



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 336

SPOLETO

a cura di

A. V. Damiani³

con il contributo di:

A. Baldanza³, M. R. Barchi³, A. Boscherini², R. Checcucci²,

F. A. Decandia⁴, G. Felicioni², M. Lemmi¹, L. Luchetti²,

A. Motti², A. Peccerillo³, F. Ponziani², R. Rettori³,

G. Simone², E. Tavarnelli⁴, F. Tusciano¹, N. Vergoni³

1- Consulente della Regione Umbria - Servizio Geologico e Sismico

2- Regione Umbria - Servizio Geologico e Sismico

3- Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Perugia

4- Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Siena

Ente Realizzatore



Regione Umbria - Servizio Geologico e Sismico

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

C. CAMPOBASSO

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

F. GALLUZZO

Responsabili del Progetto CARG per la Regione Umbria:

A. BOSCHERINI, E. MARTINI

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro, S. Nisio

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu, M. C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

PER LA REGIONE UMBRIA:

Organizzazione per l'allestimento editoriale e cartografico:

A. Boscherini, S. Merangola, A. Motti, G. Simone

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla banca dati:

A. Motti (Responsabile procedimento)

Etruria Innovazione S.C.p.A.

Allestimento editoriale e cartografico:

CGT Centro di Geotecnologie - Università di Siena

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

A. Motti, A. Boscherini, G. Simone - Regione Umbria - Servizio Geologico e Sismico

Stampa: **S.EL.CA. srl** - Firenze 2011

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

INDICE

PREMESSA GENERALE (<i>A.V. DAMIANI</i>)	Pag. 7
I - INTRODUZIONE	» 11
1. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	» 11
1.1. - IDROGRAFIA ED OROGRAFIA (<i>A.V. DAMIANI</i>)	» 11
1.2. - IL MODELLAMENTO E LA SUA EVOLUZIONE (<i>A.V. DAMIANI</i>)	» 14
1.3. - CARISMO SUPERFICIALE E PROFONDO (<i>M. LEMMI</i>)	» 15
2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 16
2.1. - STRATIGRAFIA (<i>A.V. DAMIANI</i>)	» 16
2.2. - TETTONICA (<i>A.V. DAMIANI</i>)	» 19
2.3. - CENNI SUGLI STUDI PRECEDENTI (<i>M. LEMMI</i>)	» 20
II - STRATIGRAFIA (<i>A.V. DAMIANI</i>)	» 25
1. - PREMESSA ALLA STRATIGRAFIA	» 25
2. - SUCCESSIONE MARINA DI PIATTAFORMA CARBONATICA	» 28
2.1. - CALCARE MASSICCIO (MAS)	» 28
3. - SUCCESSIONI MARINE PELAGICHE RIDOTTE E LACUNOSE, CONDENSATE	» 30
3.1. - SUCCESSIONI CONDENSATE: GRUPPO DEL BUGARONE (BU)	» 30
4. - SUCCESSIONE MARINA PELAGICA NORMALE O COMPLETA	» 31
4.1. - CORNIOLA (COI)	» 31
4.2. - MARNE DI MONTE SERRONE (RSN)	» 34
4.3. - ROSSO AMMONITICO (RSA)	» 35
4.4. - CALCARI E MARNE A POSIDONIA (POD)	» 36
4.5. - CALCARI DIASPRIGNI (CDU)	» 38
4.6. - MAIOLICA (MAI)	» 40
4.7. - MARNE A FUCOIDI (FUC)	» 42
4.8. - SCAGLIA BIANCA (SBI)	» 44
4.9. - SCAGLIA ROSSA (SAA)	» 45
4.10. - SCAGLIA VARIEGATA (VAS)	» 47
4.11. - SCAGLIA CINREA (SCC)	» 48
4.12. - BISCIAIO (BIS)	» 49
4.13. - MARNOSO ARENACEA UMBRA (E ROMAGNOLA) (MUM)	» 51
4.14. - UNITÀ di VALLOCCHIA-BELVEDERE (VLH)	» 52
5. - SUCCESSIONI CONTINENTALI A LIMITI INCONFORMI	» 53
5.1. - SUPERSINTEMA TIBERINO (ST)	» 53

5.1.1.	- <i>Sintema di Morgnano (MGN)</i>	»	53
5.1.1.1.	- Subsintema di San Filippo (MGN₁)	»	55
5.1.1.2.	- Subsintema di Colle Fabbri (MGN₂)	»	56
5.1.1.3.	- Subsintema di Colle Marozzo (MGN₃)	»	60
5.1.1.4.	- Subsintema di San Silvestro (MGN₄)	»	61
5.1.2.	- <i>Sintema di S. Giuliano (SGU)</i>	»	62
5.1.2.1.	- Litofacies a (inferiore) (SGU_a)	»	62
5.1.2.2.	- Litofacies b (superiore) (SGU_b)	»	63
5.1.3.	- <i>Sintema di Morro (RRO)</i>	»	64
5.1.4.	- <i>Sintema di Monteleone Sabino (MNS)</i>	»	65
5.1.4.1.	- Litofacies a (inferiore) (MNS_a)	»	65
5.1.4.2.	- Litofacies b (superiore) (MNS_b)	»	65
5.1.5.	- <i>Sintema di Montebibico (MNB)</i>	»	66
5.1.6.	- <i>Sintema di Maiano (MNO)</i>	»	67
5.2.	- SUPERSINTEMA CONCA DI RIETI	»	68
5.2.1.	- <i>Sintema di Casale Giannantoni (GNT)</i>	»	68
5.2.1.1.	- Litofacies a (GNT_a)	»	69
5.2.1.2.	- Litofacies b (GNT_b)	»	70
5.2.1.3.	- Litofacies c (GNT_c)	»	70
5.2.2.	- <i>Sintema di Rieti (SRI)</i>	»	71
6.	- DEPOSITI CONTINENTALI NON DISTINTI IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	»	72
6.1.	- DEPOSITO LACUSTRE E PALUSTRE (e)	»	72
6.2.	- DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO (b_n)	»	73
6.3.	- COLTRE ELUVIO COLLUVIALE (b₂)	»	73
6.4.	- DEPOSITO ALLUVIONALE (b)	»	74
6.5.	- DETRITO DI FALDA (a₃)	»	75
6.6.	- DEPOSITO DI FRANA (a₁)	»	75
6.7.	- DEPOSITO ANTROPICO (h)	»	76
7.	- APPENDICI ALLA STRATIGRAFIA	»	77
7.1.	- CARATTERISTICHE STRUTTURALI E COMPOSIZIONALI E CLASSIFICAZIONE DELLE ROCCE “PSEUDO-MAGMATICHE” DI COLLE FABBRI (<i>A. PECCERILLO</i>)	»	77
7.2.	- PROSPETTO BIO-CRONO-STRATIGRAFICO UTILIZZATO	»	78
7.2.1.	- <i>Mesozoico</i>	»	78
7.2.1.1.	- Biostratigrafia a foraminiferi (<i>R. RETTORI</i>)	»	78
7.2.1.2.	- Biostratigrafia a Calpionellidi (<i>R. RETTORI</i>)	»	84
7.2.1.3.	- Biostratigrafia a nannofossili calcarei (<i>A. BALDANZA</i>) ..	»	85
7.2.2.	- <i>Cenozoico</i>	»	88
7.2.2.1.	- Biostratigrafia a foraminiferi (<i>F. TUSCANO</i>)	»	88
7.2.2.2.	- Biostratigrafia a nannofossili calcarei (<i>L. LUCHETTI</i>)	»	94

III - TETTONICA

	(M. R. BARCHI, F. A. DECANDIA, E. TAVARNELLI & N. VERGONI)	» 101
1.	- INTRODUZIONE ALLA TETTONICA	» 101
2.	- BREVE STORIA DEFORMATIVA	» 103
2.1.	- TETTONICA ESTENSIONALE SINSEDIMENTARIA	» 103
2.1.1.	- <i>Tettonica giurassica</i>	» 103
2.1.2.	- <i>Tettonica cretacico- paleogenica</i>	» 105
2.2.	- TETTONICA COMPRESSIVA	» 108
2.3.	- TETTONICA ESTENSIONALE RECENTE	» 111
3.	- DESCRIZIONE DELLE PRINCIPALI STRUTTURE	» 112
3.1.	- PIEGHE E SOVRASCORRIMENTI	» 112
3.1.1.	- <i>Anticlinale di Acquapalomba</i>	» 112
3.1.2.	- <i>Anticlinale di Spoleto</i>	» 112
3.1.3.	- <i>Sovrascorrimento di Spoleto</i>	» 113
3.1.4.	- <i>Anticlinale di Tassinare</i>	» 119
3.1.5.	- <i>Sinclinale di Bazzano-Le Cese</i>	» 119
3.1.6.	- <i>Anticlinale di M. Galenne-M. Solenne-Ferentillo</i>	» 120
3.1.7.	- <i>Sinclinale del Fiume Nera</i>	» 121
3.1.8.	- <i>Anticlinale di M. Coscerno-M. Aspra</i>	» 121
3.1.9.	- <i>Sinclinale di Mucciafora-Pulcini</i>	» 124
3.1.10.	- <i>Anticlinale di Monteleone</i>	» 124
3.1.11.	- <i>Sinclinale di Collegiacone</i>	» 125
3.2.	- FAGLIE TRASCORRENTI E TRANSPRESSIVE	» 125
3.2.1.	- <i>Faglia della Valserra</i>	» 125
3.2.2.	- <i>Faglia della Valnerina</i>	» 126
3.3.	- SISTEMI DI FAGLIE DIRETTE	» 128
3.3.1.	- <i>Sistema della Valle Umbra e graben del T. Tessino</i>	» 128
3.3.2.	- <i>Sistema di M. Solenne e di Ferentillo e bacino di Montefranco</i>	» 129
3.3.3.	- <i>Sistema della Val Casana</i>	» 130
3.3.4.	- <i>Conca di Monteleone-Ruscio</i>	» 130
3.3.5.	- <i>Sistema di M. Maggio</i>	» 131

IV - RISORSE, DATI DI SOTTOSUOLO ED ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

1.	- DATI DI SOTTOSUOLO (sondaggi, caratteristiche geofisiche, etc.) (A.V. DAMIANI)	» 133
2.	- ATTIVITÀ MINERARIA (A.V. DAMIANI)	» 134
2.1.	- MINERALI DI FERRO	» 134
2.2.	- SCISTI "BITUMINOSI" ITTIOLITICI	» 135
2.3.	- LIGNITI	» 135

2.3.1.	- <i>Giacimento di Ruscio</i>	» 135
2.3.2.	- <i>Giacimento di Spoleto</i>	» 136
3.	- MATERIALI DI CAVA (<i>A. MOTTI</i>)	» 137
4.	- IDROGEOLOGIA (<i>R. CHECCHUCCI</i>).	» 137
4.1.	- DORSALE M. ASPRA - M. COSCERNO E STRUTTURA M. CORNUVOLO - M. MAGGIO.	» 137
4.2.	- DORSALE M. CALVO - M. ALTO	» 138
4.3.	- STRUTTURE DI M. MONTECCHIO E DI M. GALENNE	» 139
4.4.	- PROPAGGINI MERIDIONALI DELL'ACQUIFERO ALLUVIONALE DELLA VALLE UMBRA	» 140
5.	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA DEI DEPOSITI CONTINENTALI (<i>A. MOTTI & G. SIMONE</i>)	» 140
6.	- SISMICITÀ STORICA (<i>A. MOTTI & F. PONZIANI</i>).	» 142
7.	- FRANE E FRANOSITÀ (<i>A. BOSCHERINI & G. FELICIONI</i>).	» 147
V	- ABSTRACT (<i>M. R. BARCHI</i>) AND LEGEND (<i>E. TAVARNELLI</i>).	» 149
	- BIBLIOGRAFIA (<i>A. V. DAMIANI & M. LEMMI</i>)	» 163

PREMESSA GENERALE

Il F° 336 “Spoleto” della Carta Geologica d’Italia, alla scala 1:50.000, rientra quasi totalmente nella Regione dell’Umbria (Province di Perugia e di Terni) con l’eccezione del suo spigolo di SE che per poche centinaia di metri rientra nella Regione Lazio (Provincia di Rieti). Dal punto di vista geografico l’area in esso racchiusa ricade nell’Appennino centrale - nel caso si consideri questa catena montuosa tripartita- oppure nella porzione meridionale dell’Appennino settentrionale, nel caso che la si consideri bipartita. Per quanto riguarda la precedente cartografia geologica, questo F° 336 alla scala 1:50.000 è compreso parzialmente in ben quattro Fogli alla scala 1:100.000: 131 “Foligno”, 132 “Norcia”, 138 “Terni” e 139 “L’Aquila”, pubblicati rispettivamente nel 1968, nel 1941, nel 1970 e nel 1955.

Il rilevamento geologico del foglio è iniziato con ritardo rispetto ai tempi programmati a causa degli eventi sismici del 1997-1998 che hanno colpito la regione umbra e che, di conseguenza, hanno impegnato tutta la comunità professionale e scientifica locale. L’attività di campagna dei rilevatori è effettivamente iniziata il 5 Novembre 1999, mentre lo scrivente ha ricevuto il formale incarico di Coordinatore Scientifico del foglio in questione e di Direttore di Rilevamento di parte di esso solo dopo otto mesi. Le attività di rilevamento sono terminate nel 2001. L’elaborazione del foglio in oggetto consta di due

diverse e distinte operazioni, come raffigurato nella Fig. 1 di questa Premessa:

- a) la prima riguardante il rilevamento *ex novo* di 8 Sezioni alla scala 1:10.000 (costituenti la metà del Foglio) da parte di quattro geologi individuati in base ad una graduatoria per titoli stilata dalla Regione dell'Umbria. R. Ragnini ha rilevato le Sezioni 010 e 050 sotto la Direzione di A. V. Damiani; S. Sforza ha rilevato le Sezioni 080 e 090 sotto la direzione di M. R. Barchi; C. Bernetti ha rilevato le Sezioni 110 e 160 e D. Severini ha rilevato le Sezioni 120 e 150 entrambi sotto la direzione di F. A. Decandia.
- b) la seconda riguardante la revisione delle rimanenti 8 Sezioni, rilevate fra il 1991 ed il 1995 nell'ambito del Progetto "Carta Geologica della Valnerina" e pubblicate dalla Regione dell'Umbria alla scala 1:10.000, e giudicate ancora valide dalla stessa Regione.



Fig. 1 - Quadro di unione delle Sezioni topografiche alla scala 1:10.000 che costituiscono il Foglio 336 "Spoleto" ed il cui numero verrà riportato entro parentesi quadra nelle presenti Note Illustrative al fine di facilitarne i riferimenti. Come si vede, il corso del Fiume Nera suddivide il territorio in due parti che verranno denominate Settore W e Settore E. Relativamente ad ogni Sezione si riporta in basso a sinistra il nome dei geologi che le hanno rilevate; inoltre il triangolo in basso a destra indica che la Sezione è stata rilevata *ex novo* nel corso degli attuali rilevamenti geologici; le Sezioni prive del suddetto triangolo, già pubblicate dalla Regione dell'Umbria (1993 e 1995), sono state solo oggetto di parziali aggiornamenti (cfr. testo).

Il compito di questa revisione, affidato alla Dott.ssa M. Lemmi “Assistente al Coordinatore Scientifico” sotto la Direzione del Prof. M. Barchi, si è rivelato assai più gravoso, lungo ed impegnativo anche di quanto previsto, avendo comportato, fra l’altro:

- il controllo sul terreno dei dati biostratigrafici emersi nell’ultimo decennio (successivamente alla stampa delle Sezioni ricadenti nel progetto Valnerina) e la revisione di alcuni limiti formazionali e/o tettonici, sulla base degli elementi che emergevano nel corso dei rilevamenti *ex novo* (cfr. A);
- il completamento delle Sezioni già stampate alla scala 1/10.000 nelle quali non erano stati indicati alcuni tipi di dati strutturali, al fine di uniformarle con quanto si veniva realizzando nei rilevamenti *ex novo* (cfr. B);
- la reinterpretazione delle aree in cui affiorano le coperture continentali plio-oloceniche e dei contatti che le limitano, non solo perché questi depositi erano stati in pratica precedentemente trascurati, ma essendo cambiata la normativa stratigrafica relativa alla loro rappresentazione cartografica (Unità sintemiche). Lo scrivente (A.V.D.) ha dovuto dedicare decine di giorni ad operare direttamente sul terreno (compito non previsto per il Coordinatore Scientifico del foglio) ed altrettanti per rintracciare dati di sottosuolo, al fine sia di coadiuvare la Dott.ssa M. Lemmi, che di realizzare un prodotto accettabile.

I rilevamenti e le relative relazioni inedite sono stati, così, sottoposti a notevolissime revisioni sul terreno nel corso della fase di coordinamento ed hanno comportato sensibili modifiche ed integrazioni alla originaria cartografia, specie per quanto riguarda i depositi continentali (II,5.; II,6.).

A. Baldanza e R. Rettori (Dipartimento di Scienze della Terra dell’Università di Perugia), L. Luchetti (Regione dell’Umbria) e F. Tusciano (libero professionista) sono stati gli analisti per la micropaleontologia, partecipando, talvolta, ma specie quest’ultimo, alla stessa raccolta dei campioni sul terreno ed alla misurazione delle sezioni. L. Nicconi, E. Pagana e F. Sensi, tecnici del Dipartimento di Scienze della Terra dell’Università di Perugia, hanno rispettivamente preparato le sezioni sottili, le calcimetrie ed i lavati delle campionature raccolte.

Si ritiene doveroso segnalare a proposito della cartografia della successione marina hettangiano-serravalliana, che:

- il gruppo del Bugarone è stato rappresentato unitariamente poichè a causa del suo già ridotto spessore non risultavano rappresentabili in carta le eventuali unità di rango inferiore;
- il corpo dei calcari ad Aptici ed a Saccocoma (recentemente istituzionalizzato come membro), pur se in taluni casi riconosciuto su terreno, non è stato distinto in carta, non solo a causa del suo esiguo spessore, ma anche per i suoi incerti limiti;
- le marne di Colle Castellano sono state considerate, al momento, come una variazione laterale di facies, dovuta al localizzato incremento degli apporti detritici.

La riduzione delle Sezioni dalla scala 1:10.000 di rilevamento alla scala 1:25.000, base del Foglio, è stata allestita da M. Lemmi, cui si devono anche numerose figure. La legenda è stata elaborata da A. V. Damiani e da M. Lemmi.

Per quanto riguarda le presenti Note Illustrative, A.V. Damiani, oltre a redigere alcuni capitoli, ne ha curato il coordinamento; in particolare, per il cap. Stratigrafia (II) ha utilizzato le brevi relazioni inedite di ciascuna Sezione topografica presentate dai rilevatori a conclusione dei rispettivi rilevamenti sia del Progetto Valnerina (1991-1995; cfr. Premessa generale), purtroppo non raramente assai incomplete, sia del presente Foglio 336 "Spoleto". Un contributo sostanziale è quello fornito da A. Peccerillo (II, 7.1.), relativo alle rocce "pseudo-magmatiche" di Colle Fabbri, poichè ha confermato i sospetti apparsi in fase di coordinamento. Il Capitolo III, relativo alla tettonica, è stato interamente redatto da M.R. Barchi e da F.A. Decandia coadiuvati, poi, da E. Tavarnelli e da N. Vergoni. Alcuni paragrafi dell'introduzione (I, 1.3.; I, 2.3.) sono stati redatti da M. Lemmi che ha, inoltre, integrato la bibliografia. Infine, alcuni paragrafi del capitolo IV, dedicato alla Geologia Applicata, sono stati redatti interamente da A. Boscherini, R. Checchucci, G. Felicioni, A. Motti, F. Ponziani e G. Simone, tutti geologi della Regione dell'Umbria.

Per facilitare l'individuazione sul Foglio (1:50.000) delle località via via citate, nel corso di queste Note, ne viene indicata, mediante un numero racchiuso entro parentesi quadra (ad es. [080]), la Sezione topografica (alla scala 1:10.000) entro cui ricadono (Fig. 1). Inoltre, come si vede nella stessa figura e con le stesse finalità, l'area di questo foglio viene suddivisa in due parti, in corrispondenza del corso del F. Nera, qui indicate come Settore W e Settore E, per superficie quasi equivalenti, ma dal diverso significato geologico (cap. III).

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

1.1. - IDROGRAFIA ED OROGRAFIA

La rete idrografica che si sviluppa entro il F° 336 “Spoleto” defluisce tutta nel Mare Tirreno confluendo, prima o poi, nel F. Tevere. Ad un primo esame, essa appare costituita dalla sovrapposizione di due diversi reticoli: uno conforme a quello delle strutture tettoniche della catena appenninica che qui risultano ruotate da NW-SE a N-S; l’altro a prevalente andamento NNE-SSW, obliquo rispetto alle suddette strutture. Di questi due andamenti ne sono esempi: a) il F. Corno che nel Settore E presenta un decorso, per buoni tratti, marcatamente meridiano, ma con deflusso da S verso N ; b) il F. Nera che corre da NNE verso SSW sul fondo di una valle profondamente incisa la quale attraversa tutta l’area racchiusa nel foglio, suddividendola nei due Settori sopraindicati (Fig. 1). In corrispondenza di alcuni altopiani la rete idrografica non ha ancora assunto un andamento definito (ad es.: i piani a S di M. Carpellone [150] ed all’intorno dei Colli di Campofoglio [110]); piccole zone endoreiche si osservano ancora in corrispondenza di alcune depressioni intermontane (ad es: Pizzo Corno [100], Piano delle Melette [070]) e

in alcuni casi il loro collegamento con la rete idrografica esterna è avvenuto solo in data recente per l'artramento della testata di alcuni corsi d'acqua (Colle la Bernara [110], il Concone [080], Cecalocco [130], il Laghetto di Gavelli [110], etc.). Gli eventi tettonici hanno fortemente condizionato lo sviluppo di questa rete idrografica (I,1.2.) che può considerarsi ancora in evoluzione; infatti, tracce relitte di un vecchio reticolo idrografico si deducono in base: alle numerose vallecole a fondo piatto presenti in corrispondenza di alcune sommità di rilievi; a valli sospese (ad es. l'Immagine [030]); a inversioni di deflusso che nelle zone di Montebibico si sono verificate, probabilmente, nel tardo Pleistocene (COLTORTI *et alii*, 1995).

