Gesso a Valle Avellana, in prossimità di Monte Fotogno ed in limitati affioramenti al tetto delle placche di San Marino, Torriana e San Giovanni in Galilea.

Si tratta di argille ed argille siltose grigio scure, generalmente a stratificazione indistinta, con rari e sottili strati marnosi di colore grigio chiaro. Sono presenti anche livelli sabbiosi, prevalentemente nella parte bassa, prossima al contatto con la Formazione di Acquaviva. La formazione ha uno spessore medio di circa 200 metri, come osservabile nell'area di Valle Avellana-Valle di Teva, ma che raggiunge anche i 450 metri (area di Sassofeltrio). Essa passa verso il basso, in concordanza alla Formazione di Acquaviva, tramite un passaggio abbastanza netto, come rilevabile a M. Fotogno, a Sassofeltrio ed a Casa Antoniuccio, oppure tramite un passaggio graduale con aumento verso il basso della frazione sabbiosa, come osservabile a Valle Avellana ed a Valle di Teva.

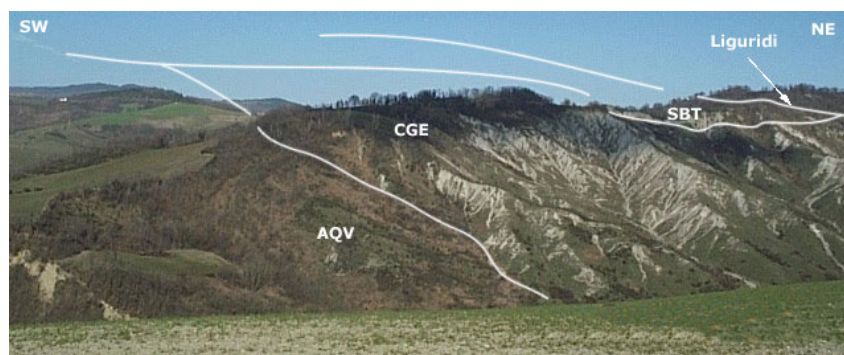


Fig. 13 – Rapporti tra le formazioni epiliguri nella Valle di Teva. La Formazione di Casa Monte Sabatino sormonta in discordanza le Argille di Casa i Gessi, a loro volta concordanti sulla Formazione di Acquaviva. La successione è tettonicamente sormontata dalle Argille Varicolori (Liguridi). Per le sigle, si veda la legenda del Foglio.

In alto è delimitata dalle evaporiti messiniane, oppure tramite contatto discordante dalla Formazione di Casa Monte Sabatino, dalle Argille Azzurre, oppure tettonicamente dalle Liguridi (fig. 13).

Le Argille di Casa i Gessi sono caratterizzate da un contenuto in foraminiferi abbastanza ricco, dove generalmente il benthos (fra i taxa più comuni si ricordano *Ammonia beccarii*, *Astrononion stelligerum*, *Bulimina costata*, *Cancris auriculus*, *Elphidium advenum*, *E. crispum*, *Florilus boueanum*, *Heterolepa bellincionii*, *Spiroplectammina carinata*, *Textularia sagittula*, *Valvulineria bradyana*) prevale sul plancton (fra le specie più significative si ricordano *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides extremus*, *G. obliquus*, *Neogloboquadrina acostaensis* (sx), *Globoturborotalita decoraperta*, *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Turborotalita quinqueloba*).

Le associazioni a nannofossili calcarei sono caratterizzate dalla presenza di *Helicosphaera carteri* e *Calcidiscus leptoporus*. Localmente sono presenti livelli ricchi in macrofossili, come lamellibranchi, scafopodi, gasteropodi e radioli di echinidi.

L'età indicata dai foraminiferi è Messiniano inferiore (intervallo Zona a *Globorotalia conomiozea*-"non distinctive zone"), in accordo con il dato di CONTI *et alii* (1987) per le successioni della Val Marecchia.

L'ambiente deposizionale varia, dal basso verso l'alto della formazione, da marino di piattaforma interna ad esterna profonda, dando luogo ad un *trend* di tipo trasgressivo. In prossimità del contatto con le evaporiti, la frazione inorganica dei campioni si arricchisce in solfuri e gesso di neoformazione, mentre quella organica mostra associazioni generalmente oligotipiche (frequenti buliminidi). Ciò indica una "degenerazione" dell'ambiente marino verso condizioni anossiche.

4.8. - FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA (GES)

Questa unità affiora a Sassofeltrio, Gesso e Legnanone e rappresenta la porzione evaporitica della Successione epiligure, corrispondente sia temporalmente, che per quanto riguarda le condizioni paleoambientali, alla Formazione Gessoso-Solfifera della Successione umbro-marchigiano-romagnola.

La formazione è costituita da banchi di alcuni metri di spessore di gesso microcristallino di colore biancastro con intercalazioni pelitiche grigio scure, e da spessi banchi di gesso macrocristallino selenitico di colore grigio, anche essi con intercalati livelli decimetrici pelitici, bituminosi grigio scuri.

L'unità in oggetto ha uno spessore di circa 30 metri. Poggia stratigraficamente sulle Argille di Casa i Gessi, mentre i rapporti superiori con la Formazione di Casa Monte Sabatino non sono mai osservabili, essendo sormontata in discordanza stratigrafica direttamente dalle Argille Azzurre (aree di Legnanone e Gesso). Inoltre, la forte differenza di competenza con la sottostante unità argillosa delle Argille di Casa i Gessi, fa sì che in alcuni casi il contatto di base sia "tettonizzato", come si osserva a Sassofeltrio.

L'età della formazione, in base alla posizione stratigrafica ed alla corrispondenza con la fase evaporitica che caratterizza tutto il Mediterraneo, è riferita al Messiniano superiore.

Alcuni affioramenti di gessi macrocristallini, anche di dimensioni ragguardevoli come quello presente ad ovest di Torriana, sono presenti come olistoliti all'interno di argille che hanno fornito indicazioni di una microfauna senza dubbio pliocenica, facendo pensare a fenomeni di instabilità di margini

bacinali successivi alla crisi di salinità del Messiniano e noti anche in altre zone (BASSETTI, 1994).

4.9. - FORMAZIONE DI CASA MONTE SABATINO (SBT)

La formazione, indicata per la prima volta da CARLONI *et alii* (1971), per rappresentare gli affioramenti di Valle di Teva e di Casa Monte Sabatino, già attribuiti al Tortoniano (Formazione di Acquaviva), è stata poi studiata anche da CONTI (1989), da DE FEYTER e da ROVERI *et alii* (1999), ma solo per l'affioramento della seconda area, per la quale è stata riconosciuta una diversa posizione stratigrafica.

Tale formazione affiora esclusivamente e per un'area molto limitata a Monte Sabatino, situato nella porzione centro-meridionale del Foglio. Essa è ripartita, sulla base delle caratteristiche granulometriche e tessiturali dei sedimenti, in due litofacies. Queste sono la litofacies conglomeratica (SBT_a) (fig. 14) e la litofacies arenacea (SBT_b). Le due litofacies sono in rapporti di eteropia laterale, con la seconda litofacies predominante verso l'alto.

La formazione ha uno spessore di almeno 100 metri e poggia in netta discordanza angolare su altri termini della successione epiligure, quali le Argille di Casa i Gessi e la Formazione di Acquaviva.

Data l'assenza di associazioni fossilifere, risulta difficoltosa una precisa attribuzione cronostratigrafica. La posizione stratigrafica consente però di indicare un intervallo di tempo compreso tra il Messiniano superiore ed il Pliocene basale. Al riguardo, CARLONI *et alii* (1971) hanno attribuito la formazione al Tortoniano, mentre più recentemente CONTI (1989) la riferisce al Messiniano superiore e DE FEYTER (1991) al Pliocene inferiore.

L'ambiente deposizionale sembra essere di tipo continentale/?transizionale, nell'ambito di un sistema fluvio-deltizio, con i conglomerati indicativi di condizioni prossimali e le sabbie deposte in condizioni più distali. In sintesi, per caratteri litologico-sedimentari e posizione stratigrafica, questa formazione potrebbe essere confrontabile con la Formazione a Colombacci della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico, oppure, in alternativa, con i depositi prossimali del Pliocene inferiore, di significato simile al "Pliocene intra-appenninico" dell'Appennino bolognese o alle Arenarie di Perticara affioranti nel limitrofo Foglio 266-Mercato Saraceno.



Fig. 14 - Conglomerati poligenici eterometrici matrice-sostenuti della Formazione di Casa Monte Sabatino, ovest di Valle Avellana.

4.9.1. - Litofacies conglomeratica (SBT_a)

Questa litofacies è caratterizzata da conglomerati con stratificazione indistinta o grossolana, talora marcata da interstrati arenacei (fig. 14). Gli strati, laddove distinguibili, sono molto spessi o in grossi banchi, con geometria lenticolare. Si tratta di conglomerati poligenici, matrice- e/o clasto-sostenuti; i ciottoli sono generalmente bene arrotondati con discreto grado di sfericità. Non si riconoscono particolari strutture sedimentarie, ad eccezione di un'embriciatura talvolta accennata, e l'assetto tessiturale è poco o nulla organizzato.

I clasti, di dimensioni comprese tra 1 cm e 60 cm (da ciottoletti a blocchi), sono quasi esclusivamente costituiti da calcilutiti, calcareniti ed areniti, perlopiù prodotti dallo smantellamento delle coperture liguri. Molto raramente, sono presenti anche frammenti di macrofossili, probabilmente rimaneggiati, immersi nella matrice sabbiosa. Lo spessore di questa litofacies varia tra pochi metri e 70 m.

Questa litofacies caratterizza la porzione inferiore della formazione e, nell'area di Valle di Teva, poggia in discordanza stratigrafica sulle Argille di Casa i Gessi e sulla Formazione di Acquaviva.

Non sono state rinvenute associazioni fossilifere ad eccezione di rari frammenti di macrofossili rimaneggiati. Le caratteristiche sedimentologiche, la presenza di rari macrofossili in frammenti, rimaneggiati ed immersi nella matrice, e l'assenza di fori di organismi litofagi sui ciottoli, sono elementi indicativi di un contesto deposizionale di tipo fluvio-deltizio.

4.9.2. - *Litofacies arenacea* (SBT_b)

Questa litofacies è data da arenarie grossolane e microconglomerati, grossolanamente stratificati in strati spessi e molto spessi. Gli strati talora sono gradati in modo normale e presentano laminazione incrociata a basso angolo. Compaiono inoltre, intercalazioni di strati medi e sottili di conglomerati, che talora costituiscono la base delle porzioni arenacee, e sottili livelli pelitici. In alcuni livelli sono presenti frammenti di fossili, probabilmente rimaneggiati. Lo spessore della litofacies varia da 10 a 30 metri.

La litofacies arenacea poggia sia sulla litofacies conglomeratica, con la quale mostra rapporti latero-verticali, sia sulle Argille di Casa i Gessi in discordanza stratigrafica.

5. - DEPOSITI QUATERNARI

Per il rilevamento dei depositi quaternari continentali alluvionali è stato seguito il criterio delle unità a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*, UBSU) (SALVADOR, 1987). I depositi continentali quaternari di versante, detriti e frane sono invece descritti sulla base delle litologie e dei processi morfogenetici e trattati come unità ubiquitarie, non distinte in base al bacino di appartenenza.

I depositi alluvionali sono stati invece distinti in base al bacino di appartenenza. I depositi alluvionali del versante padano-romagnolo (bacini Marecchia e Conca) sono stati correlati alla parte alta dei depositi intravallivi del Sintema Emiliano-Romagnolo superiore; i depositi alluvionali del versante marchigiano (Fiume Foglia) sono stati invece correlati al Sintema del Musone (Olocene) e al Sintema di Matelica (Pleistocene superiore), per analogia con i fogli geologici della Regione Marche in corso di pubblicazione nell'ambito del Progetto CARG del Servizio Geologico d'Italia.

5.1. - SINTEMI DEL VERSANTE MARCHIGIANO

In tutta l'area marchigiana sono stati riconosciuti depositi quaternari terrazzati suddivisi in tre Sintemi (Urbisaglia, Matelica e Musone) ed in un Supersintema (Colle Ulivo-Colonia Montani), a sua volta suddiviso in due Sintemi (Colonia Montani e Selvatorra). Questi sono riportati da GUERRERA *et alii* (in stampa) per il Foglio 292-Jesi.

In particolare, il Supersintema di Colle Ulivo-Colonia Montani è stato istituito nel Foglio Jesi, data la presenza di due unità terrazzate ben distinguibili già segnalate e cartografate in letteratura (COLTORTI & NANNI, 1987) e riconosciute e cartografate anche in altri settori dell'area marchigiana.

Nel Foglio 267 sono presenti solo i termini stratigrafici del Sintema di Matelica e del Sintema del Musone.

5.1.1. - Sintema di Matelica (**MTI_{bn}**)

E' caratterizzato da ampi terrazzi alluvionali, sia incastrati, sia sospesi, fino ad un'altezza di 20 m sul *thalweg*. La scarpata che li separa dall'unità più recente è generalmente ben conservata e mostra un andamento particolarmente sinuoso. Litologicamente sono costituiti da ghiaie eterometriche, con clasti da arrotondati a subangolosi, localmente molto appiattiti, con matrice sabbiosa, intercalati a livelli e lenti irregolari sabbioso-siltose. Le ghiaie presentano spesso stratificazione incrociata planare e a truogolo. Le associazioni di litofacies sono tipiche di ambiente deposizionale di tipo *braided*. La parte alta del deposito è spesso costituita da un'alternanza di sabbie e silt con laminazioni incrociate e depositi argillosi ricchi di materia organica e torbe, suoli sepolti organici brunonerastri poco sviluppati e locali canali riempiti di sabbie mal classate, con ciottoli calcarei e lenti argillose con numerose concrezioni carbonatiche. Lo spessore massimo dell'unità è di circa 10 m, l'età è Pleistocene superiore.

5.1.2. - Sintema del Musone (**MUS_b**, **MUS_{bn}**)

E' costituito sia dai depositi olocenici presenti all'interno del letto di piena ordinaria dei corsi d'acqua e quindi soggetti a rielaborazione ad ogni evento alluvionale (**MUS_b**), sia dai depositi terrazzati olocenici più alti rispetto al *thalweg* (**MUS_{bn}**).

I primi (**MUS_b**) costituiscono forme di letto lobate quali barre longitudinali e trasversali i cui sedimenti sono tipicamente eterometrici, delle dimensioni dalle

ghiaie alle argille con proporzioni variabili di matrice sabbioso-siltosa, localmente con gradazione sia diretta, sia inversa. Sedimenti fini, sabbiosi e limosi, caratterizzati da laminazioni piano-parallele ed incrociate e sottili livelli fangosi, vengono depositi durante le fasi di calo delle piene alla sommità delle barre longitudinali o sui fianchi di quelle laterali.

I depositi terrazzati (**MUS_{bn}**) si trovano ad un'altezza fino a circa 5 m sul *thalweg*. Localmente il terrazzo alluvionale è sospeso sull'alveo a seguito dei processi di approfondimento recente del reticolo idrografico (fig. 15) che hanno portato all'affioramento del substrato e possono essere presenti scarpate erosive minori all'interno del terrazzo che testimoniano i processi di approfondimento olocenici. I sedimenti sono eterometrici, delle dimensioni variabili dalle ghiaie alle argille, con i clasti frequentemente immersi in matrice sabbioso-siltosa, localmente con gradazione sia diretta, sia inversa. Sono presenti lenti e sottili livelli tabulari di sedimenti sabbiosi e siltosi caratterizzati da laminazione piano-parallela ed incrociata. Lo spessore è variabile da 1 a 5 metri.

5.2. - SINTEMI DEL VERSANTE ROMAGNOLO

Nelle unità stratigrafiche a limiti inconformi, istituite per descrivere i depositi alluvionali del margine appenninico-padano e della Pianura Padana, sono compresi i depositi alluvionali intravallivi del versante romagnolo (AMOROSI, 1999) e coincidono con il ciclo Qc di RICCI LUCCHI *et alii* (1982). In questo Foglio affiora solamente il Sintema Emiliano-Romagnolo superiore (**AES**).



Fig. 15 - Affioramento di depositi alluvionali del Sistema del Musone, discordanti sul substrato pre-quadernario.

5.2.1. - Sistema Emiliano-Romagnolo superiore (AES)

Si tratta di sabbie e ghiaie con subordinati limi argillosi costituenti terrazzi intravallivi e conoidi, talora con indizi di pedogenesi e con i depositi attualmente in evoluzione nei fondovalle. Il contatto inferiore è erosivo e discordante sui vari terreni pre-quadernari del versante settentrionale del Foglio.

L'unità è stata regionalmente suddivisa in subsintemi, dei quali, in questo Foglio, affiorano i tre subsintemi superiori attribuiti all'intervallo Pleistocene medio-Olocene.

5.2.1.1. - Subsintema di Bazzano (AES₆)

Depositi alluvionali terrazzati sospesi fino ad un'altezza di 50-70 m sul *thalweg* attuale. Si rilevano, sottoforma di placche isolate, sulla sponda sinistra del Torrente Conca, all'altezza di Gorguccia e di Montescudo e sulla sponda destra del Fiume Marecchia, all'altezza di Montirone, al bordo nord-occidentale del Foglio. Questi depositi sono costituiti da ghiaie eterometriche, con clasti a grado di arrotondamento variabile da arrotondato a subangoloso. Rilevante è la presenza di matrice sabbiosa nelle ghiaie. Si osservano anche livelli a geometria lenticolare di sabbie e silt. L'età è riferita al Pleistocene medio.