L'attuale sistema idrografico che solca la Valle Umbra subito a Nord di Spoleto e che ha nel T. Maroggia il principale collettore, è il risultato di complessi interventi di bonifica, di regimazione e di uso delle acque ripetutamente intrapresi nel corso dei secoli (BUONORA, 1994. *cum bib.*). La lunga e paziente opera di bonifica del *Lacus Clitorius* su cui si affacciava Spoleto in epoca preromana fu probabilmente iniziata dai colonizzatori romani. Gli interventi di bonifica, sospesi in età imperiale, ricominciati con i Longobardi, nuovamente sospesi per secoli nel Medioevo, ripresero in epoca rinascimentale e durarono, con fasi alterne, fino agli inizi del XIX sec. (GENTILI *et alii*, 1978).

Occorre, infine, segnalare che vi sono aree, come quelle ricadenti nel distretto lignitifero di Spoleto (II, 5.; IV, 2.3.2.), in cui l'originaria rete idrografica è stata profondamente modificata in tempi storici recenti da interventi antropici legati all'attività mineraria. Questi vi hanno determinato la scomparsa di alcuni tratti di rii e/o di fossi, così come di alcune confluenze, oggi giorno difficili da ricostruirsi anche per le variazioni della toponomastica.

Le principali sorgenti sono legate al forte contrasto di permeabilità determinato principalmente dalle Marne a Fucoidi e dalla Scaglia Cinerea rispetto alle unità contigue, vuoi stratigraficamente che tettonicamente. Date le complessive caratteristiche di permeabilità delle unità costituenti la successione si deve ritenere che la maggior parte della circolazione idrica si verifichi nel sottosuolo profondo (IV, 4.).

Il territorio ricadente nel foglio è essenzialmente montuoso. Le sole zone collinari con sommità che superano di poco i 400 m.s.l.m. (Colle S. Filippo q. 428, Colle San Silvestro q. 416) si trovano esclusivamente a W, a NW ed a N dell'abitato di Spoleto. Nella restante e prevalente parte montuosa, numerosi sono i rilievi che superano i mille metri; ad esempio, nel Settore W (Fig. 1) si hanno: M. La Croce (q. 1143), Il Termine (q. 1079), M. Giove (q. 1039), M. Montecchio (q. 1074), M. Acetella (q. 1016), M. Fionchi (q. 1337), M. Formicaro (q. 1002), M. Solenne (q. 1286); nel Settore E, ben più elevato specie nelle sue zone meridionali,

si hanno: M. Metano (q. 1220), M. Bacugno (q. 1428), M. Carpenale (q.1384), M. Sciudri (q.1427), M. Dell'Eremita (q. 1526), M. Motola (q. 1572), M. Aspra (q.1652), M. Coscerno (q.1692, massima elevazione nel foglio in oggetto), Cima del Carpellone (q. 1446), M. Cornuvolo (q.1365), etc.

I rilievi danno luogo ad una serie di cinque dorsali -che corrispondono a strutture anticlinali (Fig. 2)- modestamente estese in senso trasversale, ma

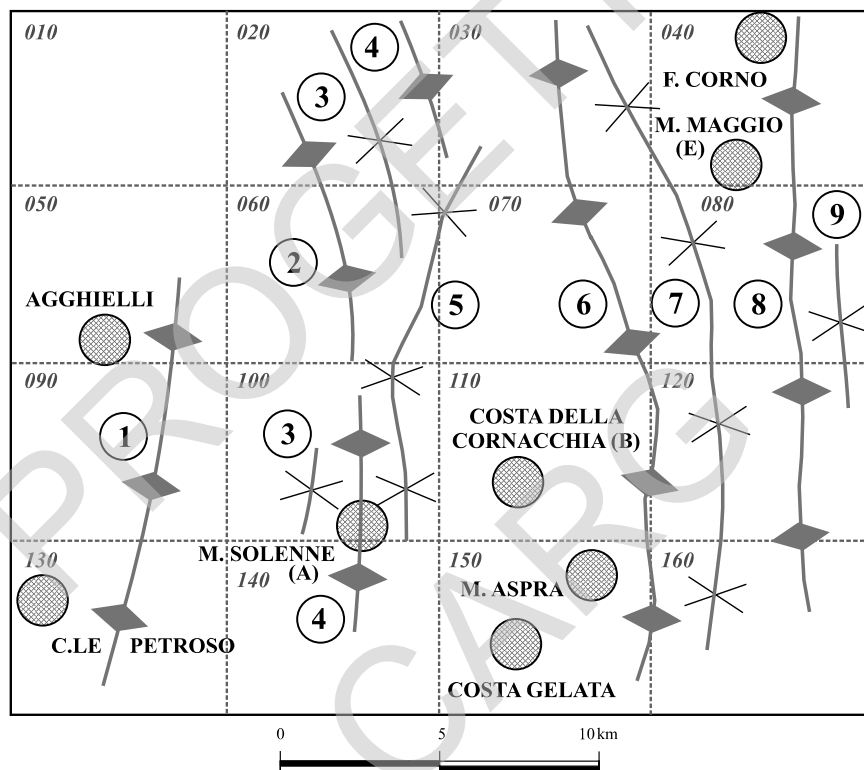


Fig. 2 - Indicazione schematica delle strutture plicative maggiori richiamate nel testo, al fine di facilitare l'ubicazione delle località citate.

Legenda:

- | | |
|---|-------------------------------------|
| 1=anticlinale di Spoleto; | 6=anticlinale M. Coscerno-M. Aspra; |
| 2=anticlinale di Tassinare; | 7=sinclinale Mucciafora-Pulcini; |
| 3=sinclinale di Bazzano; | 8=anticlinale di Monteleone; |
| 4=anticlinale M. Galenne-M. Solenne-Ferentillo; | 9=sinclinale di Collegiacone. |
| 5=sinclinale del F. Nera; | |

Con i cerchi puntinati si indicano le aree di affioramento delle principali successioni condensate affioranti nel foglio.

Con lettere (A,B,E) si indicano alcune sezioni stratigrafiche rappresentate in Fig. 4.

dal notevole sviluppo meridiano, dato che non solo attraversano tutto il foglio, ma proseguono ben oltre i suoi limiti. Le inversioni di rilievo sono rare; le principali si osservano lungo la valle del F. Nera nei pressi di Ferentillo [140] e lungo il corso del F. Corno tra Roccaporena e Monteleone di Spoleto [120-160].

La sommità di queste dorsali presenta forme dolci, generalmente arrotondate, non sempre culminanti con una vetta isolata e ben definita; infatti, in genere terminano con una sommità larga pianeggiante, oppure con un susseguirsi di cimette di esigua differenza altimetrica (5-10 m), talora priva di toponimi (ad es: ad E di Macchia della Cerasa [070]; fra M. Piano e M. Montecchio [060]; etc.).

Questa particolare morfologia della sommità delle dorsali -cui non è estranea la tipica deformazione “a scatola” delle anticlinali, cioè a cresta piatta ed a fianchi ripidi (II,2.2.c; III,2.2)- fa marcato contrasto con le profonde incisioni vallive sovente tanto strette da dar luogo a vere e proprie forre (F. Corno: alle Ferriere [120]; presso Roccaporena [080]; Pago delle Fosse [080]; etc.). La notevole acclività dei versanti in numerosi casi ne determina l'instabilità favorendo l'innescarsi di fenomeni franosi (IV,7).

L'insieme delle sommità, in base alla maggior elevazione delle vette nella porzione meridionale del foglio, al deflusso di una parte della rete idrografica ed all'inclinazione delle cerniere delle strutture anticlinali, sembrerebbe definire un piano immergente verso N. Alcuni A.A. (DESPLANQUES, 1969; COLTORTI & PIERUCCINI, 1997 a,b) interpretano questa situazione -osservata anche in regioni adiacenti da altri A.A. (DEMANJEOT, 1965; BARTOLINI, 1980; COLTORTI, 1981; CICCACCI *et alii*, 1985, DRAMIS *et alii*, 1991; etc.)- come il relitto di una antica superficie di peneplanazione (II,1.2), che si sarebbe formata nell'intervallo temporale fra la fine della deformazione compressiva (Miocene superiore-Pliocene inferiore) e l'inizio di quella distensiva (Pliocene medio).

1.2. - IL MODELLAMENTO E LA SUA EVOLUZIONE

Il modellamento subaereo della regione è complessivamente cominciato dopo il Miocene medio, età cui si riferiscono i più recenti depositi marini (marnoso arenacea umbra (e romagnola), unità di Vallocchia-Belvedere; II, 4.14 e 15).

Le deformazioni legate alla successiva fase tettonica estensionale -manifestatasi a partire dal Pliocene medio e tuttora attiva- producendo anche rotazioni e basculamenti di blocchi, hanno notevolmente disarticolato la preesistente morfologia. L'andamento della primitiva rete idrografica ha subito variazioni sia planimetriche che altimetriche, si sono create conche intermontane occupate in seguito da episodi da lacustri a palustri e le ripetute variazioni del livello di base

della rete idrografica -anche per cause eustatiche- hanno determinato il fluttuare dell'erosione con l'alternarsi di momenti di stasi, con deposizione di sedimenti, e di riattivazioni, con progressivo approfondimento delle incisioni vallive.

Attualmente l'erosione superficiale è scarsa anche perchè il ruscellamento è da ritenersi ridotto sia per la generale elevata permeabilità dei litotipi affioranti i quali favoriscono la penetrazione delle acque, che per le estese coperture boschive in corrispondenza dei versanti.

Le fasi glaciali ed interglaciali succedutesi più volte nel corso del Pleistocene si sono manifestate nel territorio racchiuso in questo F° 336 essenzialmente solo come l'alternarsi di climi caldo umidi e di climi freddi. Queste non estreme condizioni climatiche hanno di volta in volta favorito diffusamente l'alterazione chimica oppure la crioclastia. Le ingenti quantità di materiale clastico accumulatosi lungo la valle del F. Nera e l'alta valle del F. Corno provengono dai ben più elevati gruppi montuosi -fuori foglio- dei Monti Sibillini (DAMIANI, 1977) e del M. Terminillo, i quali superano i 2200 m.s.l.m. ed erano occupati da estesi ghiacciai nel Pleistocene. Le variazioni climatiche e le ripetute dislocazioni tettoniche hanno modificato e ringiovanito il rilievo più volte, fra l'altro determinando la formazione di terrazzi, la produzione e l'accumulo delle estese coperture detritiche di versante, sovente propense al dissesto se non instabili (IV,7). Per quanto riguarda le paleoforme precedenti il colmamento delle profonde ingenti depressioni di Spoleto e di Monteleone di Spoleto-Leonessa che si sviluppano notevolmente anche oltre i limiti di questo foglio-, interessanti informazioni generiche, quali il loro complessivo andamento, le loro profondità, etc., si desumono dalle carte geofisiche accluse nel volume GE.MI.NA. (1963).

Si tratta di informazioni generiche, ma del tutto compatibili con le ridotte scale di pubblicazione della relativa cartografia, al contrario di quanto compare in alcune antiche relazioni sulle varie coltivazioni minerarie ivi condotte che mettono in evidenza un ben maggiore dettaglio.

1.3. - CARSISMO SUPERFICIALE E PROFONDO

Forme carsiche superficiali sono diffuse in gran parte del F° 336, in corrispondenza delle dorsali calcaree ed il carsismo ipogeo, pur se assai più localizzato, conferisce a questo tratto di regione un particolare interesse speleologico. I litotipi maggiormente soggetti ai fenomeni di dissoluzione sono il calcare massiccio, la maiolica e la scaglia rossa. Fra le forme superficiali più diffuse dominano le doline a ciotola e a fondo piatto che sono presenti nelle sommità dei rilievi calcarei di M. Coscernò [070] (impostate nella trincea della deformazione gravitativa

profonda), di M. Macchia Cascarella [110], di Cima del Carpellone [150], ad W di Colle della Croce [150], a Monteluco [060] e a Pizzo Corno [100]. Caratteristiche doline ad imbuto in corrispondenza di versanti si hanno ad E di Case Mustaiole [050] e subito ad W di Leazzano [130]. Infine, in corrispondenza delle modeste depressioni di: Cecalocco [130], Colle la Bernara [100], Salto del Cieco [150] e di Forcella delle Sportelle [150], il carsismo si è sviluppato su forme già definite dalla tettonica.

Per quanto riguarda il carsismo ipogeo, di notevole interesse è l'area carsica di Catinelli [090], sia perchè caratterizzata da un'ampia e profonda dolina ad imbuto dal diametro di m 250 (CATTUTO, 1967), sia perchè nelle immediate vicinanze si apre la "Grotta del Chiocchio", indicata con il numero 103 U/PG, nel Catasto Speleologico della Regione dell'Umbria (CAPPELLANI *et alii*, 1994). Questa grotta-inghiottitoio, attiva in casi di precipitazioni eccezionali (PASSERI, 1961), costituisce un importante sistema carsico ipogeo ad andamento prevalentemente verticale che raggiunge la considerevole profondità di m 514, in Umbria inferiore solo a quella di M. Cuoco (922 m). La grotta-inghiottitoio si è impostata nei calcari della maiolica e del calcare massiccio, tra loro in contatto tettonico (PASSERI, 1967). Altre grotte di origine carsica, seppur di dimensioni più modeste, si trovano nella zona di Monteluco [060], Montebibico [090], Colle dell'Ovaia [140], Roccaporena [080], M. Macchia Cascarella [150], Salto del Cieco [150]. Tra queste le più interessanti sono la risorgente carsica di Boccarotta (49 U/PG) che si sviluppa per metri 185 nella scaglia bianca tra Meggiano e Cerqueto [090] e la risorgente Solenne (585 U/PG) che si inoltra per oltre 160 metri nella scaglia rossa presso le Cese [100].

2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1. - STRATIGRAFIA

Fra le unità litostratigrafiche presenti in questo F° 336 "Spoleto" la sola ad essere stata istituzionalizzata è la *Fm. delle Marne di Monte Serrone* (PIALLI, 1969); tutte le altre -pur se sempre indicate in letteratura come formazioni- non sono state mai formalizzate¹⁾. La biostratigrafia delle unità marine -ben nota da tempo nelle sue linee generali- è stata affinata nel corso degli ultimi anni non solo dallo sviluppo di nuovi studi sui foraminiferi, ma soprattutto da quelli sul nannoplan-

1) Si fa notare che nelle more di stampa è stato preparato il Catalogo delle Formazioni (Q. 7, fasc. 6: Unità tradizionali) in cui sono approvate tutte le formazioni tradizionali della successione umbro-marchigiana.

cton calcareo (cfr. in Appendice: Prospetto biostratigrafico: II, 7.2.). Le singole unità affioranti in base all'insieme dei loro caratteri sono riferibili ai seguenti cinque tipi di successioni:

- a) marina di piattaforma carbonatica (preorogenica) sedimentatasi nel Lias inferiore *p.p.* su di una area interregionale vastissima in un ambiente di profondità ridotta con caratteri da intercotidali a sopracotidali e, assai subordinatamente, subcotidali. E' rappresentata solo dal calcare massiccio;
- b) marina essenzialmente carbonatica (preorogenica) sviluppatasi -su di un margine passivo- dal Lias inferiore *p.p.* fino a parte del Burdigaliano, talora con discontinuità di sedimentazione. In letteratura questa successione è nota come "umbro-marchigiana". A causa di una intensa fase tettonica distensiva iniziata sul finire del Lias inferiore, la piattaforma carbonatica (cfr. a; IV, 2.1.1) si è disarticolata e smembrata, sprofondando con modalità differenti da luogo a luogo. Si è venuta, così, a creare una serie di alti e di bassi morfologico-strutturali i quali determinano, durante l'intervallo Liassico medio-Malm, anche nell'ambito della stessa unità litostratigrafica, la diversificazione sia dei litotipi che degli spessori. Ne conseguono tre principali diversificazioni denominate successioni pelagiche: ridotte e lacunose, condensate (II, 3); normali o complete (II, 4). Con l'inizio del Cretacico la sedimentazione tende ad uniformarsi nell'intero bacino, anche se nelle zone meridionali (specie di SE) continuano gli apporti clastici provenienti da una più elevata piattaforma carbonatica: diffusi quando minuti, ma quando grossolani o molto grossolani costituenti intercalazioni talora colmanti veri e propri canali. In tal modo traggono origine le cosiddette facies di transizione. Per un quadro più interregionale di questi rapporti fra bacino e piattaforma vedasi COLACICCHI *et alii* (1985).
Le diversificazioni ed i complessi rapporti fra tettonica e sedimentazione durante il Giurassico -schematizzati nella figura 3 e nella figura 4- vengono approfonditi nel Cap. III e IV;
- c) marina silicoclastica sedimentatasi -essenzialmente per processi di torbida, a partire dall'alto Miocene inferiore (Burdigaliano *p.p.*) fino a tutto il Miocene medio (alto Serravalliano)- parte in un bacino di avanfossa e parte in un *thrust-top-basin*;
- d) continentale lacustre di età plio-pleistocenica (complessivamente corrisponde all'ex "ciclo Villafranchiano" dei vecchi A.A.) che costituisce la sedimentazione postorogenica unitamente alla seguente successione (e);
- e) continentale fluviale con saltuari episodi da lacustri a palustri, di età pleistocenico-olocenica.

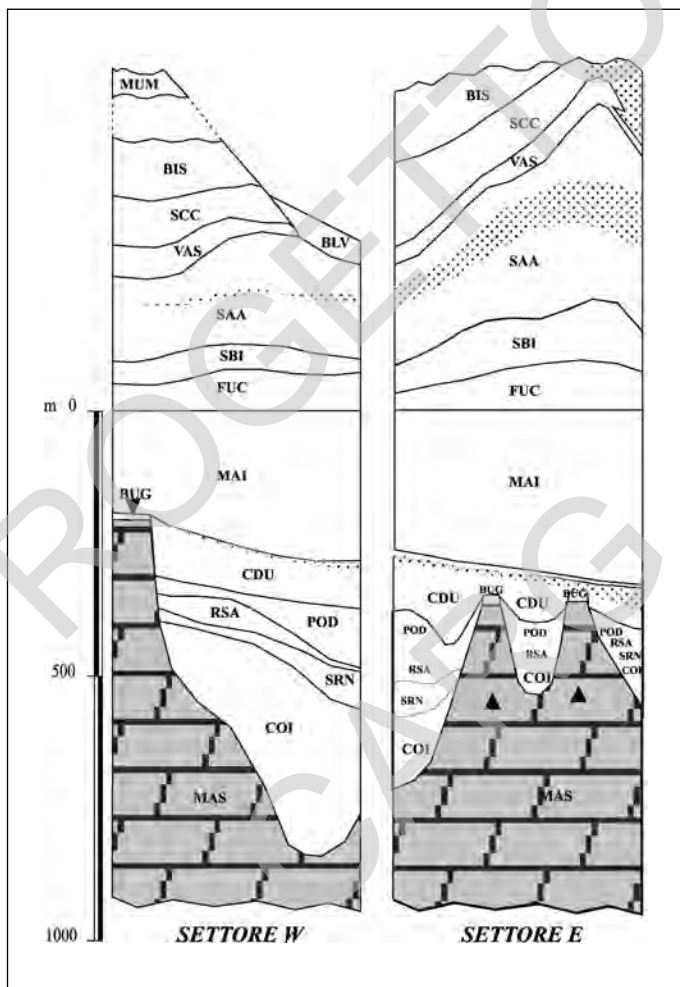


Fig. 3 - Ricostruzione schematica e di larga massima dei rapporti stratigrafici dei depositi hettangiano-serravalliani. Fra il Settore W ed il Settore E grosso modo si interpone la Valnerina. Le puntinature schematizzano importanti episodi detritici.

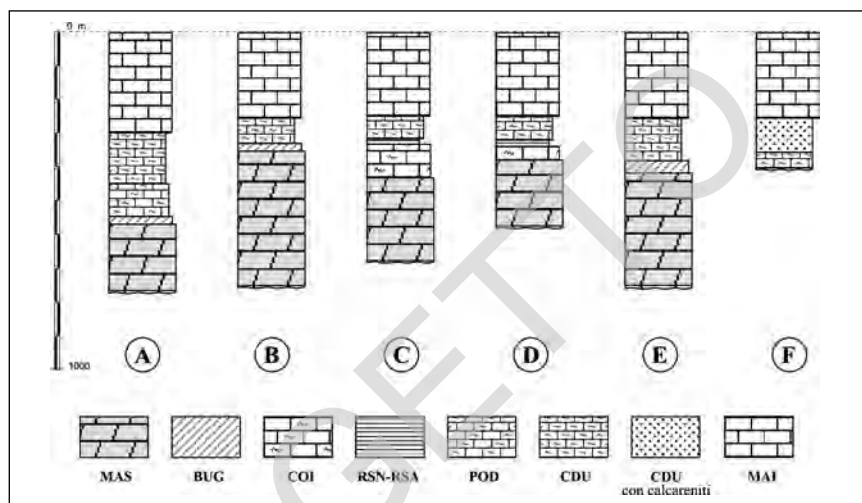


Fig. 4 - Variabilità delle successioni giurassiche nell'area compresa tra la valle del F. Nera e Cascia:

A) M. Solenne,
B) Costa della Cornacchia,
C) M. dell'Eremita,

(modificato da BARCHI & LEMMI, 1996)

D) M. Coscerno,
E) M. Maggio,
F) Ponte delle Ferriere.

2.2. - TETTONICA

L'assetto dell'area -caratterizzato da direttrici delle pieghe essenzialmente meridiane (N-S), visibilmente ruotate in senso orario rispetto a quelle presenti più a settentrione (NW-SE)- è il risultato del sovrapporsi nel tempo di più eventi tettonici i cui picchi possono raggrupparsi schematicamente nelle seguenti quattro principali fasi:

- tettonica estensionale giurassica legata all'apertura dell'oceano ligure-piemontese. Lo smembramento della piattaforma carbonatica alla fine del Lias inferiore ha condizionato la coeva sedimentazione determinandone la variabilità/diversificazione (II, 3; III, 2; III, 2.1.1.);
- tettonica estensionale alto cretacico-paleogenica che fa seguito ad un lungo periodo di quiete (Neocomiano *p.p.*- Maastrichtiano *p.p.*). Nell'ambito dell'area in oggetto, di quest'attività tettonica piuttosto che piani di taglio si osservano maggiormente gli effetti sulla sedimentazione (incremento degli apporti clastici, dei rimaneggiamenti e, talora, della franosità sottomarina che innescava processi di torbida). In questo intervallo inizia a svolgere un ruolo importante la faglia della Valnerina dalla complessa attività (III, 2.1.1; III, 3.2.2);

- c) tettonica compressiva del Miocene medio/superiore-Pliocene inferiore. Nell'area racchiusa in questo foglio la deformazione si è manifestata con ampie pieghe anticlinali ad andamento meridiano, dalle caratteristiche sommità appiattite e dai fianchi raddrizzati (*box folds* o pieghe a scatola) cui si interpongono strette sinclinali, se non veri e propri sinclinori.

In genere, le anticlinali in corrispondenza dei loro fianchi orientali sovrascorrono verso ENE sugli antistanti complessi sinclinori, con traslazioni orizzontali da subchilometriche a plurichilometriche, dando, talora, luogo a rocce di faglia (= cataclasi) assai sviluppate (III, 2.2; III, 3.1.). Fra i numerosi sovrascorrimenti va menzionato quello di Spoleto, non solo per la sua evidenza, ma per essere stato fra i primi ad essere riconosciuto nell'Appennino (VERRI, 1903; LOTTI, 1905, 1926; LIPPI BONCAMBI, 1943). L'assetto così delineato subisce una prima penecontemporanea complicazione per il manifestarsi di faglie trascorrenti e traspressive di direzione sia meridiana con dislocazione destra (0° - $180^{\circ} \div 20^{\circ}$ - 200°) che obliqua con dislocazione sinistra (90° - $270^{\circ} \div 110^{\circ}$ - 290°). Nell'ambito dell'evolversi di queste deformazioni sarebbe interessante verificare il comportamento delle serie ridotte e condensate (II, 3.1.), perché -come messo in evidenza per altre zone (DAMIANI, VECCHIA & TUSCANO, 1995)- i paleo-alti morfologico-strutturali giurassici tendono a coincidere con le culminazioni del rilievo;

- d) tettonica estensionale recente. Si manifesta a partire dal Pliocene medio in più momenti con estensioni e trastensioni che riattivano anche preesistenti piani di taglio (II.2.3). Oltre a modellare il rilievo ed a modificare la rete idrografica, le deformazioni estensionali determinano le due grandi depressioni della Valle Umbra, la cui estremità meridionale raggiunge le zone di Spoleto, e quella di Monteleone-Ruscio-Leonessa, nelle quali gli accumuli superano anche i 500 metri di spessore.

2.3. - CENNI SUGLI STUDI PRECEDENTI

I primi lavori di carattere geologico riguardanti le aree comprese nel F° 336 "Spoleto" risalgono ad oltre un secolo fa e -come al solito- sono strettamente connessi alle risorse geominerarie presenti nel territorio: i minerali di ferro di Monteleone di Spoleto (BREISLAK, 1798; VESCOVALI, 1858), le ligniti di Ruscio-Monteleone di Spoleto e quelle di Spoleto. E' proprio in quest'ultima area che si concentrano gli studi a partire dagli ultimi due decenni del 1800, studi legati sia alle prime ricerche per lo sfruttamento minerario dei giacimenti di lignite di Santa Croce, Morgnano, S. Angelo in Mercole, etc. (DE MARCHI, 1881; RICCI, 1882; TOSO, 1891) che ai rinvenimenti di mammiferi nei depositi lacustri plio-quadernari della zona (CAPELLINI, 1882; PANTANELLI, 1886; CLERICI, 1894, 1895).

Si devono principalmente a VERRI (1878, 1886, 1892, 1893) i primi studi geologici ed idrologici del bacino del F. Nera e del F. Velino ed a TONI (1888a) cui, inoltre, si deve la ricca raccolta di fossili e minerali (1888b), tuttora conservata presso il Laboratorio di Scienze della Terra di Spoleto. Scosse sismiche risentite nello spoletino nel 1895 sono segnalate sia da TARAMELLI (1896) che da MARINELLI (1897) ed il terremoto in Valnerina del 29 giugno 1910 è ricordato da PRINCIPI (1910). Nei primi anni del 1900, mentre proseguono segnalazioni circa i giacimenti di ferro di Monteleone di Spoleto (MORINI, 1903) e sulle ligniti e sui tapiri di Spoleto (FAZI, 1906; DEL CAMPANA, 1910; BACHILLI, 1914), prendono avvio i rilevamenti geologici delle prime edizioni dei fogli “Norcia” (MODERNI, 1905) e “Terni” (LOTTI, 1911). Al LOTTI si devono numerose pubblicazioni sulla geologia della Valnerina e dello Spoletino (LOTTI 1906, 1908, 1909, 1912) e una delle prime segnalazioni del “sovrascorrimento di Spoleto” (1905), ma il suo lavoro più completo, tuttora valido, è la “Descrizione Geologica dell’Umbria” (1926). Ancora il Plio-Quaternario dell’Umbria centrale ed il bacino tiberino sono tema di studio negli anni venti (LOTTI, 1917; DU RICHE PRELLER, 1919; PRINCIPI, 1922a, b; MANCINELLI, 1929). Procedono anche gli studi micropaleontologici delle formazioni meso-cenozoiche (MARTINOTTI, 1915) e delle facies di transizione tra l’Umbria e l’Abruzzo (LOTTI & CREMA, 1927; SCARSELLA, 1934; SIGNORINI, 1941). L’interesse alle scarse risorse geominerarie umbre fu rinnovato nel periodo precedente ed a cavallo della Seconda Guerra Mondiale, come testimoniano i lavori di FASI (1936) per le ligniti di Ruscio, di ABBOLITO (1942) e di LOSACCO (1943) per il ferro di Monteleone di Spoleto. LIPPI BONCAMBI (1943) analizza il “sovrascorrimento di Spoleto” e MERLA (1944) sintetizza le conoscenze al momento raggiunte nel lavoro: “Il Tevere. Geologia e permeabilità dei terreni del bacino”. Dal secondo dopoguerra agli anni ‘70 sono poche le pubblicazioni scientifiche specifiche dell’area interessata dal F° 336 “Spoleto”; studi sulle facies di transizione della Valnerina si devono a RENZ (1952), a MANFREDINI (1966) e, mentre si riapriva l’interesse per le ligniti umbre (per es. JACOBACCI, 1959; BATTISTELLA, 1960; GE.MI. NA, 1963), si pubblicavano alcuni lavori sul carsismo (GENTILESCHI, 1961), in particolare sulla “Grotta del Chiocchio” (CATTUTO, 1962, 1967; PASSERI, 1964, 1967, 1968). E’ comunque tra gli anni Cinquanta e Settanta che vedono la luce il F° 139 l’“Aquila” (1955), il F° 131 “Foligno” (1962) ed il F° 138 “Terni” (1967) della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000, che si aggiungono al già pubblicato F° 132 “Norcia” (1941), a cura del Servizio Geologico d’Italia. MANGANELLI e TILIA ZUCCARI (1969) riprendono il tema del sovrascorrimento di Spoleto che verrà, poi, approfondito da DUFOUR (1970) e da DUFOUR & MAGNÉ (1970).

Successivamente riprendono gli studi sul Giurassico dell’Appennino umbromarchigiano (COLACICCHI *et alii*, 1970; CENTAMORE *et alii*, 1971) e, in particolare,

sulle ammoniti di M. l'Eremita e di M. Aspra (VENTURI, 1972, 1973).

Non si interrompono gli studi a carattere generale, sia stratigrafico che tettonico, sul Plio-Pleistocene umbro (DUFOR, 1971; ESU & GIROTTI, 1974; CONTI & GIROTTI, 1977), argomenti ripresi successivamente da altri Autori (AMBROSETTI *et alii*, 1982, 1987, 1995; ESU *et alii*, 1986; BASILICI *et alii*, 1995; BOCCALETTI *et alii*, 1995; ABBAZZI *et alii*, 1997; BASILICI, 1997; BONINI, 1997; GENTILI *et alii*, 1997, che, sebbene non trattino specificatamente l'area spoletina, tuttavia inquadrano in un contesto più ampio l'evoluzione dell'ampio bacino lacustre Tiberino. Studi a carattere più puntuale sui depositi plio-quadernari sono stati eseguiti a Montebibico (COLTORTI *et alii*, 1995) e nell'area di Spoleto (COLTORTI & PIERUCINI, 1997a, b).

La tettonica e la stratigrafia del substrato sono i principali temi di approfondimento trattati in questi ultimi anni, a partire dai lavori di DECANDIA & GIANNINI, (1977a, b, c). Preziosi contributi per la ricostruzione paleogeografica e della tettonica sinsedimentaria provengono dagli studi di stratigrafia rivolti in particolare al Giurassico, agli apporti torbiditici nella scaglia, al passaggio Eocene-Oligocene (BALDANZA *et alii*, 1982; CALAMITA *et alii*, 1982 a, b; COLACICCHI *et alii*, 1985, 1988; COLACICCHI & BALDANZA, 1986; NOCCHI *et alii*, 1986a, b, 1988; MONACO *et alii*, 1987; NINI *et alii*, 1995). La presenza nel F° 336 "Spoleto" di importanti strutture tettoniche, quali il "sovrascorrimento di Spoleto", il "sovrascorrimento di M. Coscerno", la "faglia della Val di Serra", la "faglia della Valnerina" ed il "graben della Val Casana" -solo per citarne alcune- ha sviluppato una serie di lavori volti ad approfondire le tematiche strutturali, dalla definizione delle geometrie alla cinematica ed alla dinamica (DECANDIA *et alii*, 1980; DECANDIA, 1982a, b; DECANDIA & TAVARNELLI, 1990, 1991a, b; BARCHI, 1991b; BARCHI & BROZZETTI, 1991, 1994; TAVARNELLI, 1994, 1995, 1996); BARCHI & LEMMI, 1996; ALBERTI, 2000; GRANDINETTI *et alii*, 2000). Le particolari rocce affioranti a Colle Fabbri sono stato oggetto anche di recenti studi petrografici e geochimici di controversa interpretazione (STOPPA, 1988; STOPPA *et alii*, 1991; DAMIANI & PECCERILLO, 2003; MELLUSO *et alii*, 2003). L'attività tettonica recente in numerose aree è testimoniata, oltre che da evidenze morfologiche, dall'evoluzione del reticolo idrografico e da dislocazioni nei depositi quadernari (CATTUTO *et alii*, 1979; CATTUTO, 1980; GREGORI & CATTUTO, 1986), oltretutto dall'attività sismica (BARCHI, 1991a).

Studi di geomorfologia riguardano il F. Nera (AUFSATZE, 1968; RAFFY, 1979) ed i fenomeni gravitativi dell'area di M. Coscerno (CARDINALI *et alii*, 1989; BARCHI *et alii*, 1993). L'idrogeologia della Valle Umbra Sud è trattata in AQUATER - R.P.A. (1984), mentre le caratteristiche idrogeologiche del F. Nera sono evidenziate tra l'altro nei lavori di CENCETTI *et alii* (1989) e di BONI & PREZIOSI (1993). Nel campo della geologia applicata si possono citare gli studi per la galleria stradale di Forca di Cerro [020-060] (per es. CAROSELLI *et alii*, 1980), gli studi per la S.S. n. 3 Flaminia (A.N.A.S. , 1992), gli studi di microzonazione sismica del

Comune di Poggiodomo (CONVERSINI *et alii*, 1983) e le più recenti microzonazioni coordinate dalla Regione Umbria, unitamente ai Programmi di Recupero di alcuni centri abitati, avviati in seguito alla crisi sismica iniziata nel settembre 1997 (terremoto di Colfiorito-Sellano). Tra la cartografia geologica, oltre ai già citati fogli 131, 132, 138 e 139 della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (SERV. GEOL. D'ITALIA), si ricordano le carte in scala 1:25.000 che interessano le aree di Spoleto (DECANDIA, 1982), del M. Coscerno (BARCHI & LEMMI, 1996), della Valnerina (COSENTINO *et alii*, inedita), cui si aggiungono le 14 carte geologiche in scala 1:10.000 realizzate nell'ambito del Progetto della Carta Geologica della Valnerina (REGIONE UMBRIA, 1993, 1995) di cui ben 8 ricadenti ed utilizzate in questo F° 336 "Spoleto".

PROGETTO
CARGO

II - STRATIGRAFIA

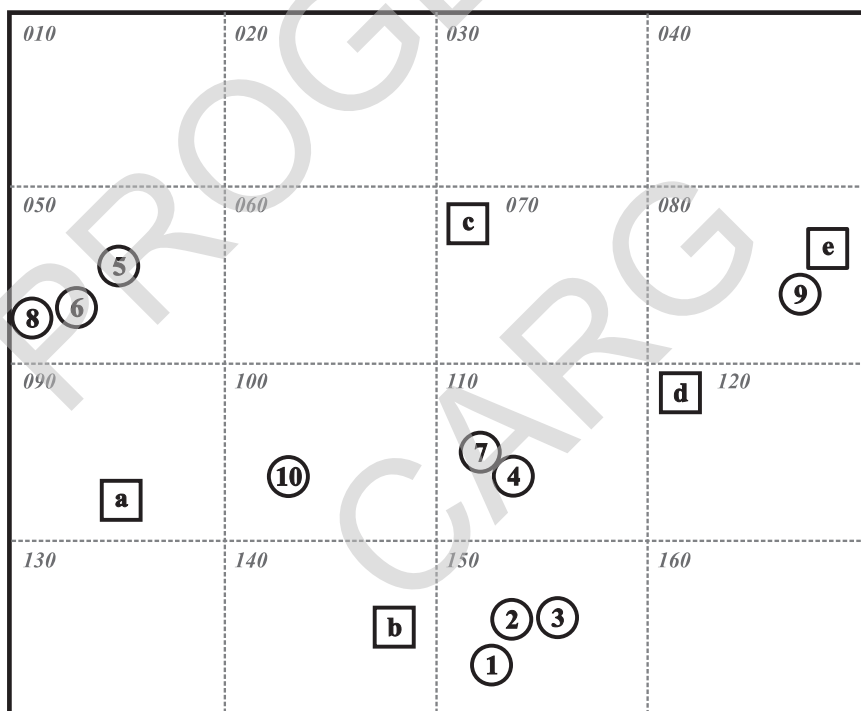
1. - PREMESSA ALLA STRATIGRAFIA

Per realizzare la distinzione dei depositi marini che dall'Hettangiano si sviluppano fino al Serravalliano superiore (II, 2; II, 3; II, 4), si sono adottate unità litostratigrafiche informali poichè -pur se ben note in letteratura- di esse l'unica ad essere istituzionalizzata è la formazione delle *Marne di Monte Serrone* (PIALLI, 1969); pertanto, ad eccezione di quest'ultima, nelle seguenti Note Illustrative tutte le unità verranno indicate con iniziali minuscole e non in caratteri corsivi. Invece, per quanto riguarda i depositi continentali plio-pleistocenici (II, 5), si sono adottate le unità stratigrafiche a limiti inconformi (= U.B.S.U.) di vario rango (Supersintemi, sintemi, subsintemi) e per i depositi non distinguibili in base ai bacini di appartenenza (= ex "ubiquitari"; II, 6), anche a causa della loro limitata estensione, le unità informali.

Per la descrizione delle caratteristiche delle unità litostratigrafiche si è scelto il criterio di procedere da E verso W, cioè partendo dagli affioramenti verosimilmente meno traslati nel corso della orogenesi appenninica. Si è tentato, poi, di mettere in evidenza eventuali diversità fra gli affioramenti in destra (Settore W o occidentale) ed in sinistra (Settore E o orientale) del Fiume Nera, poichè poco ad W del suo corso corre l'importante dislocazione transpressiva della Valnerina (III, 3.2.2) che ha implicato anche un notevole avvicinamento delle successioni. Inoltre, al

fine di semplificare il testo ed evitare ripetizioni, per ciascuna unità si descrivono unicamente le modalità di passaggio all'unità soprastante.

Nel corso dei rilevamenti per questo foglio 336 "Spoleto" sono state campionate ed analizzate in dettaglio alcune sezioni (fig. 5 e fig. 6) che non coprono interamente la successione affiorante perchè si sono cercate nuove situazioni di terreno, non-oggetto di recenti studi e pubblicazioni anche da parte di personale del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia. Queste ultime sezioni, sia nelle figure che nel testo, verranno denominate, sezioni di riferimento e le relative campionature sono conservate presso detto Dipartimento. Un notevole contributo alla realizzazione di questo foglio, è, quindi, dovuto agli analisti Dott. ssa Angela Baldanza, Dott.ssa Lucina Luchetti, Dott. Roberto Rettori e Dott. Fortunato Tuscano i quali -in taluni casi, ma in specie quest'ultimo- hanno eseguito



① Serie campionate

ⓐ Serie di riferimento

Fig. 5 - Ubicazione delle sezioni campionate nel corso dei rilevamenti di questo Foglio Spoleto (1-10) e delle sezioni di riferimento pubblicate in data recente (a-e). Per la denominazione delle sezioni e degli intervalli campionati si fa riferimento alla didascalia di Fig. 6.

le campionature sul terreno ed hanno curato il prospetto biostratigrafico con la descrizione delle biozone osservate cui far riferimento (cfr. Appendice: II, 7.2.); nelle relative figure talvolta sono state omesse le sottozone per motivi grafici.

Al fine di comprendere la particolare suddivisione del presente capitolo in tre tipi di successioni marine (II, 2.; II, 3.; II, 4.), si ricorda l'importante fase tettonica distensiva iniziata alla fine del Liassico inferiore che -come già detto- ha notevolmente disarticolato i preesistenti fondali, differenziando la sedimentazione giurassica.

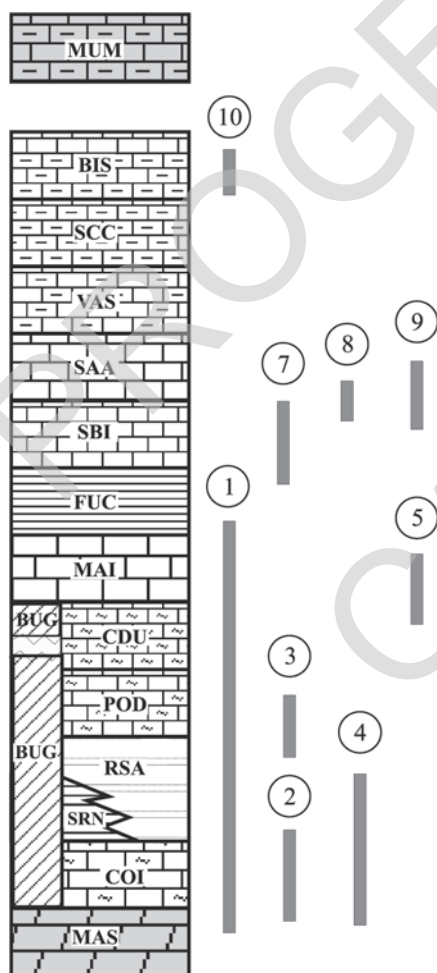


Fig. 6 - Intervalli verticali campionati nel corso dei rilevamenti per questo F° 336 "Spoleto" (1999 - 2001):

- 1) Salto del Cieco [150]: m 540 (calcare massiccio p.p.-maiolica p.p.);
- 2) Costa Lata Sud [150]: m 20 (calcare massiccio p.p. - Gruppo del Bugarone p.p.);
- 3) Costa Lata [150]: m 16 (rosso ammonitico p.p.-maiolica p.p.);
- 4) Costa della Cornacchia [110]: m 11,50 (calcare massiccio p.p.-Gruppo del Bugarone p.p.);
- 5) Collerisana SW [050]: m 80 (calcarei diasprigni-maiolica p.p.);
- 6) Fonte Colle Ventoso [050]: m 68 (maiolica p.p.-marne a fucoidi p.p.);
- 7) Monte San Vito [110]: m 145 (marne a fucoidi p.p.-scaglia bianca);
- 8) Baiano [050]: m 24 (scaglia bianca-scaglia rossa p.p.);
- 9) Roccaporena [080]: m 57 (scaglia bianca p.p.);
- 10) Ancaiano [100]: m 35 (bisciaro p.p.).

Le successioni di riferimento, oggetto di studi recenti sono le seguenti:

- a) Montebibico [090]: m 63 (corniola- Fm. Marne del Monte Serrone-rosso ammonitico-calcarei e marne a Posidonia);
- b) Monterivoso [140]: m 103 (scaglia rossa campaniano- paleocenica);
- c) Castel San Felice [070]: m 30 (scaglia variegata);
- d) Forchetta d'Usigni [120]: m 105 (scaglia variegata-scaglia cinerea);
- e) Collegiacone [080]: m 55 (marne di Collecastellano).

Le rispettive ubicazioni sono indicate in Fig. 5.

2. - SUCCESSIONE MARINA DI PIATTAFORMA CARBONATICA

2.1. - CALCARE MASSICCIO (**MAS**)

Il calcare massiccio generalmente risulta esposto quando si trova al nucleo delle principali anticlinali o al tetto dei sovrascorrimenti. Nel Settore E (a oriente del Fiume Nera) affiora: a settentrione, in corrispondenza della valle del F. Corno e del versante occidentale del M. Maggio (Colle Spino [040]); a meridione nelle aree di M. Macchia Cascarella-M. Sciudri [110-120], di M. Aspra-Cima del Carpellone [140-150] ed a SE di M. D'Ocri [160]. Nel Settore W costituisce affioramenti singolarmente meno estesi: in località Agghielli (I Marroni, Mezzanetto, Case Napoletto [050]), ad E e a SE di Spoleto (Monteluco-Vallocchia [060], da Patrico a Colle dell'Ovaia [060-140], sul versante S di M. Solenne [100], sul versante E della dorsale di Battiferro [130], etc.).

Nel dettaglio l'unità è difficilmente osservabile a causa dei pendii impervi, talora verticali, in corrispondenza dei quali affiora, come nelle frequenti e profonde forre che vi si originano (Valle del F. Corno [040], versante SW di M. Coscerno [070], le Muraglie [110], Pago delle Fosse [110], etc.).

La porzione superiore dell'unità è, comunque, ben osservabile lungo la strada da Monte San Vito a Campofoglio [110], presso Ferentillo [140] ed in corrispondenza di: Costa della Cornacchia [110]; Costagelata S [150]; Salto del Cieco [150] ove è stato possibile campionarla e studiarne i passaggi alle unità soprastanti.

Si tratta di calcari biancastri o bianco-grigi in strati massivi od assai spessi, il cui spessore sembra ridursi mano a mano che si procede verso l'alto; nella porzione più recente, in strati ciclotemici spessi 1-3 m (M. Maggio [040], M. Coscerno [110]). Nel Settore W a luoghi si osservano sfumature di colore rosato o nocciola.

Nell'ambito di questo foglio non è mai stato osservato il passaggio alle sottostanti formazioni, differentemente da quanto visibile nei fogli adiacenti ove al letto è stata riscontrata la fm. del *Monte Cetona* del Norico superiore-Retico (Monti di Amelia, F° n. 346; Monti Martani, F° n. 335). Di conseguenza, le potenze osservate, oscillanti fra i 70 m di M. Maggio [080] ed i 450 m nel gruppo di M. Aspra [150], sono solo parziali.