5.2.1.2. - Subsintema di Villa Verucchio (AES₇)

Depositi alluvionali terrazzati, costituiscono ampi terrazzi alluvionali sia incassati sia sospesi, fino ad un'altezza di 20 m sul *thalweg* attuale. La scarpata che li separa dall'unità più recente è generalmente ben conservata e mostra un andamento particolarmente sinuoso. Litologicamente questi depositi sono costituiti da ghiaie eterometriche, con clasti da arrotondati a subangolosi, localmente molto appiattiti, con matrice sabbiosa, intercalati a livelli e lenti sabbioso-siltose irregolari. Le ghiaie presentano spesso stratificazione incrociata. Lo spessore massimo è di circa 10 m. L'età è riferita al Pleistocene superiore.

5.2.1.3. - Subsintema di Ravenna (AES₈)

Depositi alluvionali corrispondenti ai depositi terrazzati e di conoide alluvionale più bassi. Rientrano in questa unità anche le alluvioni attualmente in evoluzione in alveo e che costituiscono spesso forme di letto tipiche di corsi *braided* quali barre longitudinali e trasversali (Unità di Modena AES_{8a}). Nel caso del Fiume Marecchia formano due livelli topografici distinti ad un'altezza di circa 1-2 m sull'alveo, talora fissati da arbusti. I sedimenti sono tipicamente eterometrici, delle dimensioni che vanno dalle ghiaie alle argille con proporzioni variabili di matrice sabbioso-siltosa, localmente con gradazione sia diretta, sia inversa. Sedimenti fini, sabbiosi e limosi, caratterizzati da laminazioni piano-parallele e incrociate e sottili livelli fangosi, vengono deposti durante le fasi di calo delle piene, alla sommità delle barre longitudinali o sui fianchi di quelle laterali.

Il terrazzo più esteso è alto fino a 10 m sul *thalweg*. Localmente è sospeso sull'alveo a seguito dei processi di approfondimento recente del reticolo idrografico e possono essere presenti scarpate erosive minori all'interno del terrazzo stesso che testimoniano i processi di approfondimento olocenici. I

depositi sospesi sono eterometrici, delle dimensioni variabili dalle ghiaie alle argille, con i clasti frequentemente immersi in matrice sabbioso-siltosa, localmente con gradazione sia diretta, sia inversa. Sono presenti lenti e sottili livelli tabulari di sedimenti sabbiosi e siltosi caratterizzati da laminazioni piano-parallele ed incrociate. Lo spessore è variabile da 1 a 10 metri.

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

Questo subsistema comprende i depositi alluvionali successivi all'ultima glaciazione e perciò l'età risulta variabile dal Pleistocene terminale all'Olocene. I depositi più recenti ed attualmente in evoluzione fanno parte dell'Unità di Modena, che caratterizza la porzione stratigraficamente più alta del Subsistema di Ravenna.

5.2.1.4. - Unità di Modena (AES_{8a})

Comprende i depositi più superficiali e più recenti del foglio (si veda il lavoro di CREMASCHI & GASPERI, 1989, per quanto riguarda la descrizione dei depositi rilevati nella località tipo). L'Unità di Modena è un'unità pellicolare, di pochi metri di spessore costituita da depositi fluviali terrazzati nei settori intravallivi, depositi di tracimazione nella pianura alluvionale, depositi litorali nell'area costiera e depositi di prodelta e transizione alla piattaforma nel settore a mare.

La base e i limiti di AES_{8a} sono individuati: 1) nei settori intravallivi, dalla presenza di una scarpata di terrazzo fluviale, alla base dei depositi di canale; 2) nei settori di pianura, dal contatto, in discontinuità, delle sue tracimazioni fluviali sul suolo non calcareo o scarsamente calcareo con reperti di epoca romana o più antica (vedere le note illustrative del Foglio 256 Rimini, SEVERI *et alii*, 2004); 3) nel settore costiero, in corrispondenza di Riccione, dalla presenza di una scarpata di terrazzo marino. Il tetto di AES_{8a} è dato da un suolo poco evoluto, calcareo, di pochi decimetri di spessore e generalmente di colore bruno olivastro o bruno grigiastro (Hue 2.5Y, Value 3-5, Chroma 2-6; profilo Ap-Bw/C: Entisuolo). Questa superficie di tetto è priva di reperti archeologici romani, o più antichi, non rimaneggiati ed è caratterizzata da una buona preservazione delle forme deposizionali originarie (ad esempio argini e piane inondabili).

Nei settori intravallivi l'unità è costituita da depositi di canale fluviale contenuti in un terrazzo che incide, tramite una scarpata di erosione fluviale, i depositi alluvionali più antichi fino a poggiare direttamente sui depositi marini nel settore più interno. Nella valle del Fiume Marecchia prevalgono le ghiaie di

canale fluviale che formano un corpo nastriforme, ad andamento leggermente sinuoso, che si sviluppa fino allo sbocco a mare. Nella valle del Torrente Uso le ghiaie sono abbondanti ma di estensione molto minore mentre nelle altre valli sono presenti sottili nastri meandriiformi costituiti da sabbie e sabbie limose.

Nel settore costiero, limitato all'estremità nord-orientale del foglio, i depositi litorali sono costituiti da prevalenti sabbie fini e sono limitati, verso monte, da una scarpata di terrazzo marino, attualmente inattiva essendo separata dall'attuale linea di costa, da depositi stabilizzati da vegetazione e attività antropiche.

La presenza di abbondanti e frequenti reperti romani (e più antichi) nei depositi sottostanti AES_{8a}, la totale assenza di questi, non rimaneggiati, al suo interno, l'alterazione pedogenetica modesta o del tutto assente, indicano che questa unità è riferibile all'età post-romana e si è deposta in un intervallo di tempo compreso fra il IV-VI sec. d.C. (VEGGIANI, 1986; VEGGIANI, 1988) e l'Attuale.

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

Appartengono a questo insieme tutti quei depositi tardo-quaternari, eterogenei per genesi e litologia, messi in posto ad opera della gravità o del ruscellamento superficiale, che si trovano in rapporti di discordanza con le unità stratigrafiche descritte nei precedenti paragrafi. Queste unità quaternarie sono rappresentate nell'area del Foglio dalle frane, dai detriti di falda, dalle coltri eluvio-colluviali e dai detriti di versante.

5.3.1. - *Depositi di versante (a), coltri eluvio-colluviali (b₂), detriti di falda (a₃)*

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

I depositi di versante (a) sono costituiti da materiale incoerente, eterogeneo ed eterometrico accumulato per gravità e ruscellamento superficiale in seguito alla degradazione meteorica delle principali scarpate o al denudamento dei versanti. Si rinvengono, in genere, al raccordo tra i versanti e i fondovalle, all'interno di vallecole. Sono generalmente costituiti da depositi angolosi e sub-angolosi e possono presentare clasti immersi in matrice (generalmente sabbioso-limosa) o a diretto contatto tra loro. A luoghi possono essere debolmente stratificati e/o cementati con sottili intercalazioni ricche di materia organica che rivelano brevi fasi pedogenetiche durante le quali i versanti erano ripopolati da vegetazione. Localmente i detriti presentano spessori al massimo di 7 m, e si

raccordano alla morfologia attuale e sono relazionabili a processi recenti di denudamento dei versanti. In altri casi lo spessore e il grado di cementazione dei detriti è maggiore e, non raccordandosi con la morfologia attuale, sono reinciati o sospesi sui versanti. Questi ultimi sono generalmente associati a processi crioclastici che hanno agito sui versanti denudati durante l'ultima glaciazione e per questo più frequentemente rappresentati in corrispondenza di substrati calcarei.

Sui ripiani o sui versanti con debole pendenza sono talora presenti coltri eluvio-colluviali (\mathbf{b}_2); esse sono costituite da elementi litoidi di varie dimensioni e da materiali incoerenti quali sabbie, limi ed argille, talora pedogenizzati, che rappresentano il "mantello" detritico, ancora in posto, derivante dall'alterazione della roccia del substrato o accumulato dopo un breve trasporto per ruscellamento.

Ai piedi e nella parte inferiore delle scarpate più ripide si accumulano, per gravità, materiali incoerenti ed eterogenei ad elementi in genere grossolani ed angolosi che vanno a costituire i detriti di falda (\mathbf{a}_3).

L'età di questi depositi (\mathbf{a} , \mathbf{b}_2 e \mathbf{a}_3) è presumibilmente da riferirsi al Pleistocene superiore-Olocene, dubitativamente anche a parte del Pleistocene medio.

5.3.2. - *Depositi di frana in evoluzione (\mathbf{a}_1), depositi di frana senza indizi di evoluzione (\mathbf{a}_{1q}), depositi di frana antica (\mathbf{a}_{1s})*

I depositi di frana non sono stati distinti geneticamente, ma in base al loro grado di attività direttamente visibile sul terreno. Sono stati distinti gli accumuli di frana in evoluzione (\mathbf{a}_1) e quelli di frana senza indizi di evoluzione (\mathbf{a}_{1q}), oltre ai corpi di frana antica o paleofrana (\mathbf{a}_{1s}). Per accumulo di frana in evoluzione s'intende un deposito "associato a processi gravitativi in atto al momento del rilevamento, o che ricorrono con un ciclo il cui periodo massimo non supera quello stagionale", mentre per depositi di frana senza indizi di evoluzione si intende un accumulo dovuto a processi gravitativi "non attivi al momento del rilevamento, per le quali però esistono indizi che ne dimostrino un'oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto esse non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione" (CRUDEN & VARNES, 1976; VARNES, 1978; GNGFG, 1987). Sono frequenti i casi di corpi di frane quiescenti che presentano localizzati fenomeni di riattivazione, spesso non cartografabili. Dal punto di vista litologico si tratta di depositi incoerenti a composizione eterogenea e granulometria eterometrica, con assetto caotico.

La densità e la tipologia delle frane varia notevolmente in relazione alle caratteristiche litologiche del substrato su cui si impostano. In particolare, i

litotipi stratificati e costituiti da alternanze di livelli litoidi con livelli pelitici o marnosi favoriscono lo sviluppo di frane di scorrimento, rotazionale e/o traslativo, in particolar modo sui versanti con giacitura degli strati a franapoggio. Frequentemente si osservano fenomeni franosi in corrispondenza di direttrici tettoniche, faglie o sovrascorrimenti.

In corrispondenza delle scarpate più acclivi su terreni litoidi sono presenti frane di crollo o miste, di crollo e scorrimento. Dove affiorano terreni prevalentemente argilloso-marnosi (unità argilloso-calcaree e argillose), la densità dei fenomeni franosi è molto maggiore; prevalgono frane di colamento o di tipo complesso, colate e scorrimenti traslativi. In queste litologie, sono inoltre frequenti colate di fango associate a calanchi, fenomeni di soliflusso (*creep*) e di espandimento laterale. L'età dei depositi di frana (**a₁**) e (**a_{1q}**) è olocenica.

Nel settore sud-occidentale del foglio sono inoltre presenti alcuni corpi di frana antica (**a_{1s}**), in particolare, quello di Mercato Vecchio-Pietrarubbia con direzione di scorrimento O-E e quello di Villagrande con direzione di scorrimento NO-SE, originatisi entrambi sul versante orientale del Monte Carpegna, contraddistinto dall'affioramento della Formazione di Monte Morello. I corpi di frana sono costituiti da pezzame e pacchi di strati calcarei con abbondante matrice argillosa, provenienti dalla Formazione di Monte Morello e solo subordinatamente coinvolgono litotipi di altre formazioni liguri, quali la Formazione di Sillano e la Formazione delle Argille Varicolori. Tali corpi di frana risultano essere profondamente reincisi, con scarpate di 30-50m, e colmano precedenti depressioni vallive entro cui si è incanalato il flusso, riconducibile a grandi colate di detrito evolute da precedenti fenomeni (di crollo o scorrimento), determinando una locale riorganizzazione del reticolo idrografico. L'approfondimento recente di questo ha innescato sulle ripide scarpate, numerosi movimenti minori (scorrimenti o crolli di detrito).

Si tratta nel complesso di grandi frane, di dimensioni chilometriche, probabilmente del Pleistocene superiore, verificatesi in condizioni morfoclimatiche differenti da quelle odierne e secondo meccanismi attualmente non attivi, ascrivibili alla categoria di paleofrane.

V - TETTONICA

1. - INTRODUZIONE

In questo capitolo viene illustrato l'assetto tettonico delle varie successioni affioranti nel Foglio 267, ripartite per due principali entità strutturali, quali l'insieme della "Successione umbro-marchigiano-romagnola" e della "Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico" in posizione sostanzialmente autoctona, e la "Coltre della Val Marecchia", costituita da una successione alloctona intensamente deformata ("Liguridi") e da una sovrastante successione semialloctona meno deformata ("Successione epiliguri").

Per semplificare la ricostruzione dell'evoluzione geologica dell'area compresa nel Foglio 267, la tettonica della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico "pre-coltre", cioè precedente alla messa in posto delle unità liguri ed epiliguri, verrà trattata assieme alla tettonica della Successione umbro-marchigiano-romagnola, nonostante l'entità della deformazione sia sensibilmente diversa per le due successioni. La tettonica della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico "post-coltre", cioè successiva alla messa in posto delle unità liguri ed epiliguri, verrà invece trattata separatamente. Come evidenziato anche da DE FEYTER (1991), lo stile strutturale e deformativo

di questo settore dell'Appennino è in relazione con la distribuzione delle zone di scollamento e con le proprietà meccaniche dei materiali deformati; la variabilità latero-verticale delle unità litostratigrafiche è il risultato della tettonica sinsedimentaria.

2. - ASSETTO TETTONICO

2.1. - TETTONICA DELLA SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA E DELLA SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO PRE-COLTRE

Nel Foglio 267-San Marino le formazioni della Successione umbro-marchigiano-romagnola affiorano al nucleo di strutture anticlinali orientate NW-SE. Queste strutture hanno un'estensione chilometrica, proseguono con continuità verso sud-ovest all'esterno del Foglio (fig. 2) e sono state documentate in profondità dal profilo sismico CROP03 (fig. 16). Nella parte orientale del Foglio, tra Montescudo e Montefiore Conca, un'anticlinale porta ad affiorare la formazione dello Schlier (anticlinale di Montescudo-Montefiore, in COWARD *et alii*, 1999), nella parte meridionale del Foglio nella zona di Macerata Feltria lo Schlier affiora al nucleo dell'Anticlinale di Macerata Feltria. Le formazioni più recenti sono rappresentate dalle Argille Azzurre "pre-coltre" e affiorano in sinclinali alla base della Coltre della Val Marecchia (es. sinclinale di Pietrarubbia).

Le anticlinali affioranti nella parte meridionale del Foglio risultano asimmetriche, con piani assiali immergenti verso sud-ovest, assi suborizzontali o immergenti verso NW ed indicano una direzione di trasporto tettonico verso NE. Per l'anticlinale di Montescudo-Montefiore questa strutturazione è complicata dalla presenza di sovrascorrimenti e faglie inverse nella zona di cresta dell'anticlinale, tutti immergenti verso il nucleo dell'anticlinale (*foreland-vergent thrust* e *hinterland-vergent thrust* di MCCLAY, 1992), che individuano così delle strutture positive tipo *pop-up* (COWARD *et alii*, 1999). Sovrascorrimenti interessano anche il fianco nord-orientale

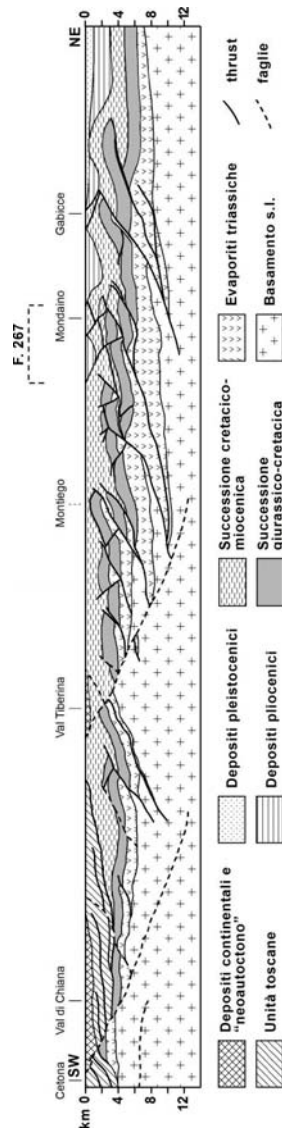


Fig. 16 - Interpretazione geologica del profilo sismico CROP 03 attraverso l'Appennino Settentrionale (modificato da BARCHI et alii, 1998b). Per la traccia del profilo vedi la fig. 2. Nell'area del Foglio affiora l'anticlinale che verso sud-est prosegue nell'area di Mondaino e le strutture immediatamente a sud-ovest.

dell'anticlinale di Macerata Feltria, che risulta così essere sovrapposto al fianco sud-occidentale dell'anticlinale di Castellina. Alla scala dell'affioramento sono osservabili pieghe da metriche a decametriche, generalmente aperte e solo in alcuni casi fino a chiuse.