Il passaggio alle soprastanti unità si verifica -in seguito allo sprofondamento tettonico in atto- con modalità e tempi diversi a seconda delle differenti modalità di "annegamento" (II, 3).

Nelle successioni "normali" il passaggio alla soprastante corniola risulta

praticamente osservabile lungo il vecchio tracciato ferroviario Spoleto-Norcia a N di Matignano [060], sul versante orientale della Rocca di Spoleto [050], a Ferentillo [140], nei pressi di Butino [120] così come nei pressi di Casale Caserta [150] ove compaiono strati calcarei bruni. In particolare in corrispondenza del passaggio si sono osservati brecce nei pressi di S. Mamiliano [140] e nelle aree di SW [130] spessi strati di *wackestones* beige o grigi e strati tessituralmente affini alle “intraspariti” presenti altrove, ma fuorifoglio, nel calcare massiccio.

Nelle successioni “ridotte” e “lacunose” o “condensate” (II, 3) , invece il passaggio verso l’alto avviene oltre che con modalità differenti da luogo a luogo anche a differenti unità più recenti talvolta con l’interposizione di qualche metro di bioclastiti a crinoidi in spessi strati (= “marmarone” *Auctorum*) come a M. Coscerno [070] o di litotipi (ad es. calcari nodulari) riferibili al Gruppo del Bugarone (ad es. lungo la valle del F. Corno [040], a S di M. Solenne [100], Colle Petroso [130]).

Nel Settore E affiorano calcari prevalentemente grano-sostenuti (*grainstones* oolitici o pseudoolitici) a settentrione (valle del F. Corno [040]) talora con estesi fenomeni di ricristallizzazione e fango-sostenuti nelle aree più meridionali (M. Coscerno [070, 080]). Nel Settore W, invece, prevalgono i calcari fango-sostenuti con tessiture a più elevata energia (con oncoliti, spatiti, brachiopodi, etc.) che riflettono evidenti diversità anche di ordine batimetrico molto localizzate; spessi strati oolitici a crinoidi si osservano a S di M. Solenne [100].

Dal punto di vista paleontologico sono state riconosciute alghe calcaree (*Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA, 1920), *Thaumatoporella parvovaeiculifera* (RAINERI, 1922), Solenoporaceae, molluschi (gasteropodi) e foraminiferi bentonici (Textularidae), assai sovente costituenti bioclasti. Dai dati di letteratura regionali (CECCA *et alii*, 1991; COLACICCHI & PARISI, 1999) la presenza di orizzonti del Sinemuriano è documentata da ammoniti. I nannofossili calcarei non sono ancora presenti essendo essi legati ad acque più profonde ed in connessione con ambienti aperti. In base a quanto sopra, il Calcare Massiccio di questa area risulterebbe riferibile ad un generico Lias, ma per essere stratigraficamente sottostante alla Corniola di età sinemuriana *p.p.*- domeriana, viene riferito all’Hettangiano- Sinemuriano *p.p.*

La sedimentazione si è verificata su di una piattaforma carbonatica con acque generalmente basse, oscillanti fra l’intertidale ed il supratidale, ma percorsa da canali a più alta energia; solo con lo svilupparsi dell’annegamento -generale o localizzato- l’ambiente evolve in un subtidale. Dalle osservazioni effettuate sembrerebbe che l’ambiente possa essere stato ad energia elevata, di tipo diffuso nel Settore E e solo limitata a canali, nel Settore W.

Hettangiano- Sinemuriano p.p.

3. - SUCCESSIONI MARINE PELAGICHE RIDOTTE E LACUNOSE, CONDENSATE

A causa della tettonica estensiva in atto, oltre a costituirsi alti e bassi morfologico-strutturali, si sono verificate rotazioni di blocchi che hanno comportato differenti batimetrie dei fondali e, di conseguenza, sedimentazioni diverse da luogo a luogo, non solo per spessori (talora anche nulli), ma anche per litotipi (fig. 4).

Sul terreno si sono rinvenute successioni in cui i classici litotipi della successione normale o completa (II, 4.), pur mantenendo i loro caratteri, presentano una riduzione degli spessori da marcata (= S. ridotte; la corniola non supera i 5 m a S di M. Maggio [080]), fino a totale (= S. lacunose).

Si sono rinvenute anche successioni che presentano a varie altezze stratigrafiche lacune e/o condensazioni (= S. miste o composite), con spessori in genere maggiormente ridotti nella porzione inferiore e meglio sviluppati nella porzione superiore, talora con intercalati calcareniti ed olistoliti di calcare massiccio (M. Coscerno-Monte di Civitella, Polino-M. Aspra, M. Motola).

Ad esempio di quanto ora detto: a) a S di M. Solenne, nei pressi dell'Abbazia di S. Pietro [140], a 35-40 m di calcilutiti grigie con selce (rappresentano la corniola), poverissime in nannofossili calcarei ad eccezione di *Schizosphaerella* sp., seguono direttamente calcari diasprigni anch'essi ridotti (50 m); b) a SW di Spoleto, mentre presso i Casali [050] al di sopra del Calcare Massiccio si riconosce un intervallo di circa 30 m comprendente la corniola, il rosso ammonitico ed i Calcari e marne a Posidonia, presso i Marroni, si hanno direttamente talvolta i Calcari e marne a Posidonia e talaltra -a pochissima distanza- i Calcari Diasprigni con al tetto, dopo alcuni livelli dolomitizzati, la maiolica.

Questi tipi di successioni -interpretati come il prodotto della sedimentazione iniziata su alti strutturali (= *seamounts*), poi rapidamente annegati- non potendo essere rappresentati in Carta per evidenti motivi grafici, sono stati cartografati come gruppo del Bugarone (II, 3.1.).

3.1. - SUCCESSIONI CONDENSATE: GRUPPO DEL BUGARONE (BU)

Nelle successioni condensate i litotipi della successione completa o normale non sono più riconoscibili. In letteratura questi litotipi "diversificati" sono noti come: rosa a crinoidi, grigio ammonitico, grigio nodulare, formazione Bugarone, calcari nodulari ad Aptici, calcari nodulari a filaments, calcari nodulari e marne verdi, calcari stratificati grigi, etc.

Successioni di questo tipo affiorano in alcune aree ben circoscritte più o meno circondate da successioni ridotte e lacunose (fig. 2 e fig. 4). Le esposizioni osservabili sono quelle di Colle Spino e di Monte Maggio [040], di M. Solenne [100],

di Colle Petroso e di Schioppo in [130] ove si hanno lembi isolati, molto tettonizzati. Piccole serie sono state campionate a Costa della Cornacchia [110], a M. Aspra [150] ed a Costa Lata [150].

Si tratta di calcari fango-sostenuti grigio nocciola o rosati, in strati di 30-40 cm di spessore, nodulari nella porzione media e superiore, con livelli bioclastici.

Non si esclude che alla base si abbiano livelli dolomitizzati rinvenuti nel corso dei rilevamenti solo come detrito [130]. Nella parte mediana del gruppo, al di sopra di marne nodulari verdi, a volte rosse, compaiono livelli a *filaments* e talora *hard grounds* fortemente arrossati indicanti possibili emersioni. Nella porzione superiore in genere si hanno calcari nodulari grigi.

A M. Solenne [100], al di sopra del calcare massiccio si ha una successione di 11 m (6 m di *wackstones* massivi grigiastri ad ammoniti; 4 m di calcari chiari; 1 m di marne nodulari grigio verde piritizzate) che passa in alto ai Calcari e marne a Posidonia.

Lo spessore complessivo è assai variabile e diverso da luogo a luogo; indicativamente è compreso fra i 10 ed i 50 metri. Questo tipo di successione nell'area di M. Coscerno [110] si estende fino ad equivalere a parte dei calcari diasprigni (ne affiorano solo pochi metri) ed a Colle Petroso [130] risulta verticalmente ancora più sviluppato, avendo al tetto direttamente la maiolica.

Particolarmente abbondanti sono i bioclasti di echinodermi e di ammoniti (subordinate). Sono presenti nannofossili calcarei e foraminiferi bentonici fra i quali prevalgono i rappresentanti del sottordine Lagenina in associazione a foraminiferi agglutinanti di scarso valore biostratigrafico. Le associazioni sono impoverite e presentano elementi rimaneggiati di età sinemuriano-pliensbachiana.

Successioni di questo tipo, su base regionale (COLACICCHI *et alii*, 1988; CRESTA *et alii*, 1988; SANTANTONIO, 1993; COLACICCHI & PARISI, 1999), si sviluppano dal Sinemuriano p.p. al Titonico e rappresentano l'estrema rastremazione della sedimentazione delle successioni bacinali normali in corrispondenza dei paleoalti morfologico-strutturali.

Toarciano superiore - Titonico p.p.

4. - SUCCESSIONE MARINA PELAGICA NORMALE O COMPLETA

4.1. - CORNIOLA (COI)

Nel Settore E affiora essenzialmente nella porzione di SE ove costituisce numerose strette continue aree come a NW di Butino [120], a M. D'Ocri [160], a est dell'allineamento M. Birbone-Colle la Caccia [120-160], sul versante di SW del M. Coscerno [70-110], su entrambi i versanti della Valle Campofoglio [110-120] e nel gruppo del M. Aspra [150]. Nel Settore W affiora nei Colli di Borgiano e di

Martignano [060], nella zona di Ferentillo [140] e nella zona Pincano- Somma-Montebibico-Battiferro [090-130]. Un piccolo affioramento completamente contornato da depositi continentali riferiti al sintema di Morro (**RRO**), si ha in località Collicelli ([010]; II, 5.1.3).

Le migliori esposizioni si hanno lungo la vecchia S.S. Flaminia (dal valico della Somma verso Strettura [090-130]), e lungo la S.S. Valnerina (immediatamente a Nord di Ferentillo [140]). Altre buone esposizioni -campionate nel corso di questi rilevamenti- si hanno lungo la strada da Castellonalto a Salto del Cieco [150], nelle quali le potenze risultano inferiori al consueto.

La Corniola è costituita da calcilutiti grigio nocciola, avana, in strati di 20-100 cm, con selce biancastra o grigia in noduli e liste (2-4 cm), con intercalazioni biocalcarenitiche con caratteri di torbida, da fini a grossolane, di colore avana e nocciola in strati anche assai spessi nella porzione inferiore e con frequenti partimenti centimetrici argilloso-marnosi verdi nella porzione superiore. In particolare nel Settore W le intercalazioni calcarenitiche contengono pseudooliti ed alghe (Testaccio [050]) e raggiungono spessori di 2 m sia presso Le Colonne che sul crinale in destra del Fosso della Vallecchia [050] e di 10 m ad E di Spoleto [060], ove i bioclasti sono prevalentemente costituiti da crinoidi ed i clasti da calcare massiccio. Olistoliti di calcare massiccio si rinvencono in località Colonne e fosso delle Valecchie [050] e fra i fossi della Vallecchia e di Camerino [060], alcuni già segnalati da DECANDIA (1982).

Le potenze nel Settore E aumentano da N -ove si hanno successioni incomplete (II, 3)- verso S, passando da valori di 40-50 m al M. Coscerno [070], ai 40-70 m nei rilievi tra il M. L'Eremita ed il M. Birbone [110], a 60-80 m nei rilievi più orientali [120, 160] e, infine, ai 20-90 m sul versante E del Monte Motola [150/160]. Nel Settore W -anche se a luoghi vi sono successioni lacunose (II, 3.1.)- le potenze raggiungono valori di gran lunga maggiori, pur se sempre variabili in funzione degli apporti detritici. In particolare, nella sua estrema fascia occidentale, in cui questi apporti detritici sono assenti, le potenze si aggirano fra 100 e 130 m (Battiferro [130]), mentre nella fascia orientale, ove questi sono presenti, si raggiungono i 200-400 m (Patrico [060]) ed i 300 m lungo la S.S. Valnerina a N di Ferentino [140]. Quindi, in corrispondenza dell'allineamento meridiano Spoleto- Somma- Cecalocco (attuale anticlinale di Spoleto, Fig. 2), si ricostruisce un solco subsidente.

Nell'ambito dell'unità si osservano anche variazioni cromatiche. Tonalità più scure si riscontrano nei pressi della strada per Monterivoso [140], mentre tonalità più chiare si hanno sia lungo la strada per Ancaiano [090], ove il litotipo è finissimo, sia presso Fontevecchia [090] nella sua porzione sommitale, che a S di Casa Pirocchio [150] ove gli strati sono più sottili (20 cm) del consueto e apparentemente privi di selce.

Verso l'alto la Corniola passa talora alle *Marne di Monte Serrone*, come è ben visibile lungo la strada per Ancaiano [090], talaltra, quando questa formazione non è presente, al Rosso Ammonitico. Quest'ultimo passaggio appare graduale sia nei pressi del bivio per Acqualacastagna (lungo la strada per Montebibico), che in più punti lungo la S.S. Flaminia [090]; appare, invece, brusco in corrispondenza della parete di SW del M. Coscerno [070]. Lungo la strada per Salto del Cieco [150] sono ben esposti sia il passaggio al sottostante Calcare Massiccio che al soprastante Rosso Ammonitico. A causa del contrasto di competenza della corniola con entrambe le unità soprastanti, il passaggio sovente è sede di dislocazioni e/o mascherato da coperture detritiche.

Ammoniti spesso piritizzate talora si rinvencono nella parte sommitale dell'unità. Echinodermi, lamellibranchi, brachiopodi ed alghe calcaree sono presenti allo stato frammentario nelle calcareniti. Radiolari e *filaments* si hanno nella parte sommitale. Dal punto di vista micropaleontologico tra i foraminiferi bentonici prevalgono i rappresentanti dei sottordini Involutinina (*Involutina sp.*, *Trocholina sp.*) e Lagenina (*Lenticulina sp.*, *Dentalina sp.*, *Marginulina sp.*, ecc.) in associazione a più rari foraminiferi porcellanacei come *Agerina martana* (Farinacci, 1959), oltre ad agglutinanti di scarso valore biostratigrafico. In base ai nannofossili calcarei, invece, le associazioni, pur se assai povere, consentono il riferimento all'intervallo NJT 2 b - NJT 5 b (MATTIOLI & ERBA, 1999). Infatti, rinvenendovi *Crepidolithus* spp., *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE (1952), *Mitrolithus elegans* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT (1954) e, in particolare, *Mitrolithus jansae* (WIEGAND) BOWN in YOUNG *et alii*, 1986 in associazione a *Crepidolithus plienschachiensis* CRUX, 1985, è possibile riferire la porzione basale dell'unità ad un Sinemuriano inferiore; la successiva comparsa di *Mitrolithus lenticularis* BOWN, 1987 e di *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) NOEL 1965, individua il Sinemuriano superiore; infine la *First Occurrence* (=FO) di *Biscutum finchii* CRUX, 1984, *Lotharingius primigenius* BOWN (1989) e di *L. hauffii* (GRÜN & ZWEILI in GRÜN *et alii* 1974) nella parte sommitale dell'unità indicano un Plienschachiano superiore. Pertanto, l'unità si estende dal Sinemuriano inferiore al Plienschachiano superiore.

L'ambiente di sedimentazione è chiaramente pelagico e rappresenta le fasi sin e post annegamento della piattaforma del Calcare Massiccio; le possibili batimetrie, se inferiori o superiori ai 200 m, sono oggetto di discussione da parte degli A.A. (FARINACCI, 1959; CENTAMORE *et alii*, 1969; COLACICCHI *et alii*, 1988, *cum bib.*; BOMBARDIERE, 1993; FARAONI, 1996). Tenendo conto sia delle biofacies che delle litofacies con abbondanti apporti detritici grossolani, nonché delle potenze, il Settore W appare caratterizzato da una più elevata energia e da fondali con solchi più subsidenti, se non più profondi.

Sinemuriano inferiore p.p.- Plienschachiano superiore

4.2. - MARNE DI MONTE SERRONE (RSN)

La sedimentazione dell'unità, parzialmente eteropica con il Rosso Ammonitico, sembra essere limitata alle aree meridionali del foglio. Affiora: nel Settore E estesamente nella dorsale M. Birbone-Forca di Monteleone [110-120-150-160] e più a SE nel gruppo dei Monti D'Ocri [160]; nel Settore W: sul versante W della dorsale M. Montecchio-Colle Cesa Lunga [060]; lungo la strada che porta a Gabbio [140] e nei rilievi a S di Acqualacastagna [090] che comprendono M. Calvo [130].

Buone esposizioni si hanno nella Sezione [090]: lungo la strada che collega il valico della Somma a Montebibico; a S di M. Contino (NINI *et alii*, 1995), in cui si osserva anche il passaggio alla sottostante corniola; lungo la strada tra la Somma e Ancaiano, a NE di Torrecola e nell'incisione valliva a W di M. Calvo [130], ove sono ben visibili le parziali eteropie con il Rosso Ammonitico.

La sezione tipo della formazione (PIALLI, 1969) è stata istituita solo 15 km più a N, nell'adiacente F° 324 "Foligno". Studi a carattere più regionale sono stati effettuati da CENTAMORE *et alii* (1969), da COLACICCHI *et alii* (1970, 1988), da STOICO & BALDANZA (1995) e da PARISI *et alii* (1996).

La formazione è costituita da marne e marne argillose grigie, in minor misura verdi o a fiamme rossastre, con intercalazioni di calcari marnosi, in strati di 5-25 cm con superfici nodulari. La selce grigia o verde, raramente presente nel Settore E, è, invece, frequente sia in liste che in noduli nel Settore W. Frequenti sono le intercalazioni calcarenitiche in strati spessi anche 1 m, talora gradati, come a M. Calvo [130]. Nelle aree di Montebibico- Torrecola [060-090] compaiono livelli di 1-2 m di calcari nodulari rossi per cui l'unità in parola è ritenuta parzialmente eteropica con il rosso ammonitico. Olistoliti di Calcare Massiccio sono stati osservati entro queste marne in corrispondenza del Fosso di Cortaccione [060].

Le potenze nel Settore E sono comprese fra i 10 ed i 40 metri, mentre nel Settore W sono di poco maggiori: 10 m a S e 70 m più a N.

L'unità è a luoghi totalmente eteropica con il Rosso Ammonitico mentre in altri casi lo è solo nella sua porzione medio-inferiore (M. Calvo [130]) o in alcuni suoi tratti (M. Montebibico- Torrecola [060, 090]).

Verso l'alto l'unità passa -con contatti non sempre ben visibili- o ai Calcari Diasprigni oppure, quando presenti, ai Calcari e marne a Posidonia. Quest'ultimo contatto -assai graduale per progressiva riduzione della frazione argillosa- è osservabile a E di Pieve di Vallocchia [060] e nei pressi di Acqualacastagna [090].

Nel corso dei rilevamenti non sono state rinvenute ammoniti differentermente da quanto regionalmente segnalato (POZZA & BAGAGLIA, 2001). Tra i foraminiferi sono prevalenti i rappresentanti del sottordine Lagenina (*Lenticulina sp.*, *Paralinelgulina sp.*) e rari agglutinanti. La nannoflora fossile -molto ben conservata in questo litotipo- ha consentito di riconoscere le nannozone NJT5b p.p. fino alla NJT7

che permettono il riferimento dell'unità al Toarciano inferiore e medio (BALDANZA & MATTIOLI, 1999).

Le profondità dei fondali -se abbiano superato i 200 m (ambiente di piattaforma medio-esterna) solo occasionalmente o permanentemente- sono ancora ampiamente discusse dagli A.A. (CENTAMORE *et alii*, 1969; PIALLI, 1969; COLACICCHI *et alii*, 1988, *cum bib.*; PARISI *et alii*, 1996, *cum biblio*; COLACICCHI *et alii*, 1999, etc.). La sedimentazione sembrerebbe essere avvenuta nel Settore W in un ambiente più profondo ed a minor energia di quanto si osserva nel settore E.

Toarciano inferiore p.p. - Toarciano medio

4.3. - ROSSO AMMONITICO (RSA)

L'unità affiora in modo discontinuo -a causa di estese coperture detritiche e/o boschive - nel Settore E del foglio sui versanti meridionali di M. Maggio [080], con maggiore continuità sui versanti della Val Casana [070- 110- 120], quindi sul versante meridionale del M. dell'Eremita [110] e su quelli di SW del M. Aspra [150-160], mentre nella Sezione [040] è sostituita dal gruppo del Bugarone (II,3.2.). Nel Settore W affiora nelle zone di Patrico [060], più a S fra M. Pirocchio e Colle Capriglia [100] ed a S. Mamiliano [140], più a W in sinistra del T. Tessino [050] e nella zona Acqualacastagna- Valdarena- Somma- Pincano [090-130].

Le migliori esposizioni si trovano: sulla strada che collega il valico della Somma a Montebibico, a S di M. Contino [090] (NINI *et alii*, 1995); a S di M. l'Eremita [110] (sezione fossilifera studiata da VENTURI, 1973); lungo la strada S. Anatolia di Narco - Gavelli, a NE di Caso [070] ove è esposta la porzione superiore della formazione ed il passaggio ai calcari e marne a Posidonia.

Nel corso di questi rilevamenti l'unità è stata studiata a Salto del Cieco [150].

L'unità è costituita da calcari fango-sostenuti variamente marnosi rosso violacei, talora avana, a superfici nodulari in strati da 3 a 25 cm, con venature verdi, alternati a marne più o meno argillose di aspetto fogliettato, rosse con fiammate verdi. I colori verdastri sembrano prevalere avvicinandosi al contatto con le sottostanti *Marne di Monte Serrone*, specie nelle aree meridionali del Settore W [100, 130]. Talora sono notevoli le tracce di bioturbazione (M. l'Eremita [110]). Ad W di M. Calvo [130] l'unità-che per il suo ridotto spessore è stata assimilata alle *Marne di Monte Serrone*- nella porzione superiore presenta alcuni strati di *pebbly mudstones*.

Le potenze nel Settore E sono comprese fra i 10 ed i 25 m con l'eccezione dei 50 m osservati nell'area di Montebibico [080]. Nel Settore W sono leggermente maggiori ed aumentano spostandosi verso W: raggiungono i 50 m nei rilievi a S di Spoleto [050], i 75 m nei pressi di M. Contino- Acqualacastagna [090], ma

risultano assai inferiori (25-45 m) nelle aree più meridionali.

Il passaggio laterale eteropico con le *Marne di Monte Serrone* si osserva in più punti lungo il versante orientale del M. Aspra [150]. Le coperture detritiche e/o boschive raramente permettono di osservare i passaggi alle unità di tetto che avvengono sia con i calcari e marne a Posidonia, non sempre presenti, che con i calcari diasprigni. Il primo passaggio (**RSA/POD**) è in genere tanto graduale che sul terreno non sempre è facile coglierlo, pur se marcato da un progressivo aumento di calcari o da alternanze fra i litotipi delle due unità. Il passaggio diretto ai calcari diasprigni (**RSA/CDU**) è ben visibile al M. Coscerno [070, 100] e lungo la strada per Pincano [080] ove, risultando ben esposto, graduale e concordante, consente di documentare l'assenza dei Calcari e marne a Posidonia.