La tettonica tortoniano-messiniana, oltre a portare ad un avanzamento della coltre ligure sino all'altezza dell'allineamento Sarsina-Pietrarubbia (angolo sud-ovest del Foglio 267-San Marino) (CAPUANO *et alii*, 1987; CONTI, 1994), ha determinato una deformazione del paleoautoctono in alti strutturali e depressioni bacinali. Pertanto, durante la crisi di salinità messiniana, nelle zone di alto in crescita, come l'anticlinale di Riolo-linea di Forlì, si andavano depositando le evaporiti primarie (Formazione Gessoso-Solfifera) in quelli che possono essere definiti come bacini di *thrust-top* (Bacino della Vena del Gesso), mentre nelle zone bacinali si instauravano condizioni per la deposizione di argille bituminose (ROVERI *et alii*, 2003; MANZI *et alii*, 2005).

Nel Messiniano superiore, un'importante fase tettonica ha portato ad uno sviluppo dell'avanzamento della coltre alloctona (CAPUANO *et alii*, 1987; CONTI, 1994), e ad un'emersione e deformazione dei principali alti strutturali-morfologici, con parziale erosione delle evaporiti primarie e loro risedimentazione nelle aree bacinali (ROVERI *et alii*, 1998; ROVERI *et alii*, 2003). Quest'ultima fase deformativa e la successiva fase deposizionale post-evaporitica, ha così portato all'individuazione di un'importante discordanza angolare intramessiniana. Secondo questo modello, il settore di Macerata Feltria, viene a configurarsi come un'area bacinale, in cui si riconosce la successione clastica pre-evaporitica, data dalla Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana al di sotto della discordanza intramessiniana, e la successione post-evaporitica data dai gessi risedimentati della Formazione di tetto e dalla Formazione di San Donato al di sopra di detta discordanza. Diversamente, il settore dell'anticlinale di Montefiore-Montescudo, rappresenta un'area di alto morfologico in crescita all'interno del bacino, dato che la sedimentazione clastica della Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana è estremamente ridotta, mentre si ha lo sviluppo di depositi marnosi dello Schlier. A questi eguono i depositi pre-evaporitici della formazione del Tripoli e marne tripolacee ed i depositi sin-evaporitici prevalentemente pelitici, in posizione sottostante la discordanza intramessiniana. Sempre in corrispondenza di tale alto strutturale-morfologico, la successione post-evaporitica e post-discordanza, si caratterizza per l'assenza della Formazione di tetto e della Formazione di San Donato, con la sovrapposizione della Formazione a Colombacci direttamente sulle unità evaporitiche e pre-evaporitiche. Le suddette formazioni bacinali, si aprono invece lungo il fianco esterno-orientale dell'anticlinale di Montefiore-Montescudo, per poi svilupparsi nell'adiacente settore bacinale-sinclinale.

2.2. - TETTONICA DELLA SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO “POST-COLTRE”

La Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico “post-coltre” è rappresentata dalla formazione delle Argille Azzurre p.p. e affiora nella parte orientale del Foglio a nucleo dell’ampia Sinclinale di Montecalvo in Foglia ed a nord-est dell’anticlinale di Montescudo-Montefiore occupando quasi interamente il quadrante nord-orientale del Foglio e in maniera più limitata nell’angolo nord-occidentale del Foglio a nord-est del Fiume Marecchia. I depositi della parte orientale e nord-orientale del Foglio sono in continuità stratigrafica con i depositi della Successione post-evaporitica del margine padano-adriatico pre-coltre, mentre quelli dell’angolo nord-occidentale del Foglio sono discordanti sulle formazioni della Successione epiligure e delle Liguridi.

Tutti questi depositi sono deformati in anticlinali e sinclinali molto aperte di estensione chilometrica, con assi orientati NW-SE e piani assiali subverticali o fortemente immergenti verso sud-ovest. Deformazioni più importanti si osservano in corrispondenza dell’anticlinale di Montescudo-Montefiore, dove si sviluppano pieghe chilometriche con fianchi rovesciati. Nell’angolo nord-occidentale del Foglio sono presenti sovrascorrimenti e faglie dirette, sempre con prevalente direzione NE-SW che interessano questa successione e le sovrastanti unità liguri.

Evidenze di tettonica trascorrente sono limitate alla parte nord-orientale del Foglio, in particolare nella valle dell’Ausa e tra Gemmano e Riccione, dove i blocchi sud-occidentali risultano ribassati e dislocati anche orizzontalmente, con senso di movimento destro.

2.3. - TETTONICA DELLE LIGURIDI E DELLA SUCCESSIONE EPILIGURE

La comprensione dell’evoluzione tettonica delle Liguridi e della Successione epiligure che interessa la Val Marecchia, è da decenni al centro di numerosi dibattiti scientifici, sviluppando numerose ipotesi e modelli legati sia alla messa in posto delle Unità Liguri, sia al loro rapporto con la tettonica della sottostante Successione umbro-marchigiano-romagnola. Per una più dettagliata descrizione della tettonica delle Liguridi si rimanda ai numerosi autori che anche in epoca recente ne hanno studiato i caratteri (VENERI, 1986; CAPUANO *et alii*, 1987; CONTI *et alii*, 1987; MANNORI & SANI, 1987; CONTI, 1991; DE FEYTER, 1991; BORTOLOTTI *et alii*, 1992; CONTI, 1994; CONTI & GELMINI, 1995; CONTI & TOSATTI, 1996; PERRONE *et alii*, 1998; CONTI, 2002).

Le formazioni che costituiscono le Liguridi mostrano una deformazione interna di entità molto maggiore rispetto a quanto osservabile nelle formazioni della sovrastante Successione epiligure. In particolare, la formazione delle Argille Varicolori risulta sempre fortemente tettonizzata (“Complesso caotico di RUGGIERI, 1970; “Terreni caotici eterogenei” di CARLONI *et alii*, 1971), con lo sviluppo di una foliazione molto evidente, che porta spesso alla completa obliterazione e trasposizione dell’originaria superficie di stratificazione. La foliazione che si sviluppa è solitamente un clivaggio di dissoluzione, che dà luogo a superfici di discontinuità con un andamento anastomizzato a tutte le scale di osservazione. Esse conferiscono a questa formazione un aspetto caotico in affioramento, in cui solo raramente è possibile osservare porzioni della successione stratigrafica originaria. Le sovrastanti Formazione di Sillano e Formazione di Monte Morello risultano essere molto meno deformate internamente e solitamente sono riconoscibili la stratificazione e ogni altro carattere sedimentario. In queste formazioni la foliazione è limitata ad un clivaggio di dissoluzione nelle cerniere delle pieghe più chiuse.

Tutte queste formazioni sono interessate e dislocate da sovrascorrimenti e faglie inverse che in alcune aree portano la formazione delle Argille Varicolori a sovrascorrere la Formazione di Monte Morello. I sovrascorrimenti e le faglie inverse hanno forma arcuata in pianta, con immersione verso sud-ovest e senso di trasporto tettonico verso nord-est; con questa geometria i sovrascorrimenti individuano delle scaglie imbricate di forma sigmoide (*horse*) che corrispondono a porzioni della coltre che si sono mosse verso nord-est in momenti e con entità differenti. Tutti i sovrascorrimenti riconosciuti nel Foglio tendono a diventare suborizzontali verso il basso, raccordandosi, senza dislocarlo, al contatto di base della Coltre della Val Marecchia. I sovrascorrimenti all’interno delle Liguridi quindi non interessano la Successione umbro-marchigiano-romagnola, mentre quelli all’interno della Successione umbro-marchigiano-romagnola a loro volta non passano verso l’alto all’interno della coltre alloctona. Queste geometrie sono bene osservabili nell’angolo sud-occidentale del Foglio, nell’area di Macerata Feltria.

La Successione epiligure è meno deformata rispetto alle sottostanti Liguridi ed è bene rilevabile la marcata discordanza angolare tra le due successioni.

La Successione epiligure è strutturata a formare placche o archi, di dimensioni assai variabili, che poggiano in netta discordanza angolare sulle Liguridi. Queste ultime, come già detto, sono caratterizzate da un’intensa deformazione di tipo tettonico e/o tettonico-gravitativo, che ha determinato un impilamento di scaglie imbricate di forma sigmoide, date da termini formazionali delle Liguridi Esterne. Le scaglie mostrano un senso di trasporto verso nord-est, e geometria arcuata ed immersione verso sud-ovest.

Evidenze di deformazioni sono limitate a pieghe aperte che solo molto raramente sviluppano un clivaggio. Le formazioni della Successione epiligure sono comunque anch'esse coinvolte nella struttura a scaglie che caratterizza la Coltre della Val Marecchia. Questo è osservabile, per esempio, nell'area immediatamente a sud di Sassofeltrio e ad ovest del Monte Titano, dove le Argille Varicolori sovrascorrono le Argille di Casa i Gessi. Le scaglie o placche epiliguri, in base alle caratteristiche geometriche e deformative, sono state inquadrare come archi oroclini secondo CONTI & TOSATTI (1996) e CONTI (2002), definendo quindi la Coltre della Val Marecchia come *imbricated thrust sheet system*. Diversamente, DE FEYTER (1991), sostiene che la forma arcuata e la strutturazione imbricata delle scaglie, sia compatibile con un'origine passiva di tipo gravitativo.

Risulta inoltre evidente che le formazioni epiliguri poggiano esclusivamente sulla formazione delle Argille Varicolori, le quali costituiscono i termini liguri più antichi (Cretacico) della coltre alloctona, mentre non poggiano mai sui termini eocenici della Formazione di Monte Morello, benchè strutturalmente più elevati. Questo fa ritenere che la principale strutturazione a scaglie della Coltre della Val Marecchia sia posteriore alla sedimentazione epiligure miocenica e si sia sviluppata durante la messa in posto della coltre stessa, mentre la strutturazione interna delle Liguridi (anche associata a scistosità penetrativa) è il prodotto delle fasi deformative liguri. E' da rimarcare inoltre che le placche epiliguri poggiano sui termini liguri sia con depositi burdigaliani (Formazione di San Marino) che, come per le placche più orientali, direttamente con depositi messiniani.

Le varie fasi di sovrascorrimento delle unità liguri sulle unità dell'avanfossa sono molto probabilmente responsabili delle discordanze stratigrafiche che permettono di individuare più sequenze stratigrafiche all'interno della Successione epiligure (CONTI, 1994; ROVERI *et alii*, 1999).

2.4. - EVOLUZIONE STRATIGRAFICO-STRUTTURALE E MESSA IN POSTO DELLA COLTRE DELLA VAL MARECCHIA

L'analisi dei rapporti stratigrafico-strutturali all'interno dell'area studiata, ricavata attraverso il rilevamento geologico, ha permesso di definire l'assetto e l'evoluzione stratigrafico-strutturale delle unità affioranti ed i rapporti tra tettonica e sedimentazione intercorsi tra le unità alloctone e semialloctone della Coltre della Val Marecchia e quelle paleoautoctone e neoautoctone della Successione umbro-marchigiano-romagnola, durante l'intervallo Miocene-Pliocene.

Esistono sostanzialmente due principali modelli evolutivi che riguardano la Coltre della Val Marecchia, essi si basano sulla distinzione e sulla natura del meccanismo di formazione della Coltre stessa.

Il primo modello considera la gravità come principale causa di evoluzione, dove la Coltre si sarebbe strutturata attraverso una serie di processi gravitativi di corpi lenticolari, paragonabili ad enormi flussi o colate massive (MERLA, 1951; SELLI, 1967; TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; REUTTER *et alii*, 1980; VENERI, 1986; DE FEYTER *et alii*, 1986; VAN DEN BERG, 1990; DE FEYTER, 1991). Dalle dinamiche di messa in posto, dipendono conseguentemente la geometria interna dei corpi e dai rapporti con la sottostante successione paleoautoctona.

Il secondo modello lega la messa in posto della Coltre esclusivamente a processi tettonici che hanno portato all'evoluzione dell'Appennino Settentrionale, collegando la formazione di bacini epiliguri direttamente alla deformazione del fronte appenninico (CONTI, 1989, 1994; 2002; CONTI & GELMINI, 1995; CONTI & TOSATTI, 1996; CERRINA FERONI *et alii*, 2002a).

Una variante di carattere intermedio ai due modelli sopra indicati, come già accennato nel paragrafo III-2., è rappresentato da un sistema di *active shearing plus gravitational sliding*, come suggerito, anche se in maniera differenziata, da alcuni Autori (RICCI LUCCHI, 1986; RICCI LUCCHI & ORI, 1985; ROVERI *et alii*, 1999; CARMIGNANI *et alii*, 2002; BONCIANI *et alii*, 2007).

La successione paleoautoctona dell'area di Macerata Feltria è costituita da Schlier, Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana, Formazione di tetto, Formazione di San Donato, Formazione a Colombacci e porzione basale della formazione delle Argille Azzurre ed è delimitata verso l'alto dalla base della coltre alloctona (fig. 3, fig. 4). I rapporti tra la Coltre della Val Marecchia e la sottostante successione paleoautoctona indicano che la sovrapposizione si è verificata su un substrato già strutturato in bacini stretti ed allungati. All'interno di tali bacini la deposizione silicoclastica si è sviluppata durante il Miocene, in modo indipendente rispetto al principale bacino di avanfossa della Formazione Marnoso-Arenacea, come indicano le differenze stratigrafiche e sedimentologiche tra questa e la Marnoso-Arenacea Marchigiana del bacino di Urbino (ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001; BONCIANI *et alii*, 2001). Il probabile limite di separazione tra i due sistemi deposizionali è riconoscibile in corrispondenza dell'anticlinale Frontino-Piobbico (area esterna al Foglio 267), con il bacino di Urbino posto in posizione più esterna rispetto all'avanfossa principale.

Come osservabile in affioramento e confermato da dati di sottosuolo (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998; CERRINA FERONI *et alii*, 2002a; SEVERI *et alii*, 2004) si assiste ad una progressiva diminuzione di spessore della

coltre ligure all'interno dei sedimenti del Pliocene inferiore spostandosi da sud-ovest verso nord-est.

Sulla base dei rapporti con la Coltre della Val Marecchia è quindi possibile suddividere la formazione delle Argille Azzurre in:

- Argille Azzurre precoltre. Si tratta dei sedimenti antecedenti e sottostanti la coltre alloctona, essi poggiano mediante una superficie di paraconcordanza sui sedimenti messiniani della Formazione a Colombacci. I sedimenti pre-coltre hanno un'età riferibile all'intervallo Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. - Zona a *Globorotalia margaritae* - Zona a *G. puncticulata* - *G. margaritae* del Pliocene inferiore, progressivamente più recenti spostandosi verso nord-est.

- Argille Azzurre sincoltre. Si tratta di depositi argillosi, talora caotici, inglobanti elementi ad affinità ligure ed epiligure, e torbiditici (membro delle arenarie di Borello) depositi lateralmente alla coltre, in posizione estremamente ravvicinata ad essa, contemporaneamente alla relativa messa in posto. L'esame dei foraminiferi planctonici ha consentito di riferire i sedimenti alla Biozona a *Globorotalia puncticulata*. L'ambiente deposizionale è marino di piattaforma esterna profonda con indicazioni di apporti da zone costiere e rimaneggiamento di forme del Miocene medio.

- Argille Azzurre postcoltre. Si tratta di depositi prevalentemente argillosi alla base, per uno spessore di poche decine di metri. Verso l'alto passando ai livelli arenitici del membro arenaceo di Montecalvo in Foglia; il limite basale del membro, nell'area in esame, è segnato da un marcato aumento dei livelli arenacei. Le Argille Azzurre postcoltre giacciono in discordanza sulla coltre, mentre la corrispondente superficie nella zona bacinale diviene una superficie di concordanza o al limite una superficie di paraconcordanza. L'età è riferibile alla Zona a *G. puncticulata* - Zona a *G. aemiliana*. L'ambiente deposizionale è marino batiale, o di piattaforma esterna.

Risulta quindi evidente che l'evoluzione della sedimentazione durante il Pliocene nell'area Val Marecchia-Montefeltro è resa complessa dall'arrivo e messa in posto nel bacino della coltre alloctona ligure-epiligure. Dai dati geologici di campagna e da quelli biostratigrafici, si ricava la seguente evoluzione durante il Pliocene (la suddivisione biostratigrafica risponde a quella di IACCARINO & SALVATORINI, 1982 e FORESI *et alii*, 2002, basata sulle associazioni a foraminiferi):

- Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.: trasgressione pliocenica sui depositi messiniani di lago-mare della Formazione a Colombacci, in un bacino suddiviso dalla presenza di alti strutturali la cui origine CREMONINI & FARABEGOLI (1977) attribuiscono ad una fase intramessiniana.

- Zona a *Globorotalia margaritae*: la profondità marina si mantiene costante, in ambito batiale.

- Zona a *G. puncticulata*-*G. margaritae*: si registrano mutamenti ambientali che conducono a batimetrie variabili fra la piattaforma interna profonda e quella esterna. Contemporaneamente si ha deposizione pelitica sulla coltre durante le sue ultime fasi di movimento. In questo intervallo si ha una delle principali fasi tettoniche che ha portato alla messa in posto della coltre.

- Zona a *G. puncticulata*: si ha la messa in posto della Coltre ligure. La messa in posto avviene in condizioni subacquee discretamente profonde, e senza determinare importanti variazioni bacinali. I sedimenti soprastanti, difatti, non indicano lacune e sono indicativi di ambiente batiale (non si ha quindi una diminuzione batimetrica sensibile a causa della messa in posto della coltre, ad eccezione di situazioni locali).

Nelle aree bacinali, prossime alla coltre, ma non direttamente interessate dalla stessa, le argille plioceniche (Zona a *G. puncticulata*) di piattaforma esterna profonda, sono caratterizzate da apporti di materiale più prossimale. Questo è forse da mettere in relazione alla messa in posto della coltre che ha determinato delle variazioni paleogeografiche nelle zone più prossimali.

I depositi postcoltre, come già visto, sono relativi ad un ambiente abbastanza profondo di tipo batiale e poggiano in discordanza sulla coltre alloctona. Verso l'alto si assiste ad una regressione con diminuzione batimetrica ad ambiente di piattaforma interna. I depositi arenacei torbiditici sono riferibili alla Zona a *G. puncticulata* i primi, ed alla Zona a *G. aemiliana* del Pliocene medio i più alti. Tali depositi arenacei sono interposti ad argille di ambiente di piattaforma esterna/interna.

- Zona a *G. aemiliana*: trasgressione di tipo "eustatico" (sequenza P2 di RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) fino ad un'ultima fase tettonica databile alla porzione inferiore della sottozona a *G. crassaformis crassaformis* i cui effetti sono testimoniati da una ripresa della sedimentazione arenacea (litofacies delle argille ed arenarie di Lardiano, **FAA_e**).

Secondo CERRINA FERONI *et alii* (1997; 2001; 2002a) le strutture compressive, pieghe e faglie, che tagliano i depositi pre-coltre si sono formate durante l'accomodamento della coltre secondo modelli tipo *duplex* di messa in posto delle falde. Secondo questi Autori la superficie di sovrascorrimento delle Liguridi costituisce il *roof thrust* di un duplex complesso, mentre i sovrascorrimenti nella Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana sono i *link thrust* che collegano il *roof thrust* al *floor thrust* qui costituito dalla superficie di scollamento tra i depositi miocenici e il substrato carbonatico.

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - FRANE

Nell'area del Foglio San Marino l'agente morfogenetico principale nell'evoluzione del paesaggio è rappresentato dalla gravità. I versanti infatti sono interessati da numerosi fenomeni franosi di diversa tipologia ed estensione a causa dei quali la forma dei versanti e l'idrografia superficiale risultano in continua evoluzione, condizionando le attività antropiche, poichè l'intensità di tali dinamiche costituisce un fattore di rischio molto elevato per la stabilità dei centri abitati e delle infrastrutture. La franosità del territorio della Val Marecchia e dell'area del Montefeltro è nota nelle cronache sin dal Medio Evo (PERSI *et alii*, 1993) con numerosi riferimenti ad eventi catastrofici (Maiolo nel 1700, Peticara nel 1885, ecc.).

Le cause dell'instabilità dei versanti costituiscono il risultato dell'interazione di più fattori e in genere viene riferita a cause predisponenti e cause scatenanti. La principale causa predisponente i movimenti gravitativi dell'area è costituita dalle caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti (litologie prevalentemente argillose), dal loro assetto strutturale (sovrapposizioni di formazioni a forte contrasto di erodibilità) e dalla storia tettonica regionale che

ne ha condizionato le scarse proprietà geotecniche attuali, in particolare i bassi valori di resistenza al taglio e di angolo di attrito (ESU, 1977; GORI & VANNUCCI, 1987). Un'altra importante causa predisponente il dissesto per frana dell'area è costituita dall'energia del rilievo che localmente risulta molto elevata a causa sia, come già detto, dell'affioramento di formazioni a forte contrasto di competenza, sia dell'approfondimento del reticolo idrografico, guidato dalla sostanziale impermeabilità e facile erodibilità del substrato argilloso, che favorisce il deflusso superficiale delle acque correnti. Inoltre, la scarsa copertura pedogenetica sui versanti non offre protezione naturale all'azione delle acque meteoriche, predisponendo i terreni prevalentemente argillosi all'imbibizione e alla liquefazione.

Le principali cause determinanti l'attivazione dei fenomeni franosi sono costituite dall'aumento delle tensioni tangenziali per erosione al piede (approfondimento del reticolo idrografico), aumento del carico a monte (costruzione di manufatti da parte dell'uomo), innalzamento dei livelli piezometrici (eventi meteorici, scioglimento delle nevi) e dalla diminuzione della resistenza al taglio per alterazione del substrato e dei suoi minerali argillosi e dissoluzione dei cementi delle rocce.

Le acque meteoriche sono le principali responsabili dei processi di imbibizione, che vengono favoriti dalla presenza di numerose discontinuità alla scala micro- e macroscopica, dovute sia alla tettonizzazione dei terreni sia ai processi di dilatazione-contrazione tipici dei litotipi argillosi. Localmente sono stati osservati fenomeni di *piping* a piccola scala che contribuiscono alla saturazione di interi versanti per spessori di qualche metro. Meno comunemente, sono state osservate frane innescate dall'escavazione al piede del versante da parte dei corsi d'acqua, fenomeni generalmente indotti da erosioni laterali di sponda. Per quanto riguarda l'attività antropica è stato osservato che le pratiche di aratura, in concomitanza con fenomeni piovosi, favoriscono l'innescò di numerose frane, generalmente di piccole dimensioni, prevalentemente per colamento.

1.1. - LE TIPOLOGIE E LA DISTRIBUZIONE DEI MOVIMENTI FRANOSI

1.1.1. - *Frane per colamento*

Le frane per colamento costituiscono il tipo di frana più diffuso nell'area e interessano tutti i tipi di terreni presenti, dai litotipi calcarei e calcareo-marnosi a quelli argillosi, anche se più abbondanti ed ubiquitari su questi ultimi. La

maggior parte di queste frane sono costituite da colate di fango e terra (*mudflow*, *earthflow*) favorite da processi di fluidificazione del substrato argilloso. Alcune di queste tuttavia presentano caratteri complessi, quali la presenza di un movimento di scorrimento rotazionale (scoscendimento) nella zona di corona (*mudslide*, *earthslide*, *slump-earthflow*, *slump-mudflow*) o la presenza di numerosi gradini sia sulla corona sia sul corpo di frana.

Nell'area di studio è possibile distinguere tre principali tipologie di colamento:

- a) *colamenti di piccole dimensioni*, che interessano porzioni limitate di versanti indipendentemente dalla presenza di impluvi;
- b) *colamenti "di impluvio"*, con il materiale in frana che va ad occupare e sostituire il reticolo idrografico all'interno degli impluvi, confluendo in quelli principali;
- c) *colamenti complessi*, di grandi dimensioni, di differente età e stato di attività, che interessano interi versanti e le cui dinamiche sono spesso di difficile valutazione.

1.1.1.1. - Colamenti di piccole dimensioni

Questi colamenti hanno estensioni variabili, da pochi metri a qualche ettaro, sono generalmente superficiali, in continua evoluzione e si attivano principalmente in corrispondenza degli eventi piovosi. Prevalentemente interessano le formazioni argillose o le coperture detritiche ed eluvio-colluviali, ma sono presenti anche in corrispondenza delle formazioni litoidi.

La zona di corona è sempre ben definita e in continuo arretramento, mentre nella parte centrale della frana spesso si osserva la formazione di argini dovuti alla spinta laterale esercitata dalla massa. Sulla superficie del corpo di frana sono presenti numerosi rigonfiamenti, ortogonali alla direzione di movimento e che tendono ad arcuarsi nei pressi dei fianchi. Il piede della frana è caratterizzato da lobi la cui convessità è diretta nel senso del movimento. Questo tipo di frane frequentemente evolve attraverso processi di ruscellamento concentrato nell'area di corona fino a formare morfologie pseudocalanchive.

Dove il movimento è più lento la copertura vegetale si mantiene relativamente intatta e si osservano rotture in superficie, sia nella zona di corona sia lungo i fianchi della frana, mentre dove la velocità del movimento è alta, il manto vegetale viene rimosso ed è possibile osservare la quasi totale assenza di copertura pedogenetica.

1.1.1.2. - Colamenti “di impluvio”

Questo tipo di colamenti è caratterizzato da un'area sorgente posta alla sommità dei versanti, caratterizzata da una fitta rete di solchi di ruscellamento concentrato dove si incanalano colamenti di piccole dimensioni e da un'area di impluvio situata al piede di tali versanti, all'interno della quale confluisce il fango proveniente dall'area sorgente. Sono favoriti dal comportamento fluido del substrato argilloso che, fortemente imbibito di acqua, tende a creare un vero e proprio “reticolo di drenaggio”, i cui canali sono in realtà percorsi da masse fangose in continuo movimento verso valle (*mudflow, earthflow*). Su versanti ad alta acclività, le frane nell'area sorgente si verificano inizialmente per scorrimento rotazionale evolvendo rapidamente come colamento. Nell'area sorgente la coalescenza di numerose corone di frana ed il loro continuo arretramento favorisce la formazione di aree denudate e paesaggi di tipo calanchivo (ad es. nell'area compresa tra Monte Croce e Monte Altavelio), con elevata acclività dei versanti, mentre nell'area di impluvio, al piede, le colate si muovono verso valle anche con pendenze molto deboli. La superficie del corpo di frana è generalmente interessata da numerosi rigonfiamenti e lobi allungati in direzione perpendicolare al movimento, da fuoriuscite d'acqua e impaludamenti.

Un tipo particolare di colamento di impluvio si rileva nelle aree al piede delle rupi calcaree della Successione epiligure, caratterizzate dall'affioramento di terreni argillosi di pertinenza ligure sui quali vanno ad accumularsi cospicue coltri detritiche, cartografate come detrito di falda ed in parte alimentate anche da piccole frane di crollo. I blocchi calcarei, di dimensioni variabili, tendono ad incanalarsi negli impluvi e, mescolandosi al materiale argilloso, innescano colate detritiche che talora evolvono in veri e propri *debris flow*. È osservabile come la densità dei blocchi calcarei nel corpo di frana diminuisce allontanandosi dall'area sorgente, dove rappresentano la quasi totalità del materiale trasportato, verso il piede della frana.

Le dimensioni complessive di questi colamenti variano secondo le dimensioni dell'area sorgente e dell'ampiezza dell'impluvio di fondovalle all'interno del quale rifluisce il materiale di frana.

1.1.1.3. - Colamenti complessi

Alcuni versanti sono caratterizzati da forme caratteristiche riconducibili a colamenti di dimensioni chilometriche, sia come sviluppo longitudinale che trasversale. Dal punto di vista morfoevolutivo si possono distinguere i grandi colamenti in evoluzione da quelli antichi.

Questi ultimi sono profondamente reinciati dal reticolo idrografico attuale, spesso non si raccordano alla morfologia odierna del versante, presentano una

superficie generalmente rimodellata, senza indizi di movimento e la zona di distacco talora non è più riconoscibile. Si tratta di grandi frane verificatesi nel passato, in condizioni morfoclimatiche differenti da quelle odierne, secondo meccanismi attualmente non attivi, quindi nel loro complesso non più in evoluzione. Tuttavia frane superficiali e di piccole dimensioni spesso interessano il corpo principale di tali frane, soprattutto dove è più profonda l'incisione del reticolo idrografico.

Alcune frane, di dimensioni paragonabili a quelle appena descritte, presentano invece la zona di corona ben definita e in arretramento, la superficie del corpo di frana caratterizzata da numerose irregolarità, lobature, rigonfiamenti e impaludamenti. Le infrastrutture e gli edifici presenti appaiono danneggiati, mentre le acque di scorrimento superficiale stentano ad individuare direzioni di drenaggio ben definite. Queste frane, date le dimensioni, hanno un'evoluzione complessa, ma alcune presentano ancora indizi di attività secondo il meccanismo che le ha innescate, in tutto il corpo di frana o in parte di esso. Il loro potenziale distruttivo è evidenziato dalle testimonianze storiche.

Tra le grandi frane per colamento, antiche e inattive, l'esempio più eclatante è costituito dalla frana antica che interessa l'area di Mercato Vecchio-Pietrarubbia (fig. 17), con una lunghezza complessiva di circa 5 km ed un'estensione laterale massima di circa 800 metri. La frana si origina alle pendici orientali del rilievo del M. Carpegna alla base di una scarpata verticale di circa 600 metri di sviluppo, al contatto tra la Formazione di Monte Morello e le Argille Varicolori. Tuttavia, nel suo sviluppo longitudinale la massa in movimento attraversa altre formazioni (Formazione a Colombacci, Argille Azzurre, Formazione Marnoso-Arenacea) e termina sull'alveo del F. Foglia dal quale è a sua volta reincisa. Sui fianchi della frana si sono approfonditi per circa 30-60 metri i torrenti Apsa di San Arduino e Apsa e i versanti locali così formati sono interessati da frane per colamento e scoscendimento di detrito che evolvono rapidamente.



Fig. 17 - Frana per colamento (indicata dalla freccia) nella zona di Mercato Vecchio-Pietrarubbia.

Lungo le incisioni è stato possibile osservare il corpo di frana, che risulta costituito da un complesso caotico costituito, prevalentemente, da Argille Varicolori e pezzame, di dimensioni variabili dalle ghiaie ai blocchi, proveniente dalla Formazione di Monte Morello. Sono presenti anche lembi disorganizzati e caotici di argille e conglomerati della Formazione a Colombacci e delle Argille Azzurre.

Lo spessore supposto della massa in frana è superiore ai 30 metri, poiché nelle incisioni non è mai stato possibile osservare la superficie di scorrimento inferiore. La superficie topografica degrada verso il Fiume Foglia con un'inclinazione costante di pochi gradi ed è caratterizzata da un aspetto 'liscio', cioè senza le irregolarità (gradini, rigonfiamenti, lobi trincee) che di norma costituiscono gli indizi di movimento in atto. L'aspetto generale di tale superficie è quello di un *glacis* di erosione, modellato forse nelle fasi immediatamente successive alla messa in posto della frana e in condizioni morfoclimatiche diverse da quelle attuali. È probabile che questa frana si sia attivata durante il Pleistocene superiore o alla fine di esso, possibilmente favorita dallo scioglimento delle nevi e dei ghiacci che si erano accumulati sul rilievo del Monte Carpegna. Successivamente il corpo di frana sarebbe stato interessato da fasi di modellamento areale, che ne avrebbero regolarizzato la

superficie topografica prima delle fasi di incisione seguite al miglioramento climatico olocenico.

Nella stessa area sono state cartografate frane simili nell'area di Villagrande e sul versante nord-orientale di Montone.

Come è stato osservato precedentemente, anche attualmente, colamenti di dimensioni paragonabili si innescano in prevalenza su versanti caratterizzati dalla sovrapposizione stratigrafica o tettonica di grandi spessori di formazioni litoidi su formazioni argillose. Questo particolare assetto conduce alla creazione di forti sovrappressioni sulle argille sottostanti, favorite sia dal carico, sia dalla risorgenza delle acque di circolazione sotterranea al contatto tra i due litotipi a forte contrasto di permeabilità. Medesimo assetto strutturale e stesse tipologie di frana si osservano al contatto tra le formazioni umbro-marchigiano-romagnole, epiliguri e liguri.

Nonostante le basse velocità di movimento, gli effetti di superficie di queste frane sono molto evidenti, con danni sia agli edifici, sia alle infrastrutture. Eventuali opere di difesa, sistemazione o mitigazione sono di difficile realizzazione data la complessità e le grandi dimensioni dei fenomeni in questione. Inoltre periodicamente essi subiscono brusche accelerazioni spesso con conseguenze catastrofiche.

Frane di colamento di grandi dimensioni evolvono anche in condizioni strutturali differenti, non condizionati cioè dalla presenza di grandi ammassi litoidi sovrapposti geometricamente a formazioni argillose.

1.1.2. - *Frane per scivolamento*

Le frane di scivolamento sono state osservate soprattutto in corrispondenza di formazioni caratterizzate da alternanze ben stratificate di litotipi differenti, quali arenarie e peliti (es. area di Montecalvo in Foglia) o calcari e marne argillose.

La tipologia di frana più diffusa è quella per scivolamento rotazionale (*rock slump*) che frequentemente evolve in colamento, costituendo in realtà una frana di tipo complesso (*slump-earth flow*). In genere questo tipo di frana presenta una corona ben definita di forma semicircolare sulla cui scarpata è possibile osservare i caratteri del substrato in affioramento. La corona di frana successivamente tende ad arretrare, attraverso la formazione di numerose trincee e fessure nella zona a monte. Il movimento di rotazione del blocco è, a volte, evidenziato dalla giacitura degli strati, fenomeno meglio osservabile in corrispondenza di formazioni spiccatamente litoidi.

Le dimensioni di queste frane sono variabili, ma in generale quelle più piccole si impostano su litologie meno resistenti. In corrispondenza di versanti

di grande sviluppo verticale sono presenti movimenti dovuti a scivolamenti rotazionali (e.g. Costa dei Salti).