Rari i ritrovamenti di ammoniti nelle aree di SE, al contrario di quanto risultato nella zona di M. Coscerno [070] ed in corrispondenza del versante W del M. dell'Eremita [110], ove è stata rinvenuta e studiata una completa successione (VENTURI, 1973). Qui sono state riconosciute sia le litozone del Rosso Ammonitico umbro (a- marnosa calcarea grigio-verde; b- argilloso marnosa rossa; c- marnosa nodulare rossa; d- calcareo marnosa rossa), che le cenozone (a- Falcifer; b- Mercati; c- Erbaense), documentate da ammoniti appartenenti alle sottofamiglie *Harpoceratinae* e *Hildoceratinae*. Una sezione particolarmente bella era stata messa a giorno mediante uno scavo a N di Forchetta del Salto [150] (a SW del M. Aspra), ma -dopo i prelievi- il Corpo Forestale ne ha imposto la "riambientazione" e la copertura (CASTELLANO, 1990-91). I foraminiferi rinvenuti presentano uno scarso valore cronostratigrafico, ma sono importanti dal punto di vista paleoecologico. Gli abbondanti nannofossili calcarei permettono di riconoscere le nannozone dalla NJT 5 b alla NJT 8 e di estendere l'unità al Toarciano superiore.

Poiché materiali franati di Rosso Ammonitico sono stati rinvenuti entro le *Marne di Monte Serrone*, si deduce che il suo ambiente di sedimentazione, pur se sempre riferibile ad un ambiente di piattaforma esterna, fosse più profondo di quello della predetta formazione (**RSN**), con cui è parzialmente eteropico.

Sulla base delle associazioni faunistiche, microfaunistiche e dei nannofossili calcarei si ricostruisce un ambiente di mare aperto in progressivo approfondimento.

Toarciano inferiore p.p. - Toarciano superiore p.p.

4.4. - CALCARI E MARNE A POSIDONIA (**POD**)

In letteratura questa unità viene anche indicata come formazione a *Bositra buchi*.

Nel Settore E del foglio affiora: in modo discontinuo in sinistra del F. Corno, a Forca Spina, a NW ed a E di Butino [120]; da M. Birbone [110] fino ai versanti di SE del M. Aspra [150] e non affiora nello spigolo di NE perchè sostituita dal

gruppo del Bugarone. Nel Settore W affiora a M. Solenne [100] e nelle dorsali Colle Cesa Lunga-Montecchio-le Cese [060-100], ad Acqualacastagna-M. Ceca-
locco [060-130].

Buone esposizioni si trovano lungo la S.S. Spoletina, in una cava dismessa subito ad E di Caprareccia [060] e lungo la strada che corre ad W di Monte San Martino [130]. Nel corso dei presenti rilevamenti la formazione è stata studiata nelle sezioni di Costa Lata [150] e di Salto del Cieco [150].

Si hanno calcari e calcari marnosi prevalentemente detritici, di colore da nocciola fino al rosso vinaccia [110], in strati in genere molto sottili (2-10 cm), raramente da medio spessi a spessi (30-50 cm), che in taluni casi presentano sottili partimenti (2-3 cm) di marne grigio verdi, talora rossastre [130]. Intercalazioni calcilutitiche -non confondibili con i litotipi della Corniola, perchè in sottilissimi strati (1 cm)- sono state osservate in alcuni casi. Intercalazioni calcarenitiche, con evidenti caratteri di deposizione per torbida (*laminae* piano parallele, gradazioni, etc.) ed in strati da spessi (50-100 cm; M. Coscerno [070]) a plurimetrici (Montecchio-Cesa Lunga [060]), sono particolarmente sviluppati al passaggio con la soprastante unità. Nell'ambito del Settore E la selce risulta: del tutto assente nella sua fascia più orientale; rara, o presente solo nelle porzioni sommitali dell'unità, nella sua fascia più occidentale. Nel Settore W invece, la selce è presente sia in livelli che in noduli sempre più abbondanti procedendo sia verso W che verso la porzione più elevata dell'unità; in particolare, nell'area di SE di questo settore W, la selce è localizzata nelle calcareniti, verosimilmente per silicizzazione da flusso in rocce porose.

Per quanto riguarda le potenze, nel Settore E gli spessori in genere sono ridotti (10-40 m). Nel Settore W, invece, gli spessori sono assai maggiori e molto più variabili (20-180 m); in particolare, nella sua fascia più orientale, si individua una depressione longitudinale con incremento progressivo degli accumuli da S (100 m) verso N (180 m) che si rastremano -trasversalmente- verso WSW.

L'unità presenta uno sviluppo orizzontale discontinuo, grossolanamente lenticolare. Come già supposto sia da COLACICCHI *et alii* (1970), che da DECANDIA (1982 a), i Calcari e marne a Posidonia sono parzialmente eteropici, per indentazione, con la porzione inferiore dei Calcari Diasprigni ai quali passano anche verso l'alto. Entrambi questi aspetti possono essere colti sia a S di Acqualacastagna, che lungo la strada per Montebibico [090]. Il passaggio verso l'alto **POD/CDU** -pur se non è ben distinto- è caratterizzato da: comparsa sia di abbondante selce policroma, che di silicizzazione diffusa; marcata riduzione sia delle marne, che dei calcari, sovente di colore verdastro (Salto del Cieco [150]).

Negli strati calcarei sono molto abbondanti (pertanto diagnostici) gusci di Posidonidi (= *filaments*) e presenti, talora, brachiopodi, briozoi, echinodermi, fora-

miniferi (Lagenina e Textulariina). Non avendo rinvenuto ammoniti, lo studio dei nannofossili calcarei si è rivelato assai utile ai fini cronostratigrafici avendo consentito il riconoscimento delle biozone NJT 8 a , b, c che permettono di riferire l'unità al Toarciano superiore *p.p.*-Aaleniano superiore (BALDANZA & MATTIOLI, 1992; 1999 a, b); CRESTA *et alii*, 1988; MATTIOLI, 1993, 1994, 1995; MATTIOLI & ERBA, 1999).

L'ambiente di sedimentazione permane quello di piattaforma esterna.

Toarciano superiore p.p.- Aaleniano superiore

4.5. - CALCARI DIASPRIGNI (CDU)

Questa unità in letteratura viene indicata dai vari A.A. (ad es. CENTAMORE *et alii*, 1971; CHIOCCHINI *et alii*, 1976; etc.) in sinonimia, da parziale a totale, con : Calcari a Posidonia, Calcari a *Bositra buchi*, Calcari ad Aptici, Marne ad Aptici, Scisti ad Aptici, Calcari granulari con diaspri, Radiolariti, Diaspri.

Nel Settore E l'unità affiora lungo la fascia orientale del foglio nelle zone di Nortosce [040], a S di M. Maggio [040- 080], nella Valle del F. Corno fino al M. D'Ocri [120-160], estesamente nella dorsale M. Coscerno-M. Aspra [070, 110, 150]. Nel Settore W affiora in strette fasce a S di M. Galenne [030]), sul versante occidentale della dorsale Colle Cesa Lunga-Le Cese [060-100] e, più a S, sia a M. Solenne [100], sia nelle zone fra il Monte e M. S. Angelo [140], che lungo il bordo occidentale del foglio nell'intera dorsale M. Castello-M. Cecalocco [050- 090- 130].

Le buone esposizioni non sono molto frequenti, anche perchè in corrispondenza di questi litotipi, in genere, si hanno suoli spessi sui quali si impostano fitti castagneti. Fra le migliori esposizioni si indicano quelle a S di M. Contino sulla strada tra la Somma e Montebibico [090], lungo la strada Belvedere-Ancaiano (dove questa attraversa il Fosso Formicaro [100]) e sulla strada tra Salto del Cieco e Castellonalto [150]. In queste ultime due esposizioni, così come lungo la S.P. Borgo Cerreto-Poggiodomo (a S di Rocchetta [040]) e lungo la strada Monteleone di Spoleto-Cascia (in località Ponte delle Ferriere [120]), si riconoscono sia la litofacies dei calcari a Saccocomma (attualmente riconosciuta come membro) e ad Aptici sia le caratteristiche intercalazioni calcarenitiche, che il passaggio alla soprastante maiolica. Nel corso dei presenti rilevamenti l'unità è stata studiata in corrispondenza della sezione Salto del Cieco [150] e la sua porzione sommitale nella sezione Collerisana SW [050].

L'unità è costituita da calcari, da fango-sostenuti a grano-sostenuti, e da calcari selciferi, di colore grigio verdastro, con noduli, liste e livelli di selce (25 cm

in [080], 40 cm in [040]), particolarmente abbondanti nella porzione centrale se non, addirittura, prevalenti, di colore rosso, vinaccia, bruno, o tipicamente verde.

La stratificazione particolarmente sottile (4-10 cm) è un carattere diagnostico, anche se in alcuni casi sono presenti strati di 30-40 cm (dorsale Montecchio-Cesa lunga [060], Rocchetta [040]) a causa della diffusione di materiale assai finemente detritico. A luoghi sono state osservate intercalazioni centimetriche di marne variamente argillose (a SW di Spoleto [050]) o di areniti grossolane radiolaritiche ocracee, talora sciolte (Rocchetta [040]), talaltra cementate (a SW di Spoleto [050]). A volte, nella porzione sommitale dell'unità è presente la litofacies dei calcari a Saccocoma e ad Aptici, potente da 0 a 40 m, cui sono frequentemente associati potenti livelli di calcareniti. Si tratta di calcari da biancastri ad avana a grigio verdi, nocciola, a frattura piano-concoide molto ampia, a volte con puntini arancioni, in strati più spessi dei sottostanti (10-30 cm) talora con superfici irregolari o nodulari, con spessi livelli bioclastitici verdastri. La selce -complessivamente meno abbondante che negli strati sottostanti- quando presente, è in liste o, subordinatamente in noduli, solo di colore biancastro (a W del T. Tessino [050]). Al di sopra di questi calcari sono frequenti canalizzazioni colmate da livelli detritici -analoghi a quelli delle intercalazioni- con tipiche strutture per processi di torbida (gradazioni, *laminae* piane e ondulate, etc.), costituiti da calcareniti (Eggi [020], dorsale Montecchio-Cesa Lunga [060], M. Maggio [080], strada Belvedere- Ancaiano [100]) o da calciruditi (M. Calvo [130]); non raramente costituiscono veri e propri orizzonti continui, grossolanamente stratificati, talora estremamente spessi: metrici (80-120 cm (rilievi di Bazzano [020], a N di Ferentillo [140]); plurimetrici (6-7 m Forchetta del Salto [150]); decametrici (10-20 m presso Ancaiano [100]; 15-20 m presso Nortosce [040]). Quest'ultimi sono ben osservabili lungo la vecchia mulattiera che unisce Nortosce con la sua Stazione, sotto l'abitato di Rocchetta [040]), sul versante S di M. Maggio [080] ed al Ponte delle Ferriere [120].

Complessivamente i calcari diasprigni presentano potenze comprese fra i 50 e gli 80 m, localmente con aumenti anche notevoli dovuti alla presenza di intercalazioni detritiche: 120 m (Pincano [090]); 120-150 m (Rocchetta [040]), 150 m (lungo la S.S. Valnerina [100, 140]) e di 200 m (M. Maggio [080]).

Le unità al letto dell'unità, come detto più volte, variano da luogo a luogo, sia per la presenza di successioni ridotte o condensate, sia per eteropie della sua porzione inferiore. Nella porzione mediana -nei pressi di M. S. Martino [130]- è stato osservato un episodio detritico, ricco di *filaments*, che ricorda litofacies presenti nei sottostanti calcari e marne a Posidonia. Il passaggio verso l'alto alla Maiolica non è sempre facilmente individuabile sul terreno, non tanto perché variabile da zona a zona, quanto a causa sia della sua gradualità che della somiglianza dei li-

totipi, specie quando allo stato di regoliti. In genere ci si può basare sull'aumento dello spessore degli strati, sul diverso tipo di fratturazione e sull'ulteriore diminuzione della selce. Nei rilievi di Bazzano [020], nella dorsale Montecchio-Cesa Lunga [060], a M. Birbone [110], nei rilievi circostanti Monteleone di Spoleto [120, 150, 160] ed in specie in nei dintorni di M. Calvo [130] il passaggio è marcato da un continuo livello calcarenitico. Analoghe intercalazioni detritiche sono, però, presenti anche nella porzione basale della maiolica.

Resti di *Saccocoma* sp. sono concentrati negli orizzonti estremamente spessi della porzione superiore dell'unità, associati a numerosi aptici e, talora, a brachiopodi. Moltissimi sono i radiolari ed i resti filamentosi. Pur se il litotipo dei calcari diasprigni non risulta favorevole alla conservazione dei nannofossili calcarei, l'analisi dei livelli a più elevata frazione calcarea ha permesso di riconoscere le biozone sia NJT9 (Bajociano) che NJ19 (Oxfordiano-Kimmeridgiano), mentre l'intervallo compreso fra queste (Bajociano-Oxfordiano) non è riconoscibile nelle nostre aree per assenza della maggioranza dei *markers* tipici. BALDANZA (cfr. II, 7.) ritiene che non sia un fatto legato alla diagenesi ed alla presenza di sedimenti silicei, ma sia, piuttosto, un problema paleoecologico. Sulla base dei dati a radiolari, però, l'inizio di questa sedimentazione (CDU) apparirebbe regionalmente e riferibile ad un Bajociano (BARTOLINI *et alii*, 1995; BAUMGARTNER *et alii*, 1995). Per quanto osservato nelle aree limitrofe si ritiene che questi Calcari Diasprigni siano di età Bajociano superiore-Titonico inferiore(?).

L'esistenza di eteropie laterali indica che i fondali erano ancora disuniformi. La progressiva diminuzione del contenuto in selce ed il contemporaneo aumento della frazione calcarea rimarca che è in atto una notevole variazione nell'ambiente di sedimentazione. Circa la batimetria entro cui si è sedimentata questa unità è ancora in corso un ampio dibattito -in base alla controversa interpretazione di alcuni fenomeni osservati- se esso fosse o non-fosse particolarmente profondo, al di sotto o ben al di sopra della paleosuperficie di compensazione dei carbonati.

Bajociano superiore - Titonico inferiore (?)

4.6. - MAIOLICA (MAI)

L'unità è conosciuta in letteratura -specie se antica- con il nome di "Calcare rupestre" per la sua elevata resistenza all'erosione.

Affiora assai estesamente nella porzione sommitale di tutte le dorsali meridiane come quelle: di M. Maggio [040-080]; del M. Coscerno - M. Aspra [030-070-100-150]; di M. Galenne [020-030] e di Colle Cesa Lunga - M. Montecchio [020-060] e a E della Valle del F. Corno [080, 120]. Tra le esposizioni più continue e meglio

osservabili si indicano quelle: di Madonna delle Scentelle (S.S. Spoletina ad E di Forca di Cerro [020]), lungo la S.S. della Valnerina (a N di Ceselli [100]); lungo la strada montana tra Monte San Vito e Campofoglio [110]; tra Salto del Cieco e Castellonalto [150], parzialmente campionata nel corso dei presenti rilevamenti.

L'unità è costituita da calcari fango-sostenuti (*mudstones*) bianchi o avorio, a frattura concoide, in strati spessi 10-50 cm che presentano tipiche stiloliti e selce in noduli, lenti e liste, di colore grigio o nero. A luoghi sono presenti intercalazioni centimetriche di argille marnose nerastre, in alcuni casi bituminose, che tendono ad aumentare verso l'alto. Nei dintorni di Ruscio-Leonessa la colorazione della maiolica -fatto anomalo- appare giallastra.

Nella roccia sono presenti impurità costituite da minute sferule nere visibili a occhio nudo (ossidi metallici) nonché grossi noduli di marcassite che raggiungono un diametro anche di 10 cm (ad es. Agghielli [050]). Localmente, nella porzione inferiore dell'unità, si hanno intercalazioni di calcareniti spesse anche 70-80 cm, che presentano laminazioni da torbida e colorazione rosata e nocciola; la presenza negli strati adiacenti (a WSW di Collerisana [050]) di *Calpionella alpina* (LORENZ, 1922) fa riferire questi strati sicuramente alla maiolica. Questi apporti detritici sembrano aumentare notevolmente in sinistra del F. Nera e verso l'estremo E del Foglio.

In corrispondenza degli alti morfologico-strutturali giurassici le facies basali di questa unità sembrano leggermente differenziate: la selce sembra più scarsa e gli strati presentano facce nodulari, con tracce di dolomitizzazioni che appaiono come numerosissime e minute "sferule" di colore arancione ocraceo, talora estese a tutto lo strato (rilievi ad W ed a SW di Spoleto [010,050], Colle Petroso [130]).

Le potenze, pur se ancora variabili, tendono ad uniformarsi (intorno ai 250 m), ma riducendosi in corrispondenza degli "alti" giurassici. Nel Settore E i maggiori spessori si hanno nelle zone più orientali (270 -330 m nella dorsale M. Coscerno-M. Aspra [070, 110, 150, 160] ed i 370 m lungo la valle del F. Corno[120]).

Nel Settore W gli ispessimenti sono più modesti (270 -300 m).

Il passaggio alle soprastanti marne a fucoidi si realizza gradualmente nell'ambito di una decina di metri; il tipico colore bianco di questa unità diviene prima più "sporco" -anche per la presenza di macule violacee e/o scure- dopo più grigiastro e nel contempo: aumenta la frazione marnoso-argillosa; la stratificazione diviene più sottile; compaiono fenomeni di *slumpings* ed un orizzonte di selci nere (Bazzano [020], Rocchetta [040]). Il passaggio è ben osservabile: nel Settore E a Biselli [040]; a M. Civitella [070]; nei pressi dello Scoglio Sacro (strada Roccaporena-Capanne di Roccaporena [080]); ad W di M. Carpenale [080] in una successione rovesciata; a Ponte delle Ferriere [120]; a Belvedere [140] e lungo la strada Castellonalto-Salto del Cieco [150]; nel Settore W nei pressi di: le

Aie [060], Rubbiano [010, 050] e San Renzano, Meggiano e Montebibico [090].

Per quanto riguarda la macrofauna nella porzione basale dell'unità, nel Fosso della Paladina [050] sono state rinvenute rare ammoniti -in associazione ad apticeri- tra le quali *Berriasiella privasensis* (PICTET, 1867) del Berriasiano.

La microfauna tipica è costituita da radiolari (individuabili anche alla lente) e da tintinnidi (*Calpionella alpina* LORENZ, 1902, *C. elliptica* (CADISCH, 1932), *Calpionellopsis simplex* (COLOM, 1939), *Remaneilla cadischiana* (COLOM, 1948), *Tintinopsella longa* (CADISCH, 1939), etc.) indicanti la Zona a *Calpionellopsis simplex* ed a *Cs. oblonga*. La sedimentazione fangoso-calcareea ha permesso la buona conservazione dei nannofossili calcarei che dal Titonico si rinnovano e si arricchiscono di forme resistenti alla dissoluzione come *Conusphaera mexicana* TREJO, 1969 o importanti biostratigraficamente come *Hayesites irregularis* THIERSTEIN, 1972 (= *Rucinolithus irregularis*) al tetto della NC5 (inizio dell'Aptiano inferiore); si ritrovano il passaggio fra le biozone NJ19 e NJ 20, quindi le biozone NJK, NK1-3 ed NC 4- 5. L'unità risulta, quindi, riferibile al Titonico inferiore p.p.- Aptiano inferiore p.p.

L'unità, presentando caratteri omogenei nella sua porzione medio-superiore, indica che nel bacino si stanno ripristinando sia l'omogeneità del tasso di subsidenza che il tipo di sedimentazione e che era in corso il livellamento dei fondali disarticolati dalla precedente tettonica giurassica.

Titonico inferiore p.p.- Aptiano inferiore p.p.

4.7. - MARNE A FUCOIDI (FUC)

Nella letteratura "classica" questa unità è stata pressochè sempre indicata come *Scisti a fucoidi*.

Gli affioramenti dell'unità fiancheggiano le principali strutture in entrambi i Settori, ma nel Settore W risultano più frequenti ad occidente della linea tettonica della Valserra (III, 3.2.1), pur se prevalentemente frammentari e discontinui. Buone esposizioni dell'unità si hanno per la porzione inferiore a: Biselli [040]; Ponte delle Ferriere [120]; Salto del Cieco [150]; le Aie [060], in cui è presente il "Livello Selli"; per la porzione superiore: lungo la strada per Campofoglio (Monte San Vito [120]). Nel corso dei presenti rilevamenti l'unità è stata parzialmente esaminata in corrispondenza delle sezioni di Fonte Colle Ventoso [050] e di Monte San Vito [120].

L'unità è costituita da ripetute alternanze di marne calcaree, marne e marne argillose di colore da verdastro a grigio (da scuro a chiaro), a rossastro o variegato in cui la componente calcarea aumenta verso l'alto. In base alla colorazione,

regionalmente vi sono stati distinti i seguenti cinque livelli, dal basso verso l'alto: a) grigio verdastro con alla base il "livello Selli", *marker* di importanza regionale; b) rossastro inferiore; c) nerastro-marrone in cui prevalgono argille bituminose e *black shales*; d) rossastro superiore; e) biancastro con altri livelli di *black shales*. Gli strati sono assai regolari e sottili (10-25 cm), con superfici nette e le marne, di differente cromatismo, risultano fissili in *laminae* millimetriche, da cui l'antica denominazione di "scisti". La selce è talora presente in liste, rossa o nera nella porzione centrale dell'unità, mentre appare diffusa in quella sommitale nella quale, in corrispondenza del versante E di Monte Berretta [150], costituisce un orizzonte (10 m) di calcari selciosi scuri. Livelli detritici sono presenti nella zona di Monteleone di Spoleto [120] ed a N di Ferentillo [140].

Questa unità, per l'elevata presenza della frazione argillosa, oltre che costituire uno dei principali livelli "impermeabili" dell'intera successione (IV, 4.), rappresenta uno dei principali livelli incompetenti che nel corso delle dislocazioni, favorendo la localizzazione delle zone di taglio, ha subito notevoli fenomeni tettonici di laminazione o di ispessimento.

Le potenze risultano variabili in funzione degli apporti detritici, in genere più abbondanti nelle porzioni orientali di entrambi i Settori. Nel Settore E nella fascia orientale si raggiungono gli 80-100 m mentre in quella occidentale si hanno spessori di 50-60 m. Nel Settore W si osserva un analogo andamento: a oriente si raggiungono le maggiori potenze (90-100 m) e le minori ad occidente (40 m).