Localmente sono stati osservati alcuni scivolamenti traslativi in corrispondenza di versanti con giaciture a franapoggio (Monte Palazzolo, parte sommitale del Monte Carpegna), su litologie caratterizzate da alternanze di rocce lapidee stratificate con interstrati poco competenti.

Frane di scivolamento come quelle descritte, nel loro complesso, costituiscono forse elementi di minore rischio rispetto alle frane per colamento, soprattutto dove le pendenze dei versanti sono moderate. Tuttavia, come illustrato, alcune loro parti presentano caratteri di spiccata instabilità, come le zone di corona in continuo arretramento e nella parte mediana e distale del corpo di frana che di frequente evolve in colamento.

1.1.3. - *Frane per crollo e ribaltamento*

Le frane per crollo e per ribaltamento sono caratterizzate dal distacco dei materiali e dalla loro caduta libera o dal loro ribaltamento frontale. La condizione predisponente essenziale per questo tipo di frane è la presenza di pareti verticali o subverticali. Nell'area di studio questa condizione si verifica in corrispondenza dell'affioramento delle formazioni litoidi sovrapposte a litotipi argillosi o di minore competenza.

Si tratta di situazioni relativamente poco diffuse nell'area e interessano prevalentemente le formazioni Epiliguri (Formazione di San Marino e Formazione di Monte Fumaiolo), le litofacies arenacee della Successione umbro-marchigiano-romagnola e, in misura minore, la Formazione di Monte Morello. In questi casi il contrasto di competenza tra le differenti litologie ha condotto alla formazione di pareti o scarpate in roccia il cui modellamento evolve, però, attraverso processi gravitativi che coinvolgono blocchi di varie dimensioni.

L'intersezione dei piani di frattura o di faglia con la stratificazione porta all'individuazione di prismi rocciosi isolati da fenditure che, a seguito dell'azione di processi meccanici (dilatazione a causa delle acque percolanti) e chimici (dissoluzione), tendono ad ampliarsi fino a provocare il distacco, che può avvenire per crollo o ribaltamento. Spesso tale distacco è scatenato dallo scalzamento al piede della parete rocciosa ad opera, sia del ruscellamento, sia, più spesso, del rifluimento e del colamento delle formazioni argillose presenti alla base. Data la presenza di numerosi insediamenti, anche di notevole interesse storico e culturale (San Marino, San Leo), sia alla sommità, sia alla base di queste morfologie rupestri, queste frane costituiscono un elemento di forte rischio (fig. 18). Inoltre data la sismicità dell'area, tali morfologie favoriscono

l'amplificazione superficiale delle onde sismiche e i processi di scuotimento possono favorire il distacco di ammassi rocciosi. I tentativi di intervento su frane simili, attraverso consolidamenti in parete delle porzioni maggiormente a rischio, risultano molto complessi.

1.2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Nell'area del Foglio sono state cartografate alcune Deformazioni Gravitave Profonde di Versante (DGPV) lungo versanti in cui il gradiente topografico, in combinazione con le condizioni lito-strutturali del substrato, hanno favorito lo sviluppo di deformazioni plastico-viscose e di movimenti gravitativi profondi a bassa velocità di avanzamento. Rientrano in questa categoria gli espandimenti laterali (*lateral spreads*) che localmente caratterizzano gli ammassi calcarei della Formazione di San Marino a seguito di liquefazione o deformazione plastica delle argilliti della coltre alloctona (Argille Varicolori) sulle quali appoggiano con contatto discordante. Tale fenomeno si sviluppa anche in aree sub-pianeggianti (Montecopiolo, Montemaggio) ed è associato ad una diffusa franosità superficiale delle suddette argilliti. Le principali DGPV interessano i litotipi calcareo-marnosi della Formazione di M. Morello nell'area sud-occidentale del Foglio, dove l'assetto giaciturale della stratificazione nel caso del versante a franapoggio dell'ampia sinforme del M. Carpegna, e l'acclività del versante sud della dorsale M. della Valle - M. S. Paolo, hanno favorito l'innescò di movimenti di enormi volumi di roccia. Le forme osservabili in superficie (trincee e contropendenze) suggeriscono la presenza di una o più superfici di scorrimento che si raccordano, in profondità, con livelli di deformazione plastica in virtù delle elevate pressioni di confinamento.



Fig. 18 - Frane per crollo e ribaltamento nelle pareti rocciose sottostanti l'abitato di San Leo.

Nel caso della DGPV di M. S. Paolo non è trascurabile il contributo dato dalla presenza di una discontinuità meccanica (sovrascorrimento interno alla coltre) sul peggioramento delle proprietà dell'ammasso. L'entità del movimento è tale da aver imposto al T. Conca una vistosa deviazione ad est di Monte Cerignone.

Tali movimenti non mostrano, nell'area in esame, evoluzioni recenti in grandi frane, ma la paleofrana di Mercato Vecchio potrebbe rappresentare un esempio di movimento composito, iniziato come DGPV dalle pendici del M. Carpegna, e comunque è facilmente rilevabile la relazione tra questi fenomeni e la diffusa franosità superficiale delle aree prospicienti.

2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE (con contributi di M. Filippini)

L'attività estrattiva nell'area del Foglio è localizzata soprattutto nelle formazioni della Successione umbro-marchigiano-romagnola, nelle formazioni eoceniche delle Liguridi, nella Successione epiligure e nei depositi quaternari (fig. 19). Queste formazioni affiorano soprattutto nel medio ed alto corso dei

fiumi Marecchia e Conca con una ricca gamma di litologie pregiate per la presenza di formazioni calcaree, conglomeratiche, arenacee e gessose che ha portato a definire questa porzione del territorio romagnolo e marchigiano come storicamente sede di attività estrattive.

Tutti i litotipi sopracitati sono stati oggetto di sfruttamento in passato e lo sono tuttora: basta ricordare l'estrazione di calcare della Formazione di Monte Morello nell'area a nord-est di Mercatino Conca, di calcare della Formazione di San Marino dal Monte Lecceti (nelle Marche a confine con la Romagna), a Villagrande e a Masrola di Borghi, di calcare e arenaria della Formazione di Monte Fumaiolo dal Monte del Ronco e Grotta Ulcedo a Torriana, del gesso selenitico dalla località Gessi sempre del Comune di Torriana.

Quest'ultima cava di gesso merita una particolare attenzione in quanto è unica nel suo genere in tutta l'Emilia Romagna per la particolarità del litotipo sfruttato e delle modalità estrattive. In essa, infatti, viene estratto con filo elicoidale e in quantità estremamente ridotte, del gesso macro e microcristallino, ricco di geminati a coda di rondine o a ferro di lancia, per la creazione di prodotti artigianali quali tavoli, panche, colonne, fioriere, ecc.. Al termine dell'attività estrattiva nell'area sarà realizzato un museo mineralogico all'aperto. Anche gli altri blocchi gessosi presenti nell'area come olistoliti, anche in dimensioni ridotte, sono sempre stati oggetto di un intenso sfruttamento, spesso a livello artigianale, in alcuni casi fino al completo smantellamento dei blocchi più piccoli, la cui memoria rimane ora soltanto nel toponimo (es. Via Gessi).

Tra le maggiori cave in attività, da segnalare quella di Masrola, nel Comune di Borghi, in cui negli anni 1996-2000 sono state estratte oltre 1.200.000 m³ di materiale calcareo.

Nel Comune di Verucchio, in destra idrografica del Fiume Marecchia, non sono presenti cave attive, ma vi sono numerose testimonianze di un'attività passata che ha sfruttato, modificandone l'originaria morfologia, versanti calcarei e terrazzi alti costituiti da brecce calcaree provenienti dal disfacimento delle soprastanti rupi.

Altre cave sono state aperte nella Formazione a Colombacci e del Tripoli e marne tripolacee, dalle quali sono state estratte principalmente arenarie, e nelle Argille Azzurre. Attualmente è attiva una sola cava di arenaria, in località Carbognano nel Comune di Gemmano (Tripoli e Marne Tripolacee), utilizzata soprattutto per riempimenti e rilevati stradali; anche Montefiore Conca (presso il Monte Maggiore) e Montescudo hanno ospitato nel passato questo tipo di attività. Una cava di conglomerato pliocenico è localizzata al Monte Bigoncio in territorio marchigiano, al confine con la Romagna.

Nei fondovalle, lungo le principali aste fluviali, numerosi sono i laghetti prodotti dallo sfruttamento dei depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi, di natura calcarea, che presentano spessori contenuti, nell'ordine di qualche metro.

Tale attività, localizzata sui terrazzi alluvionali più prossimi all'alveo e in passato avvenuta in maniera indiscriminata, non è ora più consentita. Tali cave erano principalmente "di prestito", utilizzate per la realizzazione delle principali arterie stradali, non ultima l'autostrada A14.

L'attività mineraria nell'area romagnolo-marchigiana, attiva fin dal Medioevo, trova nel Sette-Ottocento un forte impulso alla modernizzazione, a seguito degli ingenti investimenti messi in campo per far fronte alla forte richiesta di zolfo ed alla scoperta di importanti giacimenti. Il Montefeltro entra così nei circuiti commerciali internazionali e tanti piccoli borghi divengono importanti centri minerari. Assieme alla Sicilia, l'area romagnolo-marchigiana, a partire dalla seconda metà del 1800, diviene il principale polo di estrazione di zolfo d'Italia, arrivando alla produzione di 1/5 del totale nazionale nel secondo dopoguerra. Presto però inizia un rapido declino di tale attività: in previsione dell'esaurimento dei due principali giacimenti (Perticara e Ca' Bernardi) inizia, negli anni '50, una campagna di sondaggi che non porta a risultati rilevanti (nelle Marche l'estrazione dello zolfo era considerata economicamente conveniente solo se il tenore superava il 18%); negli anni '70 l'estrazione di zolfo in quest'area è completamente abbandonata.

L'abbandono dell'attività estrattiva nell'area è legata fortemente all'introduzione, negli Stati Uniti, di un metodo estrattivo rivoluzionario (metodo Frasch), inapplicabile nel contesto geologico marchigiano, dove l'estrazione continua ad avvenire tramite faticosi e costosi lavori in sotterraneo, ed alla possibilità di ottenere zolfo come sottoprodotto della raffinazione di idrocarburi, ad un costo molto basso e con minori problematiche ambientali.

Lo zolfo si trova in forma cristallina nel calcare di base della Formazione Gessoso-Solfifera e talora, per migrazione, nei litotipi sovrastanti, lungo diaclasi e brecce di faglia. Il suo utilizzo in ambito industriale è vastissimo: dalla raffinazione del kerosene ed altri idrocarburi, al trattamento dei minerali di Uranio, dalla vulcanizzazione della gomma, alla produzione di plastica, carta, esplosivi, insetticidi, prodotti farmaceutici, ecc.

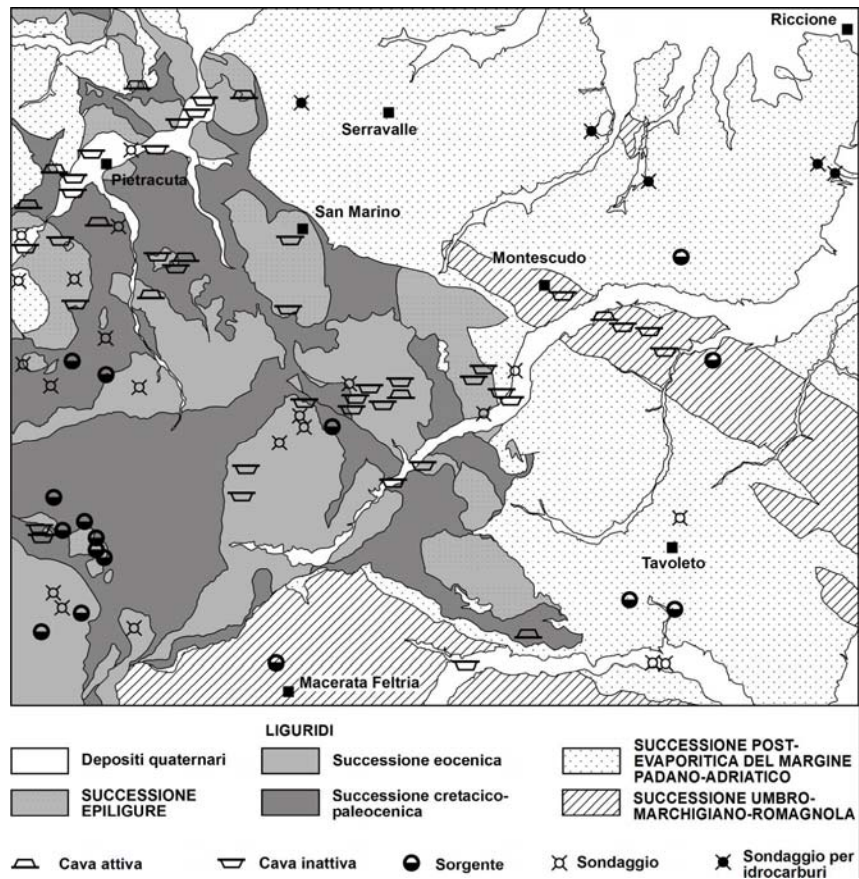


Fig. 19 - Ubicazione nel Foglio delle principali cave, sorgenti e sondaggi.

L'estrazione di zolfo nelle Marche era legato soprattutto al suo impiego in agricoltura, ma risentiva pesantemente dei conflitti, registrando forti impulsi prima e durante gli episodi bellici del secolo scorso, ed andando incontro a profonde crisi al termine di questi. L'ultimo episodio bellico che ha rinnovato l'interesse verso i giacimenti marchigiani di zolfo è stata la guerra di Corea (1950-53), poiché vennero a mancare le esportazioni dagli Stati Uniti, principale produttore di zolfo a partire dal 1914.

Nel Foglio 267 rimangono, a testimonianza della fiorente attività ormai estinta, alcuni pozzi di ricerca, risalenti agli anni '20 e '50, che però hanno dato tutti esito negativo:

Rio Strazzano (S. Leo):

questa ricerca fu avviata nel 1927 dal sig. Luigi Ancarani sulla sponda sinistra del Rio Strazzano, a 400 m dalla confluenza con il F. Marecchia, con l'apertura di una breve galleria a direzione E-O e quindi di una discenderia verso SE con pendenza di 45° che in un anno di lavori raggiunse la lunghezza di 127 m. Fu attraversata un'alternanza di gessi alabastrini e marne fetide, talora bituminose, con calcari, ma senza rilevare alcun indizio di zolfo, per cui la ricerca venne presto abbandonata.

Sondaggi Montecatini:

nel 1952 la Società Montecatini intraprese una campagna di perforazioni per la ricerca di zolfo nei comuni di Macerata Feltria e Pietrarubbia; ricadono nel Foglio 267 i sondaggi di Casanchino (loc. Vigena, profondità 118 m), Villa del Piano (profondità 604 m) e S. Teodoro (profondità 319,3 m). Anche in questi casi i livelli di gessi ed il calcare di base sono risultati sterili o con tracce di zolfo assolutamente insufficienti per un'estrazione economicamente conveniente.

3. - SORGENTI

Nell'area del Foglio sono presenti diverse sorgenti (fig. 19), note fin dall'epoca romana e successivamente abbandonate principalmente a causa del generale dissesto dell'area e della difficoltà a raggiungere i luoghi. Nel tempo alcune di queste sorgenti naturali sono scomparse, lasciando di sé solo una testimonianza storica o limitata a piccole dispersioni di acqua nel terreno. In epoca moderna e specialmente negli anni '80, si è assistito ad un tentativo di riscoperta delle potenzialità idriche regionali, con la realizzazione di studi geologici ed analisi chimico-fisiche delle acque allo scopo di testarne la qualità e l'economicità di un eventuale sfruttamento. Nei luoghi in cui erano anticamente presenti le sorgenti naturali sono stati quindi spesso realizzati pozzi a profondità variabile, con lo scopo di aumentare la portata della falda.

Le acque sono generalmente fredde, ma con salinità a volte elevata, che fanno pensare alla risalita di acque connate in una zona con una tettonica fragile

attiva fino in epoche recenti. Solamente due (Montegrimano e Macerata Feltria) sono le sorgenti attualmente utilizzate.

Sorgenti di Montegrimano

Le sorgenti di Montegrimano, localizzate a circa due chilometri a Nord dell'abitato, in località Bagni di Meleto, sono costituite da piccole venute di acqua con portate generalmente inferiori ad 1 l/sec. Note già in epoca romana, relativamente popolari nel Seicento, le acque di Montegrimano sono rimaste per lungo tempo inutilizzate anche a causa della forte franosità dei versanti che provocava ciclicamente l'interramento delle sorgenti e la distruzione dei manufatti. La riscoperta e la valorizzazione del sito avvenne solo nei primi anni del Novecento, quando le numerose analisi chimico-fisiche effettuate denotarono le proprietà terapeutiche delle acque. Benché le sorgenti abbiano caratteristiche chimiche diverse (alcalina, salsobromoiodica e sulfurea), la formazione acquifera da cui si originano è la stessa, costituita dai litotipi calcarei della Formazione di Monte Morello e la mineralizzazione è funzione del percorso seguito dal circuito idrico, con possibili contaminazioni da parte di acque con circolazione più profonda. Le sorgenti sono "di contatto", al passaggio tra i soprastanti calcari e le formazioni di Sillano o delle Argille Varicolori alla base. La temperatura alle sorgenti è costante, di circa 10 °C. Le fonti principali sono tre: la "Cantoniera" (bicarbonato-alcalina), la "Pia" (salsobromo-iodica) e la "Salute" (sulfurea). Analisi chimiche di due di queste sorgenti sono riportate in tab. 1.

Sorgenti di Macerata Feltria

Le sorgenti di Macerata Feltria, quali quella di Certalto e quella di Apsa, sono note sin dall'antichità per le notevoli proprietà terapeutiche che le caratterizzano. Le acque sono per l'aspetto chimico-composizionale di tipo sulfureo, in particolare, l'acqua della sorgente Certalto è classificata di tipo minerale sulfurea ad alto grado solfidrometrico (H_2S libero e combinato), e ad alto contenuto di magnesio, con presenza di oligoelementi (solfati, bicarbonati, bromo, calcio, ecc.). Le sorgenti sono impostate sui termini arenacei e pelitici del Membro di S. Angelo in Vado della Formazione Marnoso-Arenacea marchigiana.

Sorgenti Valle Sant'Anastasio-Sassofeltrio

Le sorgenti della Valle Sant'Anastasio, situate lungo il Fosso Vena Grossa, in località Cà Micci nel Comune di Sassofeltrio, erano note e frequentate sin dal

1500, quando erano conosciute con il nome di “acque di San Marino”, e hanno goduto di una buona fama sino al 1850, per essere poi oggetto di abbandono fino ai giorni nostri.

Tab. 1 - *Analisi chimiche su campioni prelevati il 19 Febbraio 1998 per le sorgenti di Montegrimano e il 9 Novembre 1982 per le sorgenti di Sassofeltrio (COMUNE DI SASSOFELTRIO, com. pers.).*

elementi (mg/l)	Montegrimano		Sassofeltrio	
	“Cantoniera”	“Pia”	“Sulfurea”	“Alcalina”
Na	135	1160	39,5	12,5
K	5,4	5,7	0,5	0,5
Ca	77,6	57,6	71	71
Mg	42,2	30,1	20,6	18,8
Sr	--	--	1,1	1,2
Cl	33	1400	14,2	10,8
SO ₄	195	305	36,6	26,6
HCO ₃	520	790	353,8	292,8
SiO ₂	--	--	14,0	5,1
Res. Fisso a 180 °C	759	3287	373,7	294,2
Cond. µS/cm	1075	4980	532	445

Alla fine degli anni '80 è stato realizzato per conto dell'Amministrazione Comunale, uno studio geologico con lo scopo di vagliare la possibilità di una coltivazione delle acque minerali. Lo studio (GENNARI, 1986) si è concentrato su due delle sorgenti presenti, una sulfurea ed una alcalina, definite come “perenni, di tipo variabile o sub-variabile” e classificate come “di faglia”. La “sulfurea” ha una portata media di 0,12 l/sec., mentre la “alcalina” una portata media di 0,22 l/sec. La temperatura alla sorgente è costante per entrambe di 10,5 °C e secondo la classificazione classica si possono definire acque oligominerali fredde bicarbonato-alcalino-terrose. Come nel caso delle sorgenti di Montegrimano, la circolazione avviene all'interno della Formazione di Monte Morello, che presenta una buona permeabilità secondaria, fino ad interessare la

sua base e la Formazione di Sillano. Quest'ultima è infatti ritenuta origine della disponibilità di zolfo, alla base della presenza di H₂S gassoso nelle acque della "sulfurea". La conducibilità compresa tra 400 e 600 µS/cm fa ritenere la circolazione relativamente veloce. Analisi chimiche di queste sorgenti sono riportate in tab. 1.

Sorgente Bonora

La sorgente Bonora (o Grechi, dal nome della concessione) è situata circa 1 km a nord dell'abitato di Montefiore Conca (RN), ad un'altitudine di circa 190 m s.l.m. Si tratta di una sorgente spontanea posta al fronte di una paleofrana, captata tramite un pozzo alla profondità di circa 21 m, realizzato negli anni '80 allo scopo di rendere economicamente valido lo sfruttamento industriale (imbottigliamento) delle acque. La portata è costante di 0,40 l/sec con una temperatura alla sorgente di 14,0 °C. Il bacino imbrifero è ridotto, pari a circa 19 ha, mentre il bacino idrogeologico è stato valutato in 34 ha; la circolazione idrica sotterranea interessa essenzialmente le arenarie della formazione di Tripoli e marne tripolacee. Queste arenarie hanno una bassa permeabilità dovuta alla cementazione secondaria delle sabbie ed il tempo di transito, ritenuto piuttosto lungo, porta alla mineralizzazione delle acque che sono da considerare come medio-minerali. Nell'area sono state censite (oltre a quella sfruttata per l'imbottigliamento) altre tre sorgenti con scarsa portata. L'analisi chimica di questa sorgente è riportata in tab. 2.

Sorgente S. Francesco (Verucchio)

La sorgente è situata circa 1,5 km a nord-est di Verucchio, lungo il Rio Salato, ad un'altitudine di 100 m s.l.m. L'acqua mineralizzata fuoriesce da una serie di fratture che permette alla falda profonda di risalire, dopo un circuito che interessa la Formazione di San Marino, i complessi argillosi alla sua base, il Pliocene argilloso-sabbioso e forse anche la sottostante Formazione a Colombacci. Come per la Sorgente Bonora, anche in questo caso sono state effettuate delle opere di captazione per permettere un economico sfruttamento della falda a fini termali-terapeutici; la portata potenziale complessiva è ritenuta di 0,85 l/sec. Al momento attuale i lavori sono stati limitati alla realizzazione di tre pozzi di saggio, spinti fino a 90 metri di profondità, che hanno permesso il prelievo di campioni di acqua da falde distinte: la "Querceta" a 35 metri e la "Ristoro" a 70 metri. Le acque sono state classificate come "minerali" del tipo salso-bromo-iodiche; la mineralizzazione molto intensa associata ad una temperatura di circa 16 °C, fa supporre un circuito idrico estremamente lungo e

complesso o la risalita tramite faglia di acque connate da modeste profondità. Analisi chimiche di queste sorgenti sono riportate in tab. 2.

Sorgenti San Savino (Montecolombo)

Le sorgenti sono localizzate lungo un allineamento tettonico con direzione

Tab. 2 - *Analisi chimiche su campioni prelevati il 31 Luglio 1980 per le sorgenti di Verrucchio (SGAI, 1980) e il 5 Agosto 1987 per la sorgente Bonora (FABBRI, 1989) e il 18 Dicembre 1998 per la sorgente San Savino.*

elementi (mg/l)	Bonora	Verucchio "Querceta"	Verucchio "Ristoro"	San Savino
NH ₄	--	90,7	76,3	2,8
Na	20,1	16850	13906	1080
K	2,5	255	230	11
Ca	105,01	1306,6	983,9	308
Mg	30,08	1413,3	957,7	276,6
Sr	0,13	--	--	--
Fe	0,02	5,9	0,3	0,24
Cl	21,3	32666,9	26197,8	530
Br	--	189,9	149	--
I	--	49,5	42,6	--
F	0,4	0,16	0,3	--
SO ₄	26,87	--	7,4	2600
HCO ₃	451,54	122,0	88,9	1006
SiO ₂	18,1	12,0	14,2	--
Res. Fisso a 180 °C	436,2	53630	43410	4406,4
Cond. µS/cm	650	85000	68500	6120

antiappenninica che permette la risalita di acque nei terreni impermeabili del Pliocene inferiore.

Anche in questo caso sono state realizzate opere di captazione per incrementare le portate delle sorgenti naturali. I pozzi hanno una profondità di 6 e 8 metri. L'analisi chimica di questa sorgente è riportata in tab. 2.

VII - RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. SESTINI (Ed.) «*Development of the Northern Apennines Geosyncline.*», *Sedimentary Geology*, **4**: 251-340, Amsterdam.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *Geological Map of the Northern Apennines, scale 1:500.000*. In: G. SESTINI (Ed.) «*Development of the Northern Apennines Geosyncline.*», *Sedimentary Geology*, **4**: Amsterdam.
- AGIP S.P.A. (1982) - *Lessico delle formazioni del bacino padano orientale*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Margine Appenninico-padano*», 205-236, Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Bologna.
- AMADESI E. (1962) - *I terreni caotici delle medie vallate del Torrente Conca e del Fiume Foglia*. *Giornale di Geologia*, **30**: 233-250, Bologna.
- AMOROSI A. (1992a) - *Correlazioni stratigrafiche e sequenze deposizionali nel Miocene epiligure delle formazioni di Bismantova, San Marino e Monte Fumaiolo (Appennino settentrionale)*. *Giornale di Geologia*, **54**: 95-105, Bologna.
- AMOROSI A. (1992b) - *Stratigrafia e sedimentologia del Miocene epiligure tra le valli del Panaro e del Marecchia (Appennino settentrionale)*. Tesi di Dottorato, Università di Bologna, pp. 205.
- AMOROSI A. (1999) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 "Foglio 223 - Ravenna"*, pp. 144, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**: 355-366, Roma.
- ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1994) - *Subsurface well data in the northern Apennines (Italy)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48**: 461-471, Roma.

- ANGELI A. & VEGGIANI A. (1964) - *Note su un rilevamento geologico tra Sarsina e Mercato Saraceno*. Quad. St. Rom, **1**: 5-14, Roma.
- ANTOLINI P., BORSETTI A.M., CREMONINI G., PIALLI G. & RICCI LUCCHI F. (2001) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 "254 - Modigliana"*, pp. 118, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ANTONINI G., CARDINALI M., GUZZETTI F., REICHENBACH P. & SORRENTINO A. (1993) - *Carta Inventario dei Movimenti Franosi della Regione Marche ed Aree Limitrofe*. 1:100.000, Pub. No. 580, GNDCL.
- ARCALENI M., CASABIANCA D., DE DONATIS M., GALEAZZI M., MAZZOLI S., TAMBURINI F. & TIBERI P. (1995) - *Schema geologico delle dorsali di Montefiore Conca-Monte Colbordolo, di Ginestreto e di Gabicce-Pesaro (Note illustrative)*. Studi Geologici Camerti, **1**: 11-17, Camerino.
- ARDANESE L.R., CESTARI G., MARTELLI G. & PICHEZZI R.M. (1982) - *Indagini sulla stabilità dei versanti del bacino pliocenico di Montecalvo in Foglia (Marche settentrionali). Parte prima: studi geologici*. Geol. Appl. ed Idrog., **17**: 161-183, Bari.
- ARGNANI A. & RICCI LUCCHI F. (2001) - *Tertiary silicoclastic turbidite systems of the Northern Apennines*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): «Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins», 327-350, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- BARCHI M.R., DE FEYTER A., MAGNANI M.B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA M. (1998a) - *Extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy): evidence from the CROP 03 deep seismic reflection line*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 527-538, Roma.
- BARCHI M.R., DE FEYTER A., MAGNANI M.B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA M. (1998b) - *The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 557-578, Roma.
- BARCHI M.R., MINELLI G. & PIALLI G. (1998c) - *The CROP03 profile: a synthesis of results on deep structures of the Northern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 383-400, Roma.
- BASSETTI M.A. (1994) - *Coarse-grained clastics (fan delta deposits) in the Messinian of Montefeltro (Pesaro Province, northern Apennines)*. Giornale di Geologia, **56**: 259-273, Bologna.
- BASSETTI M.A. (2000) - *Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of Upper Messinian ("Post-evaporitic") deposits in Marche area (Apennines, central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 319-349, Roma.
- BASSETTI M.A., MANZI V., LUGLI S., ROVERI M., LONGINELLI A., RICCI L.F. & BARBIERI M. (2004) - *Paleoenvironmental significance of Messinian post-evaporitic lacustrine carbonates in the northern Apennines*. Sedim. Geol., **172**: 1-18, Amsterdam.
- BASSETTI M.A., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (1994) - *Physical stratigraphy of the Messinian post-evaporitic deposits in Central-southern Marche area (Apennines, Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 275-288, Roma.
- BASSETTI M.A. & SARTI G. (1997) - *Stratigraphy of terraced fluvial deposits of Conca River (Northern Apennines, Italy)*. Giornale di Geologia, **59**: 81-90, Bologna.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1987) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino Modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 215-244, Roma.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale*. 1:250.000, Pubbl. n. 429, CNR-Progetto Finalizzato Geodinamica - SELCA, Firenze-Roma.

- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R.P., G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**: 7-38, Amsterdam.
- BONARELLI G. (1929) - *Interpretazione strutturale della regione feltresca*. Boll. Soc. Geol. It., **48**: 314-316, Roma.
- BONCIANI F., CALLEGARI I., CARMIGNANI L., CONTI P., CORNAMUSINI G., FORESI L.M. & PIERUCCINI P. (2001) - *Nuovi dati preliminari sull'assetto stratigrafico-strutturale della Val Marecchia*. "FIST-Geoitalia 2001", Chieti, 5-8 Settembre 2001: 46-47, Chieti.
- BONCIANI F., CORNAMUSINI G., CALLEGARI I., CONTI P. & FORESI L.M. (2007) - The role of the "Coltre della Val Marecchia" within the tectonic-sedimentary evolution of the Romagnan-Marchean Apennines. Rend. Soc. Geol. It., **5**, Nuova Serie: 62-65, Roma.
- BORTOLOTTI V. (1962) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 225-314, Roma.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Nota illustrativa della carta della distribuzione geografica della Formazione di Monte Morello (Alberese)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 155-190, Roma.
- BORTOLOTTI V. (1967) - *Le paleocorrenti della Pietraforte*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 687-701, Roma.
- BORTOLOTTI V. (1992) - *Domini paleogeografici precoci*. In: V. BORTOLOTTI (Ed.) «*Appennino Tosco-Emiliano*», Guide Geologiche Regionali, **4**: 16-18, Società Geologica Italiana, BE-MA Editrice, Milano.
- BORTOLOTTI V., BRUNI P., CONTI S., SANI F. & AMOROSI A. (1992) - *Dal Valdarno a San Marino*. In: V. BORTOLOTTI (Ed.) «*Appennino Tosco-Emiliano*», Guide Geologiche Regionali, **4**: 269-300, Società Geologica Italiana, BE-MA Editrice, Milano.
- BOUMA A.H. (1962) - *Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation*, pp. 168, Elsevier, Amsterdam.
- CANCELLI A. & CASAGLI N. (1995) - *Classificazione e modellazione di fenomeni di instabilità in ammassi rocciosi sovrapposti ad argilliti o argille sovraconsolidate*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 83-100, Roma.
- CANCELLI A., PELLEGRINI M. & TONNETTI G. (1984) - *Geological features of landslides along the Adriatic coast, Central Italy*. In: «*IV International Symposium on Landslides*», **2**: 7-12, Toronto.
- CANCELLI A., PELLEGRINI M., TOSATTI M. & BERTOLINI G. (1987) - *Alcuni esempi di deformazioni gravitative profonde di versante nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 447-466, Roma.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M., RICCI LUCCHI F., CRISTALLINI C. & DI LORITO L. (1986b) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geologici Camerti, **volume speciale "La Geologia delle Marche"**: 61-82, Camerino.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986a) - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geologici Camerti, **volume speciale "La geologia delle Marche"**: 35-55, Camerino.
- CANUTI P. (1993) - *Deformazioni gravitative profonde in Toscana*. Atti del IV Seminario, pp. 73, Tip. Risma, Firenze.
- CAPUANO N. (1990a) - *Sedimentazione ciclica nel Pliocene Inferiore del Montefeltro (Marche)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 431-740, Roma.