Il passaggio alla soprastante scaglia bianca è molto graduale ed avviene in un tratto di dieci metri, con una diminuzione del contenuto marnoso. Sul terreno, convenzionalmente, lo si è posto fra il tetto dell'ultima intercalazione argilloso-marnosa grigia ed il primo livello di selce nera. Il passaggio è ben visibile a M. Civitella [070], a Monte San Vito lungo la strada per Campofoglio [110] e nel Settore W sulla strada che conduce al serbatoio idrico di Monte Puro [050] e a Meggiano [100].

Molto frequenti le bioturbazioni tipo *Planolites*, *Chondrites* e *Zoophycus* denominate complessivamente "fucoidi", da cui la denominazione dell'unità. Sono presenti, inoltre, radiolari e foraminiferi (*Ticinella* sp., *Hedbergella* sp., *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI, 1942), *Rotalipora appenninica* (RENZ, 1936), etc.). Il litotipo, grazie alla elevata frazione argillosa, mostra una discreta preservabilità nei confronti della nannoflora che, fornendo interessanti eventi, ha consentito l'individuazione delle nannozone dalla NC6 fino a parte della NC9 (PREMOLI SILVA & SLITER, 1999). La formazione risulta, quindi, riferibile all'Aptiano inferiore *p.p.* Albiano superiore *p.p.*

L'ambiente, in cui non si sono ancora raggiunte completamente condizioni di omogeneità -come dimostra la presenza di livelli detritici, pur se ora prevalente-

mente localizzati- è di tipo pelagico a bassa energia, con episodi disossici, legati anche a verosimili fluttuazioni climatiche.

Aptiano inferiore p.p. - *Albiano superiore*. p.p.

4.8. - SCAGLIA BIANCA (SBI)

Gli affioramenti, abbastanza continui, si rinvennero nelle stesse località di quelli delle marne a fucoidi. Nel Settore E si osservano lungo le valli del F. Corneo-Fosso Tissino ed intorno ai rilievi del M. Coscerno [070] e del M. Berretta [150]; nel Settore W affiorano lungo la valle del F. Nera e più a occidente bordano i principali rilievi. Una esposizione quasi completa della formazione si ha a Monte San Vito [110], mentre esposizioni parziali si hanno lungo le strade tra Vallo di Nera e Mucciafora [030], tra Roccaporena e Cascia [080], fra Baiano di Spoleto e Meggiano presso il F.so S. Antonio [050]. Queste ultime due esposizioni, oltre a quella di M. S. Vito, sono state analizzate nel corso dei presenti rilevamenti.

Si tratta di calcari fango-sostenuti variamente marnosi, da bianchi a debolmente grigiastri, in strati di 10-35 cm, eccezionalmente di 50 cm, con intercalazioni assai subordinate sia di marne che di liste e noduli di selce nera o grigiastra, talora zonata, bianco o rosata. Sul versante orientale di M. Pianciano (Fonte Canale, Fosso di Montefiorello) [030] viene segnalato un orizzonte di calcari anche selciferi, di colore rosato e verdognolo con selce rossa e nera, facilmente confondibile sul terreno con alcuni orizzonti della soprastante scaglia rossa. Intercalazioni detritiche con *laminae* piane da correnti trattive sono state osservate in tutto il Settore E.

Nella porzione sommitale, a circa 15 metri dal tetto, è, in genere, presente il *livello guida* “Bonarelli”, di importanza interregionale, noto in letteratura anche come “Scisti ittiolitici” o “Scisti bituminosi”, di spessore compreso fra i 10 ed i 200 cm per cui non risulta sempre rintracciabile sul terreno. Si tratta di un livello anossico-ittiolitico costituito da marne e da argille bituminose di colore marroncino, nerastro ed ocre; nella sua metà inferiore sono noti due (in taluni casi uno solo) livelli continui di selce nera, spessi una decina di centimetri.

Il “Livello Bonarelli” -da poco sviluppato ad assente nelle aree di SW del foglio- è, invece, ben riconoscibile: nel versante occidentale del M. Bazzano [020]; lungo la strada Meggiano-Baiano (2 metri) [050]; a W di Meggiano, nei pressi della chiesa di S. Giovanni [090]; a monte di Fonte del Fosso sulla strada per Mucciafora [030] e a S di Biselli, a Colle degli Istrici [040].

Le potenze dell'unità nel Settore E si aggirano fra i 60-80 m, ma raggiungono i 100- 150 m a meridione. Nel Settore W sono di gran lunga inferiori, mediamente 20-40 m, e sono comprese fra i 70 m a N ed i 100 m a S.

Il passaggio alla soprastante Scaglia Rossa, non sempre visibile, si manifesta con la comparsa di selce rosata o rossa in liste e noduli cui segue, in genere, la comparsa di calcari rossi o rosati. Questa variazione cromatica verso colorazioni rosse dei calcari non ha un costante carattere diagnostico, poichè può scomparire a causa di assai diffusi fenomeni di decolorazione.

Resti di pesci e radiolari sono presenti, a luoghi, nel “livello Bonarelli”.

La microfauna dell'unità è costituita da abbondanti foraminiferi planctonici (in particolare: *Rotalipora appenninica* (RENZ, 1936), *R. cushmani* (MORROW, 1934), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI, 1942) e *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI, 1942), etc. che consentono un riferimento all'intervallo che va dalla Zona a *Rotalipora appenninica* alla Zona a *Whiteinella archaeocretacea* (Albiano superiore p.p. - Turoniano inferiore). I nannofossili calcarei, nonostante i litotipi favorevoli alla loro conservazione permettono solo una assegnazione a livello di piano (II, 7.2.1.3.). In base alla microfauna la scaglia bianca è riferibile all'intervallo Albiano superiore p.p.- Turoniano inferiore p.p.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico, ma si trova a ridosso della piattaforma carbonatica risentendo dell'instabilità dei suoi margini, come documentato dalle intercalazioni detritiche più diffuse e potenti nelle aree sub-bacinali di SE del Foglio.

Albiano superiore p.p. - Turoniano inferiore p.p.

4.9. - SCAGLIA ROSSA (SAA)

In letteratura è nota anche come *Scaglia rosata*.

E' l'unità che, assieme alla maiolica, occupa la maggior parte delle aree del foglio 336. Nel Settore E affiora specie nello spigolo di NE ed intorno alla dorsale M. Coscerno-M. Aspra. Nel Settore W affiora lungo la Valle del F. Nera, all'estremo margine occidentale del foglio e nelle zone di M. Solenne (versante orientale [100]) e di M. Fionchi. Tra le esposizioni più continue si citano quelle delle Torri di Scheggino [070] e di Monterivoso [140] (COLACICCHI *et alii*, 1985). Esposizioni interessanti si hanno nel Settore E lungo la strada tra Vallo di Nera e Mucciafora [030], nei pressi di Monte San Vito [110], tra Castellonalto e Salto del Cieco [150], sulla strada tra Ruscio e M. Alto [160] e nel Settore W fra le Porrelle e Patrico [060] ed a S di San Valentino lungo S.S. Valnerina [100]. Studi di dettaglio relativi a porzioni di questa unità sono stati effettuati in corrispondenza delle sezioni di Baiano [050] e di Roccaporena [080].

Nell'unità sono distinguibili tre litofacies dal basso verso l'alto: a) calcari fango-sostenuti (*mudstones*) e calcari marnosi rosati a luoghi con bande policro-

me, con selce rossa in liste e noduli (Turoniano *p.p.*-Campaniano *p.p.*); b) marne calcaree e marne di colorazione più intensa talora rosso mattone scuro (Campaniano *p.p.*-Eocene inf. *p.p.*); c) calcari fango-sostenuti e calcari marnosi rosati con selce in liste e noduli (Eocene inf. *p.p.*-Eocene medio *p.p.*).

I calcari, dalla tipica frattura scagliosa, non raramente appaiono di colore biancastro per decolorazione. La stratificazione è netta con strati spessi 10-40 cm.

Sono presenti calcareniti/calclutiti canalizzate, in strati anche metrici, talora gradati o con laminazioni da correnti trattive, evidenziate, quando calcilutitiche, dalla disposizione degli abbondanti foraminiferi. Questi episodi, la cui colorazione biancastra li rende sovente individuabili anche a distanza, sono presenti in entrambi i Settori a varie altezze stratigrafiche, con particolare sviluppo:

- a) nella porzione inferiore dell'unità: a l'Eremita [030], in val Casana [070], a Monterivoso [140] ed a Colle Ulivo [140] ove gli strati spessi (anche oltre i m 1,5) contengono *pebbly mudstones* e clasti (sia isocroni che eterocroni), talora prevalenti su pelagiti/*mudstones* (BALDANZA *et alii*, 1982; COLACICCHI *et alii*, 1985, etc.);
- b) nella parte medio-superiore: nella Valle del F. Nera [030] il primo grosso evento torbiditico (20 m) è riferibile al Maastrichtiano; aumentano sensibilmente sia verso E (Collegiacone, Ocosce [080]) che nelle Sezioni di SE ove -fatto particolare- le calciruditi presentano un colore rosso mattone. Nelle aree di Bazzano [020] sono presenti solo livelli decimetrici.

Fenomeni di *slumpings* sono stati osservati in Valnerina [030] e nell'area di SW [130].

Per quanto riguarda le potenze è possibile darne solo una indicazione approssimativa. Infatti, l'unità, sia per la sua relativa scarsa competenza che per costituire, in genere, la porzione più corticale dei piegamenti, presenta di frequente mesopieghie e piani di taglio, che ne rendono ardua la valutazione.

Nel Settore E sono state stimate potenze parziali di 250-300 m, con valori minimi di 160-180 m e massimi di 360 m a meridione. Nel Settore W gli spessori sono complessivamente inferiori: 200 m circa a W e 300 m a E.

La Scaglia Rossa passa verso l'alto sia alla Scaglia Variegata, che alla lito-facies delle Marne di Colle Castellano (MONACO, 1989), non distinta in carta (II, 4.10.). Il passaggio alla scaglia variegata è graduale ed avviene con: scomparsa della selce; aumento della componente marnosa; comparsa di livelli grigio verdastri. Il passaggio è osservabile a S. Giuseppe (lungo la strada Mucciafora-Roccatamburo [080]), e nei pressi di Poggioprincipato [080], ma non è stato possibile osservarlo nelle aree più occidentali. Il passaggio alle Marne di Colle Castellano (MONACO, 1989) è ben visibile lungo la strada per Collegiacone [080] ove si realizza bruscamente con comparsa di marne grigio verdastre e di abbondanti calcareniti torbiditiche a nummuliti.

Dal punto di vista biostratigrafico l'unità, in base ai foraminiferi planctonici (II, 7.2.1.1., II, 7.2.2.1), si estende dalla Zona a *Whiteinella archaeocretacica* alla Zona P10 p.p (BLOW, 1969) fino alla NP 14 p.p. (NOCCHI *et alii*, 1988).

I nannofossili calcarei consentono -per la porzione cretacea- solo una assegnazione ai piani. Nell'ambito dell'unità si verifica il passaggio Cretacico/Paleocene che vede la improvvisa estinzione delle forme tipicamente mesozoiche e la brusca comparsa di quelle cenozoiche.

Le scariche di materiale detritico, causate dall'instabilità dei margini della piattaforma carbonatica, sembrano accentuarsi durante questo intervallo con picchi nel Santoniano/ Campaniano e nel Maastrichtiano. Tutta la sedimentazione si verificava in un ambiente bacinale.

Turoniano inferiore p.p. - *Eocene medio* p.p.

4.10. - SCAGLIA VARIEGATA (VAS)

Affiora nel Settore E nelle sinclinali di Collegiacone [040-080], di Poggiodomo-Usigni-Butino [040-080-120-160] ed al fronte dei sovrascorrimenti del M. Coscerno [030-080] e di M. S. Angelo [140]. Nel Settore W gli affioramenti sono scarsi se si escludono quelli in corrispondenza delle sinformi tra Montefiorello e Scheggino [030-060] ed intorno alla zona a settentrione di M. Solenne [100]. Non si sono osservate esposizioni complete dell'unità; fra le parziali si segnalano quelle a N di Castel San Felice [070], lungo la strada per Mucciafora [030-070], lungo quella per Forca di Cerro [070], nella zona di Usigni [120] e ad E di M. Solenne [100].

Si hanno alternanze policrome, sovente a fiamme, di colore rosso, grigio e verde di marne variamente argillose e di calcari marnosi sottilmente stratificati (strati spessi 5-20 cm), a luoghi con selce nera e rossa come a Castel S. Felice in [070]. Calcareni in strati sottili sono presenti nelle aree di ESE. Talvolta l'unità non è ben individuabile sul terreno per i suoi caratteri transizionali (ad es. nell'area spoletina [050]), talaltra si giunge a riconoscervi tre membri, dal basso verso l'alto: a) calcareo marnoso rosso e grigio-verde; b) calcari e marne grigie con selce nera; c) marnoso rosso (MONACO *et alii*, 1987; NOCCHI *et alii*, 1988; MONACO, 1989).

Nelle zone più orientali del foglio ed in particolare nella sinclinale di Collegiacone [080] si ha una variazione laterale di litofacies, indicata come Marne di Colle Castellano, costituita da marne grigie caratterizzate da un notevole incremento di calciruditi e di calcareniti torbiditiche a nummuliti. Questa litofacies, non distinta in carta e non riconosciuta nelle Sezioni [030-070], sostituisce da parzialmente a totalmente prima la scaglia variegata e, poi, parte della porzione

inferiore della scaglia cinerea. I passaggi da questa litofacies sia alla scaglia variegata che alla scaglia cinerea sono ben visibili, in giacitura rovesciata, lungo la strada per Collegiacone.

Gli spessori complessivi oscillano fra i 30 ed i 60 metri, ma è segnalato un valore massimo di 70-90 m nei rilievi ad W del F. Nera [030].

Il passaggio alla soprastante Scaglia Cinerea, non sempre ben precisabile per la sua gradualità, si è fatto convenzionalmente coincidere con la fine delle colorazioni rossastre e con il marcato aumento della frazione argillosa (LOWRIE *et alii*, 1982; etc.). Questo passaggio è ben esposto lungo la strada per Mucciafora e Roccatamburo [110] e, in giacitura rovesciata, lungo la strada per Collegiacone [080] (ove è osservabile anche quello alla sottostante scaglia rossa), presso Valle Marina [050] e lungo la strada di Collecomprato [030].

Il contenuto micropaleontologico è costituito da foraminiferi planctonici e da nanfossili calcarei. Sulla base delle associazioni sia dei primi (Zone P10 *p.p.*-P17 *p.p.*;) che dei secondi (Zone NP14 *p.p.*-NP21 *p.p.*) l'unità risulta riferibile all'intervallo Eocene medio *p.p.*-Eocene superiore *p.p.*

In questo intervallo di tempo continuano nel bacino le importanti scariche di materiali provenienti dal margine della piattaforma carbonatica.

Eocene medio p.p. -Eocene superiore p.p.

4.11. - SCAGLIA CINREA (SCC)

Affiora nel Settore E al nucleo delle sinclinali di: Collegiacone [040- 080]; Poggiodiomo-Usigni-Butino [080-120-160] e di M. S. Angelo [140]. Nel Settore W affiora al nucleo della sinclinale Montefiorello- Scheggino [030-060], nei dintorni di M. Solenne [100] ed a S. Giovanni di Baiano [050]. La migliore esposizione si ha lungo la S.S. Spoletina presso il bivio di Meggiano [030].

Studi di questa unità sono stati effettuati nelle stesse località menzionate per la sottostante scaglia variegata.

L'unità consta di ripetute alternanze di calcari marnosi e di marne, calcaree in basso ed argillose in alto, di colore grigio verde o cenere. La stratificazione in genere è sottile (10-30 cm), con strati spesso amalgamati o fogliettati a causa di movimenti di taglio.

Calcareni grossolane bioclastiche (a macroforaminiferi), in strati da medi a spessi di color avana, sono presenti nella sinclinale di Montefiorello [030], a Forchetta di Usigni [070], presso Fosso della Forca e S. Valentino (a E del sovrascorrimento del M. Solenne [100]) e nelle aree più orientali del foglio.

La potenza dell'unità è mal valutabile a causa vuoi della scarsa competenza dei materiali che la costituiscono e, di conseguenza, della sua elevata deformabilità, vuoi della localizzazione in essa di numerosi piani di taglio.

Le stime effettuate in campagna oscillano intorno agli 80-120 m con punte superiori nei rilievi ad W del F. Nera [030, 100].

Nella zona orientale del foglio si osserva la variazione laterale fra la porzione inferiore di questa unità (SCC) e le Marne di Colle Castellano che, in corrispondenza della sinclinale di Collegiacone, sostituiscono parzialmente anche la sottostante scaglia variegata. Il passaggio al soprastante bisciaro è graduale, ma rapido, marcato dalla comparsa sia di selce nerastra a bordi tipicamente sfumati (strada a Sud de l'Immagine) che di calcareniti. Questo passaggio, sovente mascherato, è, però, osservabile ad W di M. Scorticato [140] ed a W di Castel S. Felice [070].

Il contenuto micropaleontologico è costituito da abbondanti foraminiferi planctonici e bentonici di acqua profonda riferibili all'intervallo fra le biozone P 17 *p.p.*-N4a, e da associazioni a nannofossili calcarei (NP 21 *p.p.*-MNN1d). Pertanto, sulla base di queste associazioni, la formazione risulta riferibile all'intervallo Eocene superiore *p.p.*- Aquitaniano inferiore *p.p.*.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico, batiale medio- inferiore.

Eocene superiore p.p. - Aquitaniano inferiore p.p.

4.12. - BISCIARO (BIS)

L'unità affiora in pochi punti del foglio ed a questa scarsità si aggiungono le diffuse coperture eluvio- colluviali che ne riducono ancor più le esposizioni. Non affiora affatto nel Settore E, mentre nel Settore W affiora nella sinclinale di Montefiorello-Scheggino [030- 060], nella zona di Forca di Bazzano [020], di Ancaiano [100] e di S. Giovanni di Baiano [050].

Uno spezzone di circa 35 m di spessore -incompleto, ma ben esposto- è stato campionato in occasione di questi rilevamenti, lungo la strada Ancaiano- L'Immagine a q. 780 circa.

Si hanno alternanze (fig. 7) di marne di colore grigio scuro o marrone con calcari marnosi a silicizzazione diffusa di color plumbeo, in strati di 20-40 cm, con ripetuti livelli e macchie di selce nera a bordi tipicamente sfumati. Si hanno anche intercalazioni: di calcareniti con caratteri di torbida [100], talvolta a glauconite; di sottili livelli vulcanoclastici di spessore centimetrico a composizione rioidacitica, di colorazione giallo-ocra per alterazione, nei quali a volte è ancora possibile riconoscere granuli feldspatici, pirosseni e biotite; di livelli argilloso limosi bianco giallastri.

L'unità, complessivamente assai resistente all'erosione, dovrebbe presentare una potenza senz'altro superiore ai 35 m misurati (Ancaiano-L'Immagine [100]), ma questo valore non è precisabile nell'ambito del F° 336 "Spoleto", poiché non



Fig. 7 - Strada l'Image-Ancaiano [100] lungo la quale è ben esposta una parte dell'unità bisciaro. In alto: aspetto generale delle alternanze costituenti l'unità; al centro: particolare che mette in evidenza l'abbondanza di selce nera in liste ed in lenticelle; in basso: intercalazioni calcarenitiche sedimentatesi per torbida con al letto uno spesso livello di selce nera.

affiora l'unità schlier che, in base a conoscenze regionali, dovrebbe trovarsi al tetto.

Numerosi sono i macrofossili segnalati in letteratura nei fogli limitrofi (denti di pesce, echinidi, pteropodi, spicole di spongiarii, etc). In base al contenuto micropaleontologico osservato, i foraminiferi planctonici ed i nannofossili calcarei, consentono, rispettivamente, un riferimento alle biozone N4b-N6 e MNN1d-MN-N3a. In base a datazioni assolute magnetostratigrafiche fuori foglio viene riferita all'intervallo fra i 21,9 ed i 17,1 milioni di anni (COCCIONI & MONTANARI, 1994). L'unità può, quindi, essere riferita all'Aquitaniense inferiore -Burdigaliano *p.p.*

Trattandosi dell'ultima unità carbonatica della successione umbro-marchigiana, la quale precede una potente sedimentazione silicoclastica, essa testimonia una netta variazione degli apporti e dell'ambiente di sedimentazione che, in base alle lito-bio facies, potrebbe essere individuato in un batiale superiore.

Aquitaniense inferiore p.p. - Burdigaliano p.p.

4.13. - MARNOSO ARENACEA UMBRA (E ROMAGNOLA) (MUM)

Questa unità affiora esclusivamente nel settore di NW del foglio, occupando la stretta fascia occidentale della Sezione [010] e l'area tra Colle Fabbri e Scartaci [050], ma si estende notevolmente nei fogli adiacenti ad W, NW e a N.

Le esposizioni sono molto rare sia per la generale giacitura a franapoggio che per l'elevata degradabilità del litotipo, il quale risulta quasi ovunque coperto da una sottile coltre eluvio-colluviale. Per questi motivi, nell'unità non sono state riconosciute e distinte unità di rango inferiore.

La porzione dell'unità affiorante è nettamente pelitico arenacea: vi prevale la frazione argillosa, talora siltosa (argille e marne), di colore da avana a grigio e le assai subordinate intercalazioni di arenarie sono sottilmente stratificate.

La potenza valutabile della porzione affiorante è stimabile in circa 700 metri.

Il passaggio alla sottostante unità non è osservabile in questo foglio (dovrebbe ricadere più ad W nell'adiacente F° 335 "Todi"). Al disopra dell'unità appoggia -tramite una superficie erosiva- il Sintema di Morgnano ed in particolare i subsintemi San Filippo (MGN₁) o Colle Fabbri (MGN₂).

In base alle analisi dei foraminiferi rinvenuti sono state riconosciute le biozone da N8 fino a N10 ed in base ai nannofossili calcarei le biozone MNN5a (bassa)-MNN7 che corrispondono all'intervallo passaggio Burdigaliano/Langhiano-Serravalliano superiore.