- CAPUANO N. (1990b) - *Sedimentazione e tettonica del Pliocene nord-marchigiano*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **97**: 65-84, Pisa.
- CAPUANO N. & D'ANTONIO G. (1992) - *Studio sedimentologico composizionale della successione tardo-miocenica della dorsale costiera Gabicce-Pesaro*. Giornale di Geologia, **54**: 107-123, Bologna.
- CAPUANO N. & PAPPAFICO G. (1992) - *Analisi morfometrica e composizionale delle ruditi plioceniche del Montefeltro (Marche)*. L'Ateneo Parmense - Acta Naturalia, **28**: 21-36, Parma.
- CAPUANO N., PAPPAFICO G.F. & PERA M. (1991) - *Carta Geologica della sequenza infrapliocenica del Montefeltro: geometria e distribuzione delle facies dei corpi grossolani*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **46**: 475-480, Roma.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1986a) - *Ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica del margine appenninico nell'area feltresca (Marche settentrionali) durante il Pliocene Inferiore e Medio*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 163-170, Roma.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1986b) - *Escursione sui depositi pliocenici di fan-delta dell'area feltresca (Marche settentrionali): caratteri geologici, litostratigrafici, sedimentologici e composizionali*, Riunione del Gruppo Informale di Sedimentologia, Urbino.
- CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1987) - *Rapporti fra la successione "autoctona" ed i complessi alloctoni nell'area della Val Marecchia dal Miocene superiore al Pliocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 165-173, Roma.
- CAPUANO N., TONELLI G., VENERI F., RICCI LUCCHI F. & BARBIERI R. (1989) - *Cannibalized fan delta deposits of Montecalvo in Foglia, Marche Apennines, Italy: a problem of identification*. Giornale di Geologia, **51**: 45-60, Bologna.
- CARLONI G.C., CATI F. & BORSETTI A.M. (1967) - *Stratigrafia del Miocene marchigiano in facies di "Schlier"*. Giornale di Geologia, **35**: 341-368, Bologna.
- CARLONI G.C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S. & SELLI R. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Fogli 109-110-117, Pesaro-Senigallia-Jesi*, pp. 62, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CARMIGNANI L., CONTI P., CORNAMUSINI G., BONCIANI F., CALLEGARI I. & FORESI L.M. (2002) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria della Val Marecchia (Miocene-Pliocene, Appennino marchigiano-romagnolo)*. "Riassunti 81° Riunione Estiva della Società Geologica Italiana", Torino, 10-12 settembre 2002.
- CASAGLI N., FAZZUOLI M., FOCARDI P., GARZONIO C.A., IOTTI A., PANDELI E., TARCHIANI U. & VANNUCCI P. (1993) - *Aspetti geologici, geomorfologici e geotecnici di alcune aree rappresentative*. In: P. CANUTI (Ed.) «*Deformazioni gravitative profonde in Toscana. Atti del IV Seminario*», Tip. Risma, Firenze.
- CASATI P., BERTOZZI P., CITA M.B., LONGINELLI A. & DAMIANI V. (1976) - *Stratigraphy and paleoenvironment of the Messinian "Colombacci" Formation in the Periadriatic through. A pilot study*. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 173-196, Roma.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giornale di Geologia, **47**: 47-75, Bologna.
- CASTELLARIN A. & PINI G.A. (1987) - *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 127-141, Roma.

- CATANZARITI R., OTTRIA G. & CERRINA FERONI A. (2002) - *Tavole Stratigrafiche*. In: A. CERRINA FERONI, G. OTTRIA, P. MARTINELLI & L. MARTELLI (Eds.): «*Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo*», 1:250.000, Regione Emilia-Romagna, C.N.R., Bologna.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene nannofossil biostratigraphy in northern Apennines: the Ranzano sandstone*. Mem. Sci. Geol., **49**: 207-253, Padova.
- CATURANI A., RIBACCHI R. & TOMMASI P. (1991) - *The San Leo cliff: stability conditions and remedial measures*. "Int. Symp. ISRM Proc", Aachen, 853-858.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "Bacini Minori" torbiditici del Miocene Medio-Superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese*. Mem. Soc. Geol. It., **18**: 135-170, Roma.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MICARELLI A. (1977) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "Bacini Minori" torbiditici del Miocene Medio-Superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese*. 3) *Le Arenarie di M. Vicino, un modello di conoide sottomarina affogata (Marche settentrionali)*. Studi Geologici Camerti, **3**: 7-55, Camerino.
- CERRINA FERONI A., GHISELLI F., LEONI L., MARTELLI L., MARTINELLI P., OTTRIA G. & SARTI G. (1997) - *L'assenza delle Liguridi nell'Appennino romagnolo*.
- CERRINA FERONI A., LEONI L., MARTELLI L., MARTINELLI P., OTTRIA G. & SARTI G. (2001) - *The Romagna Apennines, Italy: an eroded duplex*. Geol. J., **36**: 39-54, Liverpool.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., OTTRIA G. & CATANZARITI R. (2002b) - *Note Illustrative alla Carta Geologica Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, Scala 1:50.000, Regione Emilia-Romagna, C.N.R., Bologna*.
- CERRINA FERONI A., OTTRIA G., MARTINELLI P. & MARTELLI L. (2002a) - *Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo*. 1:250.000, Regione Emilia-Romagna, C.N.R., Bologna.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978a) - *Paleoenvironmental 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. (1978b) - *Evoluzione paleoambientale della Formazione a Colombacci in Romagna*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 37-40, Roma.
- COLALONGO M.L., RICCI LUCCHI F., BERARDI F. & NANNI L. (1982) - *Il Pliocene neoautoctono di Poggio Berni in Val Marecchia (Appennino romagnolo)*. In: «*Guida alla geologia del margine Appenninico-Padano*», 177-180, Soc. Geol. Italiana, Bologna.
- COLTORTI M. & NANNI T. (1987) - *La bassa valle del Fiume Esino: geomorfologia, idrogeologia e neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 35-51, Roma.
- CONTI S. (1989) - *Geologia dell'Appennino marchigiano-romagnolo tra le valli del Savio e del Foglia (Note illustrative alla carta geologica a scala 1:50000)*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 453-490, Roma.
- CONTI S. (1991) - *Caratteristiche geologico-strutturali delle placche epiliguri della coltre della Val Marecchia e loro riflessi sulla franosità*. Giornale di Geologia, **53**: 147-165,
- CONTI S. (1994) - *La geologia dell'alta Val Marecchia (Appennino tosco-marchigiano)*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**: 51-98, Pavia.

- CONTI S. (2002) - *Paleogeographic implications and relations between tectonics and sedimentation in satellite basins (Northern Apennines): insights from Neogene Epiligurian arcs*. Boll. Soc. Geol. It., **volume speciale 1**: 353-364, Roma.
- CONTI S., FREGINI P. & GELMINI R. (1987) - *L'età della messa in posto della coltre della Val Marecchia. Implicazioni paleogeografiche e strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 143-164, Roma.
- CONTI S. & GELMINI R. (1995) - *La tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale: il caso della Val Marecchia*. Studi Geologici Camerti, **Volume speciale 1995/1**: 315-324, Camerino.
- CONTI S., GELMINI R. & PONZANA L. (1994) - *I Calcari a Lucine dell'Appennino settentrionale. Nota preliminare*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **124**: 35-56, Modena.
- CONTI S. & TOSATTI G. (1991) - *Le <placche> di San Leo e Pennabilli (Val Marecchia): rapporti fra gli elementi strutturali e le deformazioni gravitative profonde*. Atti I Conv. Naz. Giov. Ric. in Geol. Appl "Conv. Naz. Giov. Ric. in Geol. Appl", Gargnano sul Garda (BS), 1991, 57-66.
- CONTI S. & TOSATTI G. (1993) - *Landslides affecting tabular rocks in complex geological situations: the case of Sasso di Simone and Simoncello (Northern Apennines, Italy)*. "7° ICFL Conference and field workshop on landslides in Czech and Slovak Republics", S. NOVOSAD & P. WAGNER (Eds.), Praga e Bratislava, 28/8-15/9/93, 219-224.
- CONTI S. & TOSATTI G. (1996) - *Tectonic vs gravitational processes affecting Ligurian and Epiligurian units in the Marecchia Valley (Northern Apennines)*. Mem. Sci. Geol., **48**: 107-142, Padova.
- COWARD M.P., DE DONATIS M., MAZZOLI S., PALTRINIERI W. & WEZEL F.C. (1999) - *Frontal part of the northern Apennines fold and thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy): shallow and deep structural styles*. Tectonics, **18**: 559-574, Washington.
- CREMASCHI M. & GASPERI G. (1989) - *L'"alluvione" alto-medievale di Mutina (Modena) in rapporto alle variazioni ambientali oloceniche*. Mem. Soc. Geol. It., **42**: 179-190, Roma.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a Colombacci in Romagna*. Giornale di Geologia, **42**: 61-82, Bologna.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1981) - *Carta geologica 1:25.000 della Regione Emilia Romagna, tavv. Cusercoli-Burello (con note illustrative)*. Pitagora, Bologna.
- CREMONINI G. & MARABINI S. (1982) - *La Formazione a Colombacci nell'Appennino romagnolo*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.): «Guida alla Geologia del Margine Appenninico-padano», 167-169, Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Bologna.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (1982) - *Guida alla Geologia del Margine Appenninico-padano*. Guide Geologiche Regionali, pp. 247, Società Geologica Italiana, Bologna.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1976) - *Landslide types and processes*. In: A.K. TURNER & R.L. SCHUSTER (Eds.): «Landslides: investigation and mitigation», Special Report, **247**: 36-75, National Academy of Science, Transportation Research Board, Washington.
- DE DONATIS M., INVERNIZZI C., LANDUZZI A., MAZZOLI S. & POTETTI M. (1998) - *Crop 03: structure of the Montecalvo in Foglia-Adriatic sea segment*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 617-630, Roma.
- DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (1994) - *Kinematic evolution of thrust-related structures in the Umbro-Romagnan parautochthon (northern Apennines, Italy)*. Terra Nova, **5**: 563-574, Oxford.
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. Geologica ultraiectina, **35**: 1-168, Utrecht.

- DE FEYTER A.J., KOOPMAN A., MOLENAAR N. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbro-Marchean Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **105**: 65-85, Roma.
- DE FEYTER A.J. & MOLENAAR N. (1984) - *Messinian fanconglomerates: the Colombacci Formation in the Pietrarubbia Basin, Italy*. J. Sed. Petrol., **54**: 746-758, Menasha.
- DE GASPERI G.B. (1922) - *La carta geologica della Repubblica di San Marino*. In: G.B. DE GASPERI (Ed.) «*Scritti vari di Geografia e Geologia*», 67-89, Ed. Firenze,
- DI GIULIO A., MANCIN N. & MARTELLI L. (2002) - *Geohistory of the Ligurian orogenic wedge: first inferences from paleobathymetric data of the Epiligurian sediments*. Boll. Soc. Geol. It., **volume speciale 1**: 375-384, Roma.
- DONDI L. & D'ANDREA M.G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giornale di Geologia, **48**: 197-221, Bologna.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Margine Appenninico-padano*», 47-58, Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Bologna.
- ELMI C., NESCI O. & TENTONI L. (1991) - *La piana del torrente Conca e le pianure minori nord-marchigiane: forme, depositi ed evoluzione*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**: 113-117, Torino.
- ESU F. (1977) - *Behaviour of slopes in structurally complex formations*. "International Symposium on the Geotechnics of Structurally Complex Formations", Capri, Italia, 292-304.
- FABBRI O. (1989) - *Indagini e Studi per implementare le attuali disponibilità idriche della sorgente denominata "Grechi". Relazione inedita*.
- FANUCCI F., MORETTI E., NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1996) - *Tipologia dei terrazzi vallivi ed evoluzione del rilievo nel versante adriatico dell' Appennino Centro-settentrionale*. Il Quaternario, **9**: 255-258, Roma.
- FARABEGOLI E. (1983) - *Note illustrative alla Carta Geologica 1:25000 dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (Tavv. Cesena e Sogliano al Rubicone)*, pp. 1-39, Ed. Patron, Bologna.
- FARABEGOLI E. & RICCI LUCCHI F. (1973) - *Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'Avanfossa Padano-appenninica (Appennino Pesarese)*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **104**: 193-238, Modena.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 299-309, Roma.
- FORESI L.M., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *Appendice: Schema di biostratigrafia integrata a plancton calcareo per il Neogene - Quaternario (In Bossio A. et alii :Note illustrative della Carta geologica dell'area di Léuca)*. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A., Pisa.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63, New York.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1-36, New York.
- GASPARINI C. & MARAMAI A. (1989) - *Analisi della sismicità del Montefeltro*. Geologia Tecnica, **4**: 26-31, Roma.

- GENNARI E. (1986) - *Concessione per la coltivazione di acque minerali denominata "La Valle" in Comune di Sassofeltrio (Prov. di Pesaro - Urbino), relazione geologico - mineraria. Relazione Inedita*, Comune di Sassofeltrio.
- GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 277-291, Roma.
- GNGFG, GRUPPO NAZIONALE DI GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA, (1987) - *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 109-221, Roma.
- GORI U. & VANNUCCI S. (1987) - *Argille alloctone e parautoctone della Val Marecchia. Relazioni fra caratteri petrografico-fisici e stabilità*. Mem. Soc. Geol. It., **37**: 277-286, Roma.
- GUERRERA (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 "Foglio 292 - Iesi"*, Servizio Geologico d'Italia - Regione Marche, Roma.
- GUERRERA F., TONELLI G., VENERI F. & DOMENICONI G. (1986) - *Caratteri lito-sedimentologici e mineralogico-petrografici di vulcanoclastiti mioceniche presenti nella successione umbromarchigiana*. Boll. Soc. Geol. It., **105**: 307-325, Roma.
- GUZZETTI F., CARDINALI M. & REICHENBACH P. (1996) - *The influence of structural settings and lithology on landslide type and pattern*. Environmental and Engineering Geoscience, **2**: 531-555, Boulder.
- IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleontologia Stratigrafica ed Evoluzione, **2**: 115-125, Roma.
- INVERNIZZI C., LANDUZZI A., NEGRI A. & POTETTI M. (1995) - *Stratigrafia ed evoluzione tettonico-sedimentaria mio-pliocenica dell'area pesarese tra il F. Foglia e il F. Metauro*. Studi Geologici Camerti, **vol. spec. 1995/1**: 451-464, Camerino.
- KING L.C. (1953) - *Canons of landscape evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **64**: 721-752.
- KING L.C. (1957) - *The uniformitarian nature of hillslopes*. Trans. Edinburgh Geol. Soc., **17**: 81-102.
- LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1980) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbromarchigiano.2) La copertura*. Studi Geologici Camerti, **6**: 23-30, Camerino.
- LIOTTA D. (1991) - *The Arbia-Val Marecchia line (Northern Apennines)*. Eclogae geol. Helv., **84**: 413-430, Basel.
- LUCENTE C.C., MANZI V., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (2002) - *Did the Ligurian Sheet cover the whole thrust belt in Tuscany and Romagna Apennines? Some evidences from gravity emplaced deposits*. Boll. Soc. Geol. It., **volume speciale n. 1**: 393-398, Roma.
- MANCIN N. (1999) - *Biostratigrafia delle successioni epiliguri tra l'Eocene medio ed il Miocene inferiore*. Tesi di Dottorato, Università di Pavia, Dipartimento di Scienze della Terra.
- MANNORI M.R. & SANI F. (1987) - *Analisi strutturale dei depositi neogenici neoautoctoni e semialloctoni della Val Marecchia*. L'Ateneo Parmense - Acta Naturalia, **23**: 61-76, Parma.
- MANZI V., LUGLI S., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (2005) - *Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out?* Sedimentology, **52**: 875-902, Amsterdam.
- MARTELLI L. (2002) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 "Foglio 265 - Bagno di Romagna"*, Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Roma.