La marnoso arenacea s.l. ricadente in questo intervallo è stata di recente suddivisa artificialmente -senza significato geologico-sedimentario, ma per necessità informatiche- in una marnoso-arenacea "umbra" burdigaliano-langhiana (= pre-Contessa; MUM) ed in una "romagnola" serravalliano-tortoniana (= post-Contessa; FMA). In questo foglio, sia per la mancanza del megastrato Contessa, sia per

la non-differenziabilità di litotipi (DAMIANI *et alii*, 1997), nonché per le difficoltà di campionatura, non si è stati in grado di effettuare questa recente distinzione. Pertanto, per esigenze/vincoli di coordinamento (denominazioni e sigle) e per evidenziare queste particolarità cronostatigrafiche, si è denominato questo particolare litotipo marnoso-arenaceo: “marnoso arenacea umbra (e romagnola)”, con sigla MUM.

Si tratta di torbide diluite sedimentatesi in ambiente batimetricamente batiale.
Burdigaliano p.p. - Serravalliano superiore

4.14. - UNITÀ DI VALLOCCHIA-BELVEDERE (VLH)

Affiora con cattive e limitate esposizioni nei pressi di Vallocchia-Castelmonte [060] e di Belvedere [100, 140]. In quest’ultima località appoggia in discordanza angolare sulla scaglia rossa, mentre nella prima appoggia sia sulla scaglia rossa, sia sulla scaglia variegata, che sulla scaglia cinerea, al di sotto delle *klippen* di Castelmonte e di Acqua del Favo che sono ricollegabili all’unità tettonica di Spoleto, come segnalato anche da DUFOR & MAGNE (1979).

Nei dintorni di Belvedere si hanno areniti, ruditi poligeniche, anche ad elementi arrotondati con abbondante matrice -sabbiosa, a cemento carbonatico, o argilloso-sabbiosa- e subordinate marne. Invece, più a N, nei pressi di Vallocchia-Castelmonte si ha modo di osservare che ruditi -del tutto simili- passano verso l’alto ad alternanze di argille, di argille sabbiose e di arenarie in strati anche di 30 cm, contenenti ciottoli. I clasti sono costituiti da frammenti di scaglia rossa, di conglomerati e di selce.

I contatti sia a letto che a tetto sono tettonici e la formazione stessa appare deformata da numerosi piani di taglio successivi alla sua sedimentazione, motivi per i quali la potenza è imprecisabile; quella massima affiorante raggiunge i 70 m.

Il rinvenimento di una ostracofauna e di una nannoflora calcarea caratteristica e non rimaneggiata (CIPOLLARI & COSENTINO, 1997), oltre a fornire indicazioni ambientali, documenta una età serravalliana medio-superiore (MNN6b-MNN7), più antica di quanto precedentemente ritenuto (Tortoniano sommitale/Messiniano; DECANDIA & GIANNINI, 1977 a; DECANDIA & TAVARNELLI, 1991a).

La sedimentazione -parzialmente coeva con la marnoso-arenacea umbra (e romagnola) (II, 4.13.)- si è verificata per flusso gravitativo in un *thrust-top basin* di ambiente marino poco profondo.

Serravalliano medio-superiore.

5. - SUCCESSIONI CONTINENTALI A LIMITI INCONFORMI (=UBSU)

Queste successioni continentali sono state descritte e/o cartografate dagli antichi A.A. come “Villafranchiano”. Malgrado i più recenti lavori pubblicati ed i rilevamenti effettuati è stato necessario -da parte di A.V. Damiani e di M. Lemmi- condurre una specifica revisione sul terreno ed effettuarne, in base alle recenti norme sulla stratigrafica sintemica, nuove distinzioni. Sono stati così individuati 2 Supersintemi (Tiberino, Conca di Rieti) a loro volta suddivisi in sintemi (8), in subsintemi (4) e, talvolta, in litofacies (7).

5.1. - SUPERSINTEMA TIBERINO

I depositi continentali riferiti al Supersintema Tiberino affiorano assai estesamente nei dintorni di Spoleto, costituendone anche parte della piana (4 Sintemi) e, in modo subordinato, sia poco più a S nei dintorni di Montebibico [090] (1 Sintema), che più a SE nei dintorni di Montefranco [130-140], nel bacino idrografico del F. Nera (1 Sintema). Questi sintemi non sono facilmente correlabili fra loro -se non in via ipotetica (fig. 8)- a causa della variabilità laterale delle facies, delle discontinuità degli affioramenti e della intensissima attività antropica (agricola e mineraria; IV, 2.).

Studi di questa sedimentazione, che poggia discordante direttamente sul substrato pre-pliocenico, sono stati effettuati recentemente sia da COLTORTI & PIERRUCCINI (1997 a, b), che, a carattere più regionale, da BONINI (1997), ma emergono differenze -non solo interpretative- convalidate da ricerche condotte dallo scrivente presso gli Archivi di Stato.

5.1.1. - Sintema di Morgnano (MGN)

Il sintema affiora nei rilievi collinari che circondano a SW e ad W l'attuale piana di Spoleto. Le esposizioni sono discontinue, di piccola entità e profondamente modificate dai tanti lavori di coltivazione sia agricola che mineraria. Quest'ultima è stata particolarmente intensa; infatti nella porzione inferiore del sintema (**MGN₂**) è stato rinvenuto un notevole orizzonte lignitifero, coltivato per circa ottanta anni, in più miniere, raggruppate, poi, sotto la denominazione Morgnano-S. Croce-S. Angelo in Mercole (IV, 2.; REL. SUL SERV. MINERARIO, 1868-1955; SABELLA, 1959; GE.MI.NA., 1963; etc.).

Sulla litostratigrafia della successione non abbondano le informazioni dettagliate (CAPELLINI, 1882; RICCI, 1882) anche se numerosi sono stati i sondaggi effettuati dalla Soc. Terni, nel corso della sua pluridecennale attività mineraria, dei

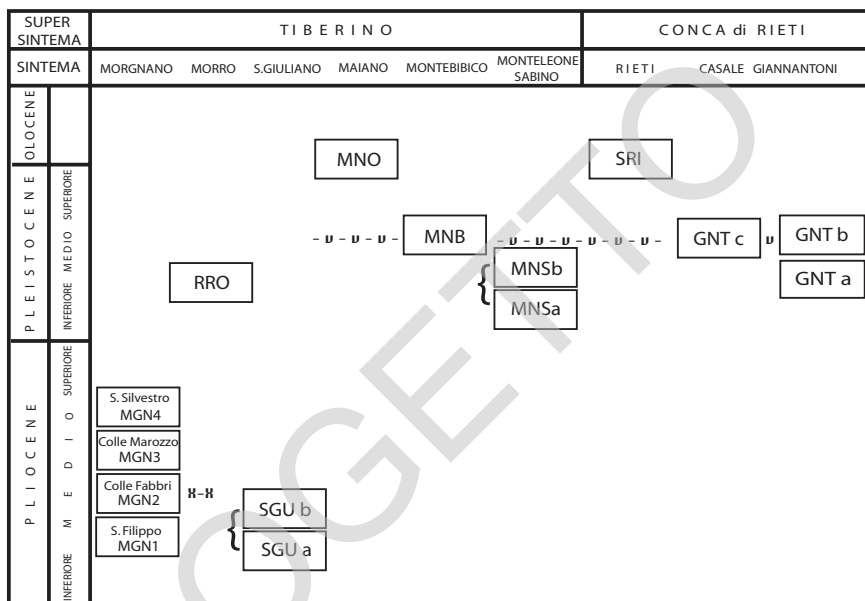


Fig. 8 - Tentativo di correlazione delle unità continentali distinte nel Foglio 336 "Spoleto". Con X-X si indica la posizione della malacofauna del Pliocene medio rinvenuta al tetto del banco lignitifero. Con V-V-V si indicano le vulcanoclastiti le cui datazioni assolute, in zone adiacenti, hanno indicato una età compresa fra i 491 ± 3 ka ed i 230 ± 3 ka, intervallo ricadente nel Pleistocene medio.

quali, però, non se ne conoscono né le precise ubicazioni né i dati litostratigrafici.

I depositi in questione sono affetti da una intensa tettonica, quasi per nulla evidente in superficie a causa dei loro litotipi, ma ben segnalata - anche con caratteri compressivi - in sottosuolo, nel corso dei lavori minerari (RICCI, 1882; SABELLA, 1959; GE.MI.NA., 1963; etc.).

Nei seguenti 4 subsintemi si può riconoscere un ciclo di sedimentazione avendosi dall'alto verso il basso:

- MGN₄ - ghiaie con intercalazioni di sabbie e di limi argillosi;
- MGN₃ - areniti limoso-argillose, talora con intercalazioni ruditiche;
- MGN₂ - argille variamente limose o sabbiose, nella cui porzione inferiore è stato rinvenuto un importante livello (6-8 m) di lignite, oggetto di coltivazione in passato (IV, 2.);
- MGN₁ - ruditi grossolane prevalentemente a spigoli vivi in basso ed arrotondate in alto, con subordinate intercalazioni di sabbie e di limi sabbioso-argillosi. Non sempre presente.

Il sintema, potente varie centinaia di metri, appoggia con modalità discordanti, tramite una superficie prossima ad un piano debolmente rimodellato, sulla marnoso arenacea umbra (e romagnola) (I, 1.2.; II, 4.13).

Nel corso dei lavori minerari è stata rinvenuta una mammalofauna che ha consentito, in base alla più recente bio-crono-stratigrafia il riferimento della porzione inferiore del Subsintema **MGN₂** al Pliocene medio (II, 5.1.1.2.).

L'ambiente continentale sembra evolvere da un fluviale torrentizio, ad un lacustre, quindi ad un fluvio-lacustre. Il battente d'acqua deve essere stato sempre assai modesto e, pertanto, si ritiene che il notevole spessore dei depositi sia essenzialmente dovuto a rilevanti e ripetuti basculamenti del substrato piuttosto che a subsidenza generalizzata.

Pliocene inferiore p.p.(?) - superiore p.p. (?)

5.1.1.1. - Subsintema di San Filippo (**MGN₁**)

Affiora discontinuativamente a N del T. Marroggia [010], in corrispondenza della stretta fascia all'estremo occidentale dei depositi continentali che costituiscono le colline a W di Spoleto. Le principali esposizioni si hanno nei dintorni di Casa Colle Greco e di San Filippo, ma nel corso dei lavori minerari in sottosuolo, analoghi depositi sottostanti all'orizzonte lignitifero sono stati segnalati saltuariamente anche altrove.

Si tratta di ruditi, spesso cementate, costituite da clasti calcarei, sia a spigoli vivi che a bordi arrotondati, di dimensioni mediamente comprese tra i 3 ed i 15 cm. A luoghi -ma non sempre- è stata osservata una scarsa matrice limoso-sabbiosa. I clasti sono costituiti prevalentemente da elementi mesozoici riferibili alle unità calcari diasprigni, maiolica, corniola e molto subordinamente a scaglia bianca ed a scaglia rossa.

Lo spessore dei depositi non è costante; oscilla da 0 metri fino a valori massimi di circa 100 m, verosimilmente colmando -più o meno parzialmente- incisioni trasversali legate al modellamento vallivo da poco ripreso.

I depositi appoggiano discordanti sulla marnoso arenacea umbra (e romagnola) come si osserva presso le località Casa Colle Greco e San Filippo.

In tutte le relazioni minerarie di sottosuolo, i litotipi oggi riferiti a questo Subsintema -quando presenti- passano verso l'alto al Subsintema **MGN₂**.

Si formula l'ipotesi che questo subsintema (**MGN₁**), possa essere coevo con il Sintema San Giuliano (**SGU**; II,5.1.2.), rappresentandone le facies più distali; infatti, entrambi sono l'iniziale colmamento della paleodepressione spoletina, prevalentemente costituito da clasti giurassici.

Per un riferimento cronostratigrafico del subsintema -in base a quanto si dirà nel paragrafo successivo- esso è senz'altro da ritenersi non più giovane del Pliocene medio e non più antico del Serravalliano superiore (II, 4.13). In base ad ulteriori considerazioni quali: i caratteri dell'evoluzione regionale, il momento della emersione definitiva ed i momenti deformativi, la deposizione

del subsintema sembra potersi restringere all'intervallo alto Pliocene inferiore (?) - Pliocene medio p.p.

Il deposito può essere identificato con l'inizio del ciclo sedimentario continentale -forse ancora in ambiente subaereo- che colmerà la paleodepressione spoletina. I clasti potrebbero essersi localizzati sul fondo di paleovallecole ad andamento trasversale, ma si dubita che i materiali possano provenire dai Monti Martani. In tal caso, infatti, ed al contrario di quella che è la situazione reale, fra i clasti dovrebbero essere presenti anche elementi arenacei (II, 4.13) ed assenti quelli delle unità del mesozoico inferiore, unità che affiorano solo ad W dello spartiacque della catena Martana.

Pliocene inferiore p.p. (?) - medio p.p.

5.1.1.2. - Subsintema di Colle Fabbri (MGN₂)

Affiora, rispetto al T. Maroggia: in sinistra lungo la stretta fascia longitudinale che corre da oltre Terraia (a N), fin quasi a Scartaci (a S; zone del Cementificio) [010]; in destra all'interno di Spoleto (Duomo, stadio, Parco Chico Mendez) e nelle località Loreto e San Rocco [050]. Le attuali esposizioni sono assolutamente infelici a causa: prima, dell'intensa attività di coltivazione mineraria delle ligniti presenti nella porzione inferiore del subsintema (discenderie, pozzi, trincee, discariche, etc.; IV, 2.); poi, dell'intensa attività agricola e dell'espansione urbana in queste zone collinari.

Il subsintema è costituito essenzialmente da argille azzurrastre -recentemente accertate mediante sondaggi anche nell'area urbana di Spoleto- da marne chiare (biancastre, giallastre) con intercalazioni -a vari livelli, ma specie verso l'alto- di limi variamente sabbiosi. Nella porzione inferiore del subsintema è stato rinvenuto e coltivato un potente orizzonte di lignite importante, non solo economicamente (IV, 2), ma perché costituisce la chiave per la ricostruzione stratigrafica dell'intero sintema **MGN**.

Diversamente da quanto realizzabile oggi sul terreno, la successione è meglio ricostruibile in base agli antichi rilevamenti ed alle osservazioni effettuate quando l'antropizzazione -dovuta sia all'attività agraria che mineraria- non era affatto sviluppata (CAPELLINI, 1882; RICCI, 1882; relazioni in varie date sia del Corpo Reale delle Miniere, che dei direttori dei lavori, etc.). Dei dati relativi alle decine di sondaggi -anche dei più recenti- spinti fino a profondità di circa 500 m- se ne è persa traccia (IV, 2.). Quindi, notevole è il contributo del RICCI (1882) relativo ai 650 m di trivellazioni a carotaggio continuo, spinte fino a profondità massima di 64 m e distribuite su 5894 m di allineamenti, eseguite, immediatamente ad E di S. Angelo in Mercole, al fine di valutare la porzione meridionale del giacimento

di lignite. Secondo questo A., al di sotto delle areniti e delle ruditi riferiti nelle presenti Note a **MGN₄**, si sarebbe avuto dall'alto verso il basso:

- f - marne gialle potenti 6-7 m;
- e - marne biancastre potenti 20 m circa;
- d - argille azzurre con resti di conchiglie continentali, fetide nelle porzioni inferiori, spesse circa 60-65 m;
- c - argille scure torbose, contenenti filliti e resti di piante palustri, potenti 4-5 m in cui furono distinte due fasi di sedimentazione;
- b - argille azzurre analoghe a quelle indicate in (d), potenti quasi 23-25 metri;
- a - orizzonte lignitifero. Secondo RICCI (1882) si sarebbe trattato di due livelli complessivamente potenti 13 m, con tendenza a ridursi verso N; quello inferiore più potente e privo di episodi elastici sarebbe risultato più idoneo alla coltivazione. Invece, i successivi lavori minerari hanno accertato la presenza di uno solo livello della potenza media di 8 m, talvolta ripetuto per faglia.

Al letto delle ligniti i lavori in sottosuolo, condotti in tutto il distretto minerario, accertarono la presenza di altre argille attraversate per esigenze di coltivazione anche da gallerie (IV, 2.), mentre al loro tetto LOTTI (1926) indica la presenza di livelli di sabbie, di marne e di calcari friabili ricchi di fossili lacustri e, talora, di cristalli di gesso.

La pluridecennale attività mineraria ha ripetutamente messo in evidenza che i depositi di questo subsistema hanno subito l'azione di una intensa tettonica sia sindeposizionale, che ha deformato e dislocato il materiale vegetale che si stava accumulando, che successiva -con caratteri apparentemente anche compressivi- vuoi longitudinali che trasversali.

L'orizzonte lignitifero (IV, 2.), immergente a N 85°E con inclinazioni comprese fra i 30° ed i 40°, per la sua continuità orizzontale (4,5 x 1 km; accertata in sottosuolo tramite oltre 20 km di gallerie, come specificato in varie relazioni e verificato anche su mappe delle coltivazioni rintracciate presso la Soc. TERNI), rappresenta un fondamentale livello di riferimento (= *marker*). Originariamente, la testata dell'orizzonte si poteva "seguire perfettamente in superficie per oltre 3 Km" (SABELLA, 1959), affiorando nei dintorni ed alla sommità di Colle Fabbri, sopra la Fontana di S. Filippo, ad E e nelle pendici settentrionali di Colle S. Silvestro, a W del Castello di Morgnano ed in località Morro (a N di Morgnano) ove era stato messo a giorno mediante una grande trincea. Il "banco", inoltre, era stato messo in evidenza più a valle, dall'erosione, su entrambe le sponde del Rio Treppettino (attuale ramo di sinistra del Fosso Alveo; CAPELLINI, 1881; etc.), in corrispondenza delle quali risultava spostato da una faglia trasversale di oltre 200 m; infine, il "banco" risultava subaffiorante -sempre secondo un allineamento N-S, pressoché parallelo agli affioramenti delle testate- circa 600 m a W di S. Angelo in Mercole,

essendo le ligniti rialzate per faglia.

Una particolare successione affiora discontinuamente per circa 1600 m² in mezzo alle case poco ad E della sommità di Colle Fabbri [010], contornata (specie a E ed a NE) da campi coltivati di natura argillosa, con chiazze pluridecametriche fortemente arrossate. Questa successione, pur se con una certa difficoltà, può essere approssimativamente così ricostruita, dall'alto in basso:

- copertura di breccie carbonatiche di vario colore (biancastro, rosso, nero, etc.) sovente con strutture vescicolate; talora l'accumulo sembra caotico, altre volte i clasti appiattiti (5-6 x 0,5-0,8 cm) sono isoorientati suborizzontalmente;
- roccia di aspetto travertinoso in orizzonti di colore bianco-giallastro, in strati pluridecimetri non-netti, con intercalati sia pacchi di *laminæ* biancastre (stromatolitiche ?) che livelli centimetrici duri, marnosi (58% CaCO₃), translucidi sulle superfici di frattura, molto compatti, a superfici non piano parallele, di colore rosato sempre più intenso procedendo verso il basso;
- roccia massiva di colore grigio scuro di aspetto granulare, in alto a struttura bollosa e a superficie sommitale limite macro-mammellonare.

Al microscopio vi sono state riconosciute strutture "a feltro" e scoriacee (II, 7.1.; DAMIANI & PECCERILLO, 2003; MELLUSO *et alii*, 2003).

Secondo lo scrivente, questa particolare piccola successione non è altro che il prodotto di trasformazione termica, in seguito a fusione, di materiale argilloso/marnoso sotto l'effetto del calore sviluppatosi per l'autocombustione delle ligniti subaffioranti. Come tali venivano, infatti, già considerate da i "vecchi" A.A. e denominate "marne rosse combuste" (RICCI, 1882), "argille calcinate derivanti dalla combustione spontanea delle testate lignitifere" (RELAZIONE SERVIZIO MINERARIO, 1884; etc.), costituenti una "fascia color mattone dovuta alla cottura dell'argilla a seguito dell'ossidazione della lignite posta a contatto con l'argilla medesima" (SABELLA, 1959). Questa genesi pirometamorfica viene confermata dai sottostanti lavori minerari, dalle caratteristiche strutturali delle litofacies, dalla composizione mineralogica e chimica di queste ultime, da quelle dei minerali e delle fasi che non le rendono assimilabili a nessuna composizione magmatica in muratura (cfr. Appendice II, 7.1.). L'autocombustione è un fenomeno assai noto al tetto dei combustibili ed in particolare delle ligniti (CAPACCI, 1890 pag. 1491), ben descritto nella letteratura mondiale. Queste litofacies pirometamorfiche **MGN_{2a}**, pertanto, possono classificarsi come "porcellaniti" (*sensu* : A.G.I. 1966, 1973, 1987; HOFFMAN, 1988; etc.) i cui protoliti -secondo lo scrivente- potrebbero individuarsi nei livelli prima indicati come e) ed f), nonché in quelli segnalati da LOTTI (1926) al tetto delle ligniti.

A proposito della genesi di queste particolari rocce, però, non si può sottacere che recentemente secondo STOPPA (1988), STOPPA *et alii* (1991, etc.) -diversamente

da quanto indicato sopra ed in II, 7.1- si tratterebbe di una magmatite e precisamente di un dicco subvulcanico a composizione eurenitica (leucite - wollastonite - melilitolite; *IBIDEM*) incassato in una breccia ad elementi colorati e circondato da un'aureola termometamorfica. In base ad una datazione radiometrica K/Ar ("whole rock") la roccia avrebbe una età di 550 ka (Pleistocene medio; STOPPA, 1988).¹⁾

Gli spessori del subsintema sono mal precisabili a causa della continua ripetizione di faglie messe in evidenza in sottosuolo, ma non visibili sul terreno, comunque, i valori ricostruiti sulla base dei dati dei vecchi sondaggi (RICCI, 1882) concordano con quanto oggi osservabile e si aggirano intorno ai 100-120 m.

A letto delle ligniti i lavori di sottosuolo accertarono argille, così come riferito da vari A.A. Invece, per RICCI (1882) le ligniti si sarebbero trovate direttamente a contatto con quello che veniva indicato allora come "cenozoico" (= attuale marnoso arenacea umbra (e romagnola); IV, 4.13), per GE.MI.NA. (1963) poggerrebbero su conglomerati, mentre per altri A.A su breccie. Secondo lo scrivente le variabilità di questi appoggi non sono in contrasto fra loro; infatti, egli ritiene, che le ligniti si siano depositate, per aggradazione, in un bacino in cui convergevano varie paleovalli, quindi appoggiando o sul fondo di queste con materiali clastici più o meno evoluti, oppure sulle loro sponde o interfluvii, costituiti dalla marnoso arenacea umbra (e romagnola).

Al tetto delle ligniti, talora si avrebbero livelli di sabbie, di marne e di calcari friabili ricchi di fossili lacustri e di cristalli di gesso (LOTTI, 1926).