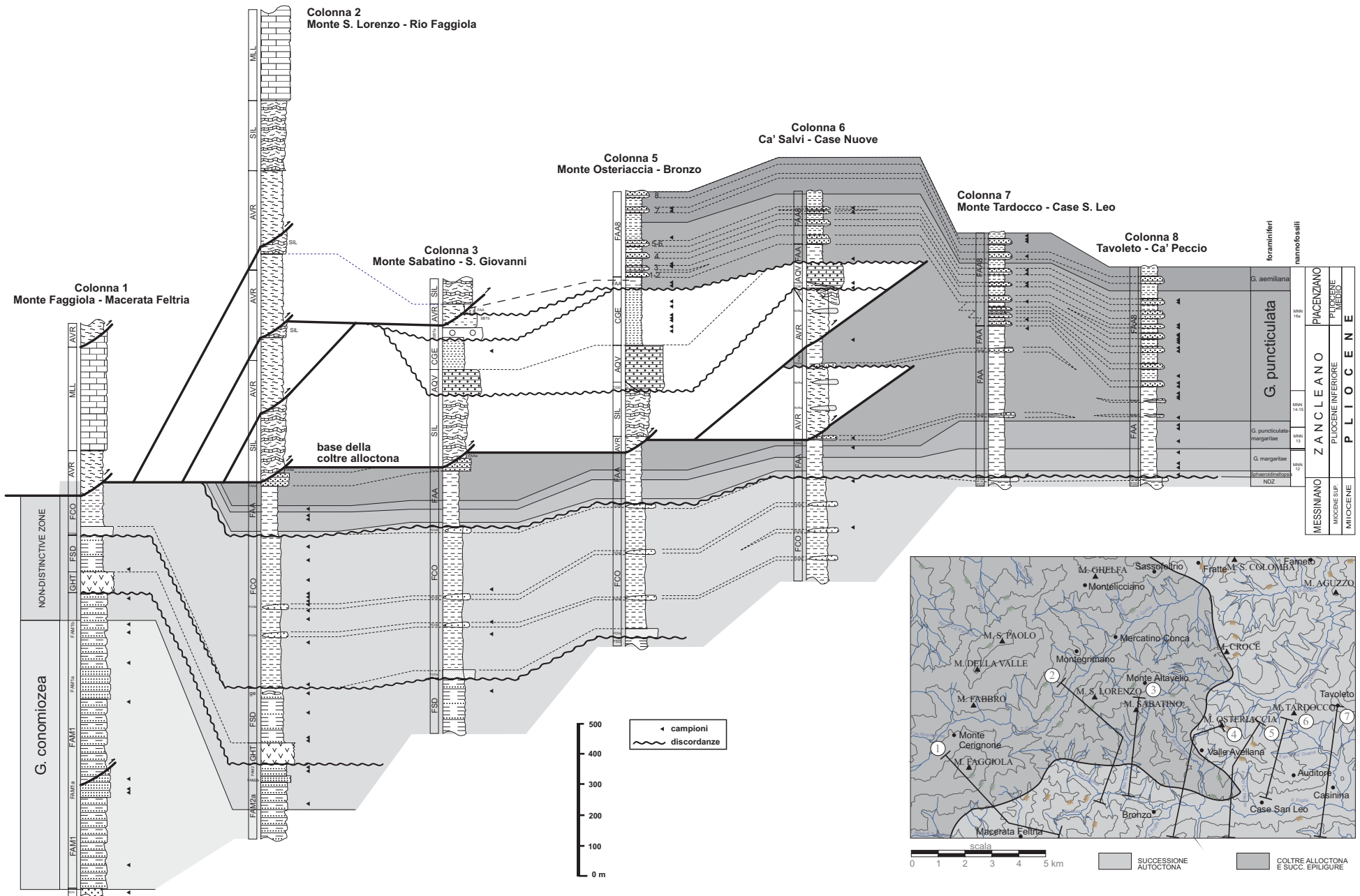
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.) «*Proceedings II Planktonic Conference*», **2**: 739-785, Roma.
- MATTIOLI M., GUERRERA F., TRAMONTANA M. & RAFFAELLI G. (1999) - *Cicli regressivi pliocenici nel settore centrale dell'Avanfossa Marchigiana*. *Giornale di Geologia*, **61**: 64-66, Bologna.
- MCCLAY K.R. (1992) - *Glossary of thrust tectonics terms*. In: K.R. MCCLAY (Ed.) «*Thrust Tectonics*», 419-433, Chapman & Hall, London.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **70**: 95-382, Roma.
- MIGLIORINI C.I. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **67**: 29-142, Roma.
- MOLENAAR N. & DE FEYTER A.J. (1985) - *Carbonate associated with alluvial fans: An example from the Messinian Colombacci Formation of the Pietrarubbia Basin, northern Marche, Italy*. *Sedim. Geol.*, **42**: 1-23, Amsterdam.
- MORANDI N. (1990) - *I minerali di genesi idrotermale in accumuli sedimentari fini vulcanoderivati e/o vulcanoclastici*. *Min. Petr. Acta*, **33**: 93-100, Bologna.
- NELLI B. (1907) - *Il Miocene del monte Titano nella repubblica di san marino*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **26**: Roma.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1986) - *Cicli continentali tardo-quadernari lungo i tratti vallivi mediani delle Marche settentrionali*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **9**: 192-211, Torino.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1990) - *Valley terraces in the Northern Marche Apennines (Central Italy): cyclic deposition and erosion*. *Giornale di Geologia*, **52**: 189-195, Bologna.
- NESCI O. & SAVELLI I. (1991) - *Successioni alluvionali terrazzate nell'Appennino nord-marchigiano*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **14**: 149-169, Torino.
- NESCI O., SAVELLI D., CALDERONI G., ELMI C. & VENERI F. (1995) - *Le antiche piane di fondovalle nell'Appennino Nord-Marchigiano*. *Mem. Soc. Geogr. It.*, **53**: 293-312, Roma.
- NESCI O., SAVELLI D., TRAMONTANA M., VENERI F., DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (2002) - *The evolution of alluvial fans in the Umbria-Marche-Romagna Apennines (Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **volume speciale n. 1**: 915-922, Roma.
- NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1992) - *Terrazzi vallivi e superfici di spianamento nell'evoluzione del rilievo appenninico nord-marchigiano*. *Studi Geologici Camerti*, **1**: 175-180, Camerino.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. *Geology*, **12**: 475-478, Boulder.
- PAREA G.C. (1965) - *Caratteri sedimentologici delle torbiditi pre-oligoceniche dell'Appennino centro-settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84**: 223-265, Roma.
- PARETO L. (1865) - *Note sur le subdivisions que l'on pourrait établir dans les terrains tertiaires de l'Apennin septentrional*. *Bull. Soc. géol. France*, **2**: 210-277, Paris.
- PERRONE V., DE CAPOA P. & CESARINI F. (1998) - *Remise en question, à propos de la Nappe du Val Marecchia, d'attributions paléogéographiques et structurales de l'Apennin nord-oriental (Italie)*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **326**: 347-353, Paris.
- PERSI P., VEGGIANI A., LOMBARDI F.V., BATTISTELLI M., RENZI G. & ALLEGRETTI G. (1993) - *Le Frane nella Storia della Valmarecchia*, pp. 110, Comunità Montana della Valmarecchia, Sant'Agata Feltria.
- PIALLI G., BARCHI M. & MINELLI G. (1998) - *Results of the CROP03 deep seismic reflection profile*, *Memorie della Società Geologica Italiana*, **52**, pp. 657, Roma.

- PONZANA L. (1993) - *Caratteri sedimentologici e petrografici della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 201-218, Roma.
- PRINCIPI P. (1925a) - *I terreni terziari dell'alta Valle della Marecchia*. Boll. Soc. Geol. It., **44**: 77-90, Roma.
- PRINCIPI P. (1925b) - *I terreni miocenici della regione Urbinate*. Boll. Soc. Geol. It., **44**: 28-32, Roma.
- PRINCIPI P. (1939) - *Note illustrative della Carta Geologica alla Scala 1:100000. Fogli di Città di Castello e Mercato Saraceno*, pp. 42, Regio Ufficio Geologico d'Italia, Roma.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) - *Riserve Idriche Sotterranee della Regione Emilia-Romagna. A cura di: G. Di Dio, Regione Emilia-Romagna – ENI Divisione Agip*, pp. 120, SELCA, Firenze.
- REUTTER K.J., GIESE P. & CLOSS H. (1980) - *Litospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines*. Tectonophysics, **64**: Amsterdam.
- RIACCHI R. & TOMMASI P. (1988) - *Preservation and protection of the historical town of S.Leo, Italy*. "Int. Symp. IAEG on Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites, vol 1", Athens.
- RICCI LUCCHI F. (1964) - *Ricerche sedimentologiche sui lembi alloctoni della Val Marecchia (Miocene inferiore e medio)*. Giornale di Geologia, **32**: 545-650, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1967a) - *Formazione di San Marino*. In: R. SELLI (Ed.) «Guida alle escursioni, 4° Cong. Comm. Medit. Neog. Strat», 122-126,
- RICCI LUCCHI F. (1967b) - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*. In: R. SELLI (Ed.) «Guida alle escursioni 4° Cong. Comm. Medit. Neog. Strat», 111-120,
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene palaeogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. In: C. SQUYRES (Ed.) «Geology of Italy», **2**: 129-236, Petroleum Exploration Society of Lybia, Tripoli.
- RICCI LUCCHI F. (1981a) - *The Miocene Marnoso-arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines*. In: F. RICCI LUCCHI (Ed.) «Excursion guidebook», 231-303, I.A.S. Eur. Reg. Meeting, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1981b) - *The Marnoso-arenacea: A migrating turbidite basin "oversupplied" by a highly efficient dispersal system*. Excursion Guidebook "Int. ass. Sed. 2nd European Regional Meeting", I.A.S., 231-275.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.): «Foreland Basins», Special Publications International Association of Sedimentologists, **8**: 105-139, Oxford.
- RICCI LUCCHI F. (1987) - *Semi-allochthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt*. Sedim. Geol., **50**: 119-134, Amsterdam.
- RICCI LUCCHI F., BASSETTI M.A., MANZI V. & ROVERI M. (2002) - *Il Messiniano trant'anni dopo: eventi connessi alla crisi di salinità nell'avanfossa appenninica*. Studi Geologici Camerti, **2002/1**: 127-142, Camerino.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografia nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.): «Guida alla Geologia del Margine Appenninico-padano», 17-46, Società Geologica Italiana, Guide Geologiche Regionali, Bologna.

- RICCI LUCCHI F. & D'ONOFRIO S. (1967) - *Trasporti gravitativi sinsedimentari nel Tortoniano dell'Appennino Romagnolo (valle del Savio)*. *Giornale di Geologia*, **34**: 1-47, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field Excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland*. "International Symposium on Foreland Basins", P. ALLEN, P. HOMEWOOD & G. WILLIAMS (Eds.), Freiburg (CH), 2-4 Sept. 1985, 137-176.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a Est-Nord-est di Perugia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **92**: 669-712, Roma.
- RIO D., CHANNELL J.E.T., BERTOLDI R., POLI M.S., VERGERIO P.P., RAFFI I., SPROVIERI R. & THUNELL R.C. (1997) - *Pliocene sapropels in the northern Adriatic area: chronology and paleoenvironmental significance*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **135**: 1-25,
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossils distribution patterns in the western Mediterranean*. In: K. KASTENS, J. MASCLE & ETAL. (Eds.): «*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», **107**: 513-533, College Station, TX.
- ROVERI M., ARGNANI A., LUCENTE C.C., MANZI V. & RICCI LUCCHI F. (1999) - *Guida all'Escursione nelle Valli del Marecchia e del Savio*, Gruppo Informale di Sedimentologia, Riunione autunnale, 3-6 Ottobre 1999, Rimini.
- ROVERI M., BASSETTI M.A. & RICCI LUCCHI F. (2001) - *The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective*. *Sedim. Geol.*, **140**: 201-214, Amsterdam.
- ROVERI M., LANDUZZI A., BASSETTI M.A., LUGLI S., MANZI V., RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (2004) - *The record of Messinian events in the Northern Apennines foredeep basins*. "Field Trip Guide Book - B19, 32° International Geological Congress", Firenze, 1-44.
- ROVERI M., LUGLI S., MANZI V., GENNARI R., IACCARINO S.M., GROSSI F. & TAVIANI M. (2006) - *The record of Messinian events in the Northern Apennines foredeep basins*. *Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense"*, **42**, n.3: 47-123, Parma.
- ROVERI M., MANZI V., BASSETTI M.A., MERINI M. & F.R.L. (1998) - *Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern-Romagna (northern Apennines, Italy)*. *Giornale di Geologia*, **60**: 119-142, Bologna.
- ROVERI M., MANZI V., RICCI LUCCHI F. & ROGLEDI S. (2003) - *Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso basin (Northern Apennines, Italy): implications for the onset of the Messinian salinity crisis*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **115**: 387-405, Boulder.
- RUGGIERI G. (1953) - *Contributo alla conoscenza della geologia di San Marino*. *Giornale di Geologia*, **25**: 49-80, Bologna.
- RUGGIERI G. (1954) - *Il lembo parautoctono di Montebello (Val Marecchia)*. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **75**: 617-631, Roma.
- RUGGIERI G. (1956) - *L'arrivo delle argille scagliose sul margine padano dell'Appennino*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **75**: 41-48, Roma.
- RUGGIERI G. (1958) - *Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia (Appennino romagnolo)*. *Atti Acc. Sc. Lett. e Arti Palermo*, **17**: 7-169, Palermo.
- RUGGIERI G. (1967) - *The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea*. In: C.G. ADAMS & D.V. AGER (Eds.): «*Aspects of the Tethyan Biogeography*», *Syst. Ass. London Publ.*, **7**: 283-290, London.

- RUGGIERI G. (1970) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000, Foglio 108 - Mercato Saraceno*, pp. 56, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- SACCO F. (1937) - *Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia, Fogli Pesaro e Senigallia*, Regio Ufficio Geologico d'Italia, Roma.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**: 232-237, Boulder.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure*, pp. 214, The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, Boulder.
- SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1978) - *Schema geologico del Messiniano del Pesarese*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 165-188, Roma.
- SCARABELLI GOMMI FLAMINI G. (1851) - *Sur la formation miocene (terrain tertiaire moyen) du versant N-E de l'Apennin, de Bologne a Sinigaglia*. Bull. Soc. géol. France, **8**: 234-251, Parigi.
- SCARABELLI GOMMI FLAMINI G. (1880) - *Descrizione della Carta Geologica del versante settentrionale dell'Appennino fra il Montone e la Foglia*. In: «*Monografia Statistica, Economica e Amministrativa della Provincia di Forlì*», 1-116, Tip. Galeati, Imola.
- SELLI R. (1952) - *I caratteri geologici della regione marchigiana*. Giornale di Geologia, **21**: 99-125, Bologna.
- SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro. Descrizione geologica, risorse minerarie, idrogeologia*. Giornale di Geologia, **24**: 1-214, Bologna.
- SELLI R. (1967) - *Cenni geologici sull'Appennino romagnolo fra Bologna e Rimini*. In: R. SELLI (Ed.) «*Guida alle escursioni, 4° Cong. Comm. Medit. Neog. Strat.*», 88-97, Bologna.
- SESTINI G. (1970) - *Development of the Northern Apennines Geosyncline*, **4**, Sedimentary Geology, Amsterdam.
- SEVERI P., MARTELLI L., CIBIN U. & QUAGLIERE S. (2004) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 "256 - Rimini"*, Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Roma.
- SGAI (1980) - *Relazione Idrogeologica ed industriale sulla concessione mineraria "San Francesco" in Comune di Verucchio (Forlì)*. Relazione inedita, Comune di Verucchio.
- SIGNORINI R. (1940) - *Sulla tettonica dell'Appennino Romagnolo*. Atti R. Acc. It. Rend. cl. Sci. Fis. Mat. Nat., **1**: 370-383, Roma.
- SIGNORINI R. (1941) - *Struttura dell'Appennino tra la Val Tiberina e l'Urbinate*. Giornale di Geologia, **15**: 17-29, Bologna.
- SIGNORINI R. (1942) - *Osservazioni geologiche sul bordo settentrionale del Mugello*. Boll. Soc. Geol. It., **60**: 240-269, Roma.
- SIGNORINI R. (1946) - *Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino Centrale e Settentrionale*. Rendiconti della Regia Accademia Nazionale Lincei, **8**: Roma.
- SIGNORINI R. (1956) - *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 69-93, Roma.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw, **56**: 47-65, Amsterdam.
- SPERANZA F., SAGNOTTI L. & MATTEI M. (1997) - *Tectonics of the Umbria-Marche Romagna Arc (central northern Apennines, Italy): new paleomagnetic constraints*. J. Geoph. Res., **102**: 3153-3166, Washington.

- STERN W. (1969) - *Zur Geologie des Montefeltro zwischen San Marino und Mercato Saraceno (Prov. Forlì, Pesaro und Republik von San Marino)*. Tesi di dottorato, FU Berlino, pp. 151.
- TEN HAAF E. & VAN WAMEL W.A. (1979) - *Nappes of the alta Romagna*. Geol. Mijnbouw, **58**: 145-152, Amsterdam.
- TRABUCCO G. (1906) - *Fossili, stratigrafia ed età dei terreni della Repubblica di S. Marino*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb., **16**: Pisa.
- VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology: the Lamone Valley*. In: C. DE GIULI & G.B. VAI (Eds.): «*International Workshop: Continental Faunas at the Miocene-Pliocene Boundary, Field Trip Guidebook*», 70-76, Faenza.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1992) - *Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, **vol. spec. CROP 1-1A**: 171-185, Camerino.
- VALLONI R. & ZUFFA G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formations of the northern Apennines, Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., **95**: 1035-1039, Boulder.
- VAN DEN BERG L. (1990) - *Application of a mechanical model to the Northern Apennines, with special reference to the effect of sea level changes*. Geol. Mijnbouw, **69**: 43-52, Amsterdam.
- 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, Northern Italy)*. Geol. Mijnbouw, **69**: 53-68, Amsterdam.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: R.L. SCHUSTER & R.J. KRIZEK (Eds.): «*Landslides Analysis and Control*», Special Report, **176**: 11-33, National Academy of Science, Transportation Research Board, Washington.
- VEGGIANI (1988) - *Fluttazioni climatiche e difesa del suolo nella Pianura Padana orientale, tra i secoli XIV e XVII*. "Atti del Convegno: Uomini, Terra e Acque", 19-20 novembre 1998, Rovigo, 25-47.
- VEGGIANI A. (1986) - *L'ottimo climatico medievale in Europa. Testimonianze lungo la fascia costiera padano-adriatica*. Studi Romagnoli, **37**: 1-26, Cesena.
- VENERI F. (1986) - *La colata gravitativa della Val Marecchia*. Studi Geologici Camerti, **volume speciale "La geologia delle Marche"**: 83-87, Camerino.
- VENZO G. (1954) - *Il Miocene a facies Marchigiana dell'Urbinate occidentale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **61**: 129-149, Pisa.
- ZANZUCCHI G. (1988) - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi Esterne" cretacio-eoceniche, nell'Appennino Settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 327-339, Pavia.
- ZANZUCCHI G. & MARTINI A. (2000) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 "Foglio 198 - Bardi"*, Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Roma.
- ZATTIN M., LANDUZZI A., PICOTTI V. & ZUFFA G.G. (2000) - *Discriminating between tectonic and sedimentary burial in a foredeep succession, Northern Apennines*. J. Geol. Soc. London, **157**: 629-633, London.



Tav. 1 - Colonne stratigrafiche della successione autoctona (paleo- e neo-) e delle successioni ligure ed epiligure, nel settore meridionale del Foglio (si veda il riquadro in basso a destra). Biostratigrafia dei foraminiferi da IACCARINO & SALVATORINI (1982), biostratigrafia dei Nannofossili da RIO *et alii* (1990). Per le sigle formazionali, si faccia riferimento alla legenda della carta geologica. I triangoli neri indicano l'ubicazione dei campioni. La Colonna 8 è esterna all'area rappresentata nel riquadro.