Verso l'alto il subsintema (**MGN₂**) passa nelle porzioni meridionali del bacino al subsintema **MGN₃** che si rastrema verso N, mentre nelle porzioni occidentali ed a N del T. Maroggia -a causa di questa riduzione- passa direttamente con rapidità al subsintema **MGN₄**, a ben più elevata energia. Se si fa eccezione di due punti (Case il Monte e Cimitero di Santa Croce) il contatto vero e proprio non è visibile sul terreno, ma solo deducibile. A luoghi il subsintema sottosta, per aggradazione, al Sintema **RRO** (II, 5.1.3) ed in questo caso il contatto non è mai osservabile sul terreno.

Numerosi sono i fossili trovati. In particolare, immediatamente al sopra delle ligniti sono stati rinvenuti (CAPELLINI, 1881, 1882; PANTANELLI, 1886; CLERICI,

1) *Nelle more di stampa di queste Note Illustrative il dibattito sulla natura e genesi di queste rocce è continuato essenzialmente su base petrologico- geochimica, anche se indicazioni sostanziali potrebbero ottenersi indagando sul sottosuolo (dicco "privo di radici" ?) senza prescindere da quanto da tempo segnalato.*

STOPPA F., ROSATELLI G., CUNDARI A., CASTORINA F. & WOOLLEY A. R. ribadiscono la propria interpretazione in un "commento" (*American Mineralogist* (2005) **90** 1919-1925) e MELLUSO L., CONTICELLI S., D'ANTONIO M., MIRCO N.P. & SACCANI E. replicano a detto "commento", con due risposte nelle pagine a seguire dello stesso volume (*American Mineralogist* (2005) **90** 1926-1933 e 1940-1944)

1894, 1895) “*Mammut*” *borsoni* (HAYS, 1834), *Anancus arvernensis* (CROIET & JOBERT, 1828), *Tapirus arvernensis* (CROIET & JOBERT, 1828), *Castor* sp., costituenti una fauna simile e coeva a quella di Triversa in Piemonte (KOTSAKIS, 1986). Inoltre, nelle “marne gialline” -importante per le ricostruzioni ambientali- è stata segnalata da CASTRACANE (1885) una ricca florula a diatomee (secondo le vecchie e originali denominazioni: *Cocconeis placentula* E., *Cyclotella Pantanelliana* CASTRACANE, *Cymbella cistula* EHR., *C. cuspidata* KR., *C. gastroides* KR., *C. obtusiuscula* KR., *Epithemia Hyndmanni* W. SMITH., *E. ocellata* Kz., *E. proboscidea* KR., *E. zebra* Kz., *Fragilaria Harrisonii* W. SMITH, *Gonfonema vibrio* E., *Melosiria arenaria* MOORE, *Pinnularia acuta* W. SMITH, *P. radiosa* W. SMITH). In base alle più recenti scale bio-crono-stratigrafiche (GLIOZZI *et alii*, 1997), che hanno “invecchiato” i precedenti riferimenti, la suddetta mammalofauna è indicativa del Pliocene medio, soprattutto per la presenza del *Tapirus arvernensis*.

L’ambiente di sedimentazione è quello di un vasto bacino lacustre poco profondo ed ormai uniforme, come indicato dall’estensione e dalle potenze dell’orizzonte lignitifero, ma in via di colmamento con formazione di pozze residue con momenti emersivi, come confermato dalla presenza sia della florula diatomeacea che delle stromatoliti, delle marne travertinose (?) evaporitiche, dei gessi, in ottimo accordo con la mammalofauna rinvenuta.

Pliocene medio

5.1.1.3. - Subsintema di Colle Marozzo (MGN₃)

Affiora esclusivamente fra i torrenti Maroggia (a N) e Tessino (a S), ad W, a NW e a N dell’abitato di Spoleto. I depositi di Villa Seminario e Croce di Ferro [010] sono stati compresi in questo subsintema (e non in **RRO**), per il loro carattere evolutivo regressivo.

Si tratta di depositi prevalentemente arenitico-argillosi di color grigio giallastro, talora con andamenti lenticolari, con intercalazioni di ruditi a clasti di dimensioni centimetriche ed a bordi sia subarrotondati che spigolosi.

Le potenze in sinistra del T. Tessino sono valutabili al massimo in 50 m circa, ma tendono a ridursi verso NE ove sono mal riconoscibili sul terreno e, comunque, non cartografabili per il loro ridotto spessore.

Verso l’alto i depositi riferiti a questo subsintema **MGN₃** passano ai depositi grossolani riferiti a **MGN₄**, come osservabile nelle zone di Collerisana a W di Spoleto [050].

Non essendo stati rinvenuti in questo subsintema fossili -né vegetali, né animali- ma per essere esso stratigraficamente soprastante a **MGN₂**, si può affermare che non sia più antico del Pliocene medio.

Considerando che gli spessori si rastremano verso N e NW, sembrerebbe verosimile che l'alimentazione sia provenuta dalle zone meridionali e che la sedimentazione si sia verificata in un ambiente subacqueo, lacustre.

Pliocene medio p.p. (?)

5.1.1.4. - Subsintema di San Silvestro (**MGN₄**)

Il subsintema affiora nei rilievi collinari che si estendono dal T. Tessino fino al limite settentrionale del foglio (Terraia, Case il Monte, Morgnano, Santa Croce e S. Silvestro, tutte nella Sezione [010]), e più a S nelle parti più elevate dei rilievi collinari negli immediati dintorni di Spoleto (San Tommaso [010], La Paladina, centro storico di Spoleto, Collerisana, San Porziano [050]). Buone esposizioni si hanno a Cascinano [010] ed a La Paladina [050].

Si hanno ruditi con clasti eterometrici, a grado di arrotondamento variabile, in strati da medi ad assai spessi. I clasti di dimensioni centimetrico-decimetriche (massime 15 cm), apparentemente poco selezionati, sono riferibili a varie unità mesozoiche della successione umbro-marchigiana. Sembrano prevalere a N i termini cretaci (scaglia bianca, scaglia rossa, maiolica), mentre nelle zone meridionali (La Paladina) i termini giurassici (corniola, calcari diasprigni) oltre a selce grigia ed a marne grigie. La matrice è scarsa. Localmente, sono presenti intercalazioni di limi sabbioso-argillosi, di argille sabbiose, di areniti giallastre con lamine piano parallele (Case il Monte [010]). Sono state misurate immersioni verso E ed inclinazioni di circa 25° in quest'ultima località e di 40° a Cascinano.

Gli spessori, mal valutabili a causa della continua ripetizione di faglie messa in evidenza dai lavori in sottosuolo, ma non visibili sul terreno, potrebbero raggiungere alcune centinaia di metri.

Gli sporadici episodi arenitici presenti, a N del T. Maroggia, alla base del subsintema potrebbero rappresentare le rastremazioni di **MGN₃**. Nelle stesse zone, sul subsintema (**MGN₄**), aggrada il sintema di Morro (**RRO**).

Non sono stati rinvenuti fossili. Alcuni A.A. come COLTORTI & PIERUCCINI (1997a) riferiscono questi depositi al Pliocene superiore-Pleistocene o al Pleistocene, ma si ritiene, invece, che questa rapida sedimentazione ruditica chiuda il ciclo iniziale di colmamento del bacino. Se così fosse, il subsintema -non più antico del Pliocene medio, poggiando concordante su **MGN₂**- verosimilmente non raggiungerebbe il Pleistocene e con dubbio parte del Pliocene superiore.

L'ambiente sembrerebbe ancora lacustre, anche se il bacino è, ormai, in fase di colmamento in un momento di relativa quiete tettonica che continuerebbe quella già manifestatasi durante la deposizione di **MGN₁-MGN₂**. L'alimentazione -talora canalizzata- sembra provenire da S, anche perché nelle zone meridionali

del bacino (La Paladina) le ruditi appaiono meno selezionate per la coesistenza di clasti di marne e di selce. Una eventuale provenienza della frazione clastica grossolana dalla catena martana appare ancora difficilmente giustificabile. Infatti i clasti sono pressochè totalmente carbonatici e riferibili ad unità del mesozoico inferiore che, ad W, affiorano solo sul versante occidentale di detta catena, zone dalle quali non provengono corsi d'acqua.

Pliocene medio p.p.(?)- *Pliocene superiore* p.p. (?)

5.1.2. - Sintema di S. Giuliano (SGU)

Si trova compreso fra la destra del T. Tessino ed i rilievi ad E ed a SE della piana di Spoleto. In questo sintema, costituito prevalentemente da ruditi a spigoli vivi grossolanamente stratificate e dai caratteri notevolmente prossimali, sono state distinte due litofacies il cui insieme potrebbe aver costituito una grossa conoide, all'inizio verosimilmente subaerea.

5.1.2.1. - Litofacies a (=inferiore) (SGU_a)

Questa litofacies costituisce, in destra del Fosso di Vallecchia (a S di Spoleto [050]), i rilievi pedemontani di San Pietro e di San Giuliano. L'esposizione più significativa si ha immediatamente a S della località San Pietro [050] in destra idrografica del piccolo Fosso di San Giuliano, in corrispondenza di una scarpata alta 15 - 20 m.

Si tratta di breccie calcaree cementate eterometriche con clasti a spigoli vivi o tutt'al più subarrotondati, privi di gradazione, da centimetrici a decimetrici, solo eccezionalmente maggiori di 50 cm. Gli strati estremamente spessi (4-6 m) e grossolanamente definiti, talora con lamine incrociate, immergono verso NW, con inclinazioni sull'ordine dei 25° valore che, per buona parte, potrebbe essere imputabile ad una originaria clinostratificazione.

In questa litofacies sono state comprese anche le breccie cementate osservate 4-5 km a NNW ed a NW di Spoleto, in sinistra del T. Maroggia (Busano, Monterello [010]), attorniate da depositi sabbioso-ghiaiosi riferiti a **RRO**. Queste ultime breccie presentano clasti, sempre costituiti da calcare massiccio e da corniola, ma maggiormente arrotondati di quelli osservati a San Pietro, aspetto che potrebbe essere giustificato con la maggior distalità rispetto ad una comune alimentazione da S. L'attuale non-continuità di questi depositi, nonché l'isolato affioramento di corniola a Collicelli [010] evidenzia l'esistenza e la recente età delle faglie che limitano il *graben* trasversale entro cui corre il T. Maroggia.

Non si sono raccolti dati sullo spessore complessivo della litofacies, ma, consi-

derandone il possibile sviluppo in sottosuolo, potrebbe raggiungere i 100-150 metri.

La litofacies appoggia [050], tramite una superficie erosiva, sulla corniola, presentando caratteri prevalentemente discordanti (a E di Case Mustairole), ma, talvolta, paraconcordanti (a S di Case Vallecchia); verso l'alto passa alla litofacies b (**SGU_b**), come si osserva in sinistra del Fosso di Vallecchia (a SW di Spoleto).

Non si hanno elementi diretti per precisare l'età di questi depositi e si dissente da un loro riferimento ad un generico Plio-Pleistocene o Pleistocene da parte di alcuni A.A., anche perché le unità pleistoceniche affioranti in questo paleobacino Tiberino presentano un grado di energia assai meno elevato. Se, poi, si considera che questi depositi (unitamente a quelli di **SGU_b**) rappresentano il primo colmamento del paleobacino nel settore di SE, essi potrebbero risultare coevi con parte del subsistema di San Filippo (**MGN₁**), anch'esso costituente -pur se con caratteri meno prossimali- il primo colmamento del settore di SW dello stesso paleobacino (riferito al Pliocene inferiore (?)- medio *p.p.* su base paleontologica). Il notevole grado di cementazione della litofacies potrebbe avvalorarne l'antichità.

5.1.2.2. - Litofacies b (= superiore) (**SGU_b**)

Affiora a S del T. Tessino nella zona pedemontana compresa fra il Fosso di Vallecchie e la via Flaminia (S. Anna, Mustairole, Petricola, La Cura, Case Vermontana [050]).

Si hanno ruditi calcaree localmente cementate, di dimensioni prevalentemente fra 1,5 e 4 cm (max. 15-20 cm), stratificate e con rare intercalazioni di areniti e di limi arenitico-argillosi. I clasti -con caratteri morfologici più evoluti di quelli della sottostante litofacies a- appaiono anche più eterogenei (oltre a quelli di corniola ve ne sono di rosso ammonitico e di calcari diasprigni). L'immersione degli strati è generalmente verso NW, con inclinazioni comprese tra i 15° ed i 35°, parametri giaciture grossi modo conformi a quelli della sottostante litofacies a, con la quale si osserva, a E di S. Anna a sinistra del Fosso di Vallecchia [050] un passaggio abbastanza graduale. I depositi di questa litofacies superiore (**SGU_b**) a luoghi sembrerebbero essersi incanalati ed incassati in quelli della sottostante litofacies (**SGU**), della quale sembrano rappresentarne l'evoluzione.

Non vi sono elementi certi per valutare lo spessore di questa litofacies superiore, che potrebbe raggiungere se non superare i 100 metri.

Anche in questo caso, non è facile precisare l'età di questi depositi, ma se ne potrebbe ipotizzare la contemporaneità con parte del subsistema di San Filippo (**MGN₁**), più distale e rastremato.

Al tetto del Sistema (**SGU**) non si hanno coperture. Le argille (**MGN₂**), le areniti (**MGN₃**) e le ruditi (**MGN₄**) che affiorano negli immediati dintorni di Spoleto

(ribassate dalle faglie che corrono lungo il T. Tessino) verosimilmente potrebbero rappresentare l'evoluzione verso l'alto dell'intero sintema (**SGU**).

Si pensa che l'insieme di queste due litofacies (a+b) possa rappresentare l'evoluzione di un grosso deltaconoide in ambiente lacustre, alimentato da SSE da un grosso torrente (paleoTessino ?) spintosi distalmente a NNW fino a Busano ed a Monterello [010].

Per l'intero sintema di San Giuliano sembrerebbe giustificato un possibile riferimento cronostratigrafico all'alto Pliocene inferiore (?) - medio.

Pliocene inferiore p.p. (?) - medio p.p. (?)

5.1.3. - Sintema di Morro (**RRO**)

Il sintema affiora nella Sezione [010] sia nelle porzioni di NW -alla base dei rilievi pedecollinari- incuneandosi nelle vallecicole (attuali: fossi S. Brizio, Morgnagno, Alveo, Maroggiolo; T. Maroggia), che, più a meridione, nelle aree di: S. Anastasio, Chiesa di Terraia, S. Angelo in Mercole, Morro di Busano, S. Pietro Martire. In corrispondenza di quest'ultima località parte del sintema risulta ben esposto.

Si tratta di depositi che presentano diverse litofacies a seconda che affiorino a N o a S del Fosso Alveo. A S prevalgono le areniti avana e giallastre ed i limi arenitici, con subordinate intercalazioni di ruditi a bordi arrotondati di 0,5-7 cm, a scarsa matrice arenitica. In particolare nell'affioramento di San Pietro Martire si sono osservate areniti cementate con lamine piano parallele e incrociate, immergenti verso ENE, inclinate di 20°, passanti lateralmente a ghiaie. A N del suddetto fosso, invece, i depositi presentano caratteristiche maggiormente distali; prevalgono i limi argillosi con subordinate intercalazioni di ghiaie costituite da elementi di maiolica, di scaglia rossa, e, localmente (Morro [010]), di abbondante selce nera.

Gli spessori sono notevoli e potrebbero superare il centinaio di metri, ma anche nei sondaggi non sono precisabili, trattandosi di unità clastiche in appoggio su altre unità clastiche (IV, 1.).

Questo sintema presenta al tetto solo depositi olocenici e nelle zone ribassate per faglia depositi riferibili al Sintema Maiano (**MNO**).

Non sono stati rinvenuti fossili, ma si può giungere ad un riferimento cronologico in base alle seguenti considerazioni. I depositi di questo sintema Morro in giacitura suborizzontale, appoggiano discordanti su quelli riferiti al sintema Morgnagno (**MGN**), immergenti a E con inclinazioni anche di 40°; i contatti in effetti non sono direttamente visibili sul terreno, ma la discordanza è deducibile, oltre che dal contrasto delle rispettive giaciture, dall'andamento dei limiti. Quindi, fra la sedimentazione di questi due sintemi, deve essersi verificata prima una notevole fase tettonica che ha basculato i depositi del più antico sintema

(MGN) anche di 40° verso E e, poi, essere sopravvenuto un modellamento che ha creato paleovalli (grosso modo corrispondenti a quelle degli attuali affluenti di sinistra del T. Maroggia). Solo allora la sedimentazione di questo sintema di Morro (MRR) può essersi incuneata aggradando entro le valli da poco formatesi. In base a ciò, si ritiene che la sedimentazione del sintema in oggetto, possa essere iniziata -anche se con incertezze- nel tardo Pleistocene inferiore se non nel primo Pleistocene medio.

L'ambiente di deposizione, a modesta energia, data l'estensione dei depositi, deve essere stato nuovamente lacustre. Solo successivamente è sopravvenuto il lento svuotamento di quanto rimaneva ancora del bacino acqueo.

Pleistocene inferiore p.p. (?) - Pleistocene medio p.p. (?)

5.1.4. - Sintema di Monteleone Sabino - (MNS)

I depositi affiorano al limite meridionale del foglio, a SW di Piedipaterno (a N della località fuori Foglio di Montefranco) e vengono riferiti al sintema di Monteleone Sabino in conformità con quanto effettuato nell'adiacente F° 347 "Rieti". Sono costituiti essenzialmente da ruditi a granulometria grossolana che hanno costituito gli apparati fluvio-deltizi del paleo-Nera e del paleo-Tescino.

Vi sono state distinte due litofacies dal basso verso l'alto.

5.1.4.1. - litofacies a (= inferiore) (MNS_a)

Ruditi molto cementate, assai grossolane, anche pluridecimetriche (30 cm), prevalentemente arrotondate, di colore grigio-biancastro, frequentemente in strati estremamente spessi. La granulometria sembra diminuire procedendo verso l'alto e nel contempo aumenta il grado di arrotondamento dei clasti che, in alcuni livelli, presentano accenni a gradazione. Talvolta vi si osservano accenni a stratificazioni incrociate ed a probabili canalizzazioni.

5.1.4.2. - litofacies b (= superiore) (MNS_b)

Ruditi non cementate, prevalentemente grossolane, ad elementi centimetrici da subsferici ad appiattiti, in abbondante matrice limosa giallastra in taluni casi fortemente arrossata in superficie, con livelli di areniti siltoso-argillose giallastre o, più raramente alla base, di argille (Casal di Mezzo, presso Strettura [130]).

La stratificazione non è sempre presente. Questa litofacies costituisce i sedimenti più recenti.

Gli spessori complessivi dell'intero sintema (a+b) sono notevoli dato che la porzione affiorante raggiunge per lo meno i 150 m.

Il sintema appoggia in discordanza angolare su tutte le formazioni carbonatiche sottostanti.

L'assenza di vulcanoclastiti (da ritenersi successive), gli appoggi e l'elevato grado di cementazione, fanno ritenere possibile un riferimento al Pleistocene inferiore- inizio del Pleistocene medio.

L'ingente produzione dei clasti dovrebbe essere legata a fattori climatici e l'ambiente di sedimentazione potrebbe essere fluvio-deltizio.

Pleistocene inferiore- Pleistocene medio p.p. (?)

5.1.5. - Sintema di Montebibico (MNB)

Affiora solo a E ed a SE di Montebibico, 9 km a S di Spoleto, in un'area di circa 1 kmq fra le quote 750 e 850 m.s.l.m. Gli affioramenti appaiono discontinui e notevolmente disarticolati a causa sia di riattivazioni tettoniche che di successiva intensa erosione.

I depositi sono costituiti da accumuli non stratificati di clasti (1-2 cm) a spigoli vivi, esclusivamente silicei in seguito a spinti processi di decalcificazione, con piccoli noduli di Fe-Mn, in matrice argillosa fortemente arrossata per alterazione. Talora, alla base dei suddetti accumuli, si ha modo di osservare -ma solo in corrispondenza di pareti verticali, fatto che ne ha impedito la distinzione cartografica- clasti calcarei a spigoli vivi con sottili intercalazioni ghiaiose e sabbioso-limose contenenti biotiti, pirosseni e magnetite, evidente residuo dell'alterazione di vulcanoclastiti. A luoghi, alla sommità del sintema, si osservano ghiaie.

Gli spessori sono assai ridotti dato che in genere sembrano non superare i 5 metri.

Gli accumuli appoggiano tramite una superficie di erosione -originariamente pianeggiante (COLTORTI *et alii*, 1995), ma dislocata successivamente per riattivazioni tettoniche- su termini del mesozoico inferiore (calcarea massiccio e corniola) con contatti discordanti discontinui.

Ai fini di una datazione del sintema sono importanti i livelli vulcanoclastici rinvenuti. Questi -riferibili a più eventi, tutti verificatisi nel Pleistocene medio- sono segnalati e datati in zone appenniniche non lontane: a Colfiorito 420 ka (COLTORTI *et alii*, 1998); nella piana di Rieti 491 ± 3 ka (BRUNAMONTE *et alii*, 1991) ai quali sono ricollegabili quelli osservati nei terrazzi alti della bassa valle del F. Velino (CARRARA *et alii*, 1992); nelle piane di Cascia 280 ± 3 ka e di Norcia 230 ± 3 ka (COLTORTI *et alii*, 1987, 1989). Gli Autori sono concordi nel ritenere che gli intensi processi di alterazione (decalcificazione, rubefazione, etc.) subiti da questi materiali nelle suddette località, si siano verificati durante il lungo interglaciale corrispondente all'"*isotopic stage 7*" della cronologia dei fondi oceanici (SHAKLE-

TON, 1995), ricadente intorno ai 200 ka, sempre nel Pleistocene medio.

Nel presente foglio analoghi livelli vulcanoclastici sono stati rinvenuti nelle litofacies **GNT_b** e **GNT_c** del Sintema di Casale Giannantoni (II, 5.2.1) ed esili coperture di 1-2 m residuali argillose, di colore rosso intenso, nella cui abbondante frazione granulare fine sono stati osservati cristalli di miche, di sanidino, di pirosseni, etc., affiorano a NNE di Ruscio (sia a ESE di Colle della Rocchetta che a N di Colle la Castellina) ed immediatamente a N dell'abitato di Colle Ulivo in [140]. In quest'ultima località appoggiano direttamente sulla scaglia cinerea, mentre nei dintorni di Ruscio appoggiano sulle ruditi (non cartografabili) che ammantano i versanti. Poiché queste esili coperture vulcanoclastiche residuali risultano ubicate in depressioni, non si è in grado di precisare se la loro mobilitazione verso valle -lungo i versanti che avevano ammantato per caduta- si sia verificata prima o dopo il processo di alterazione delle cineriti, verificatisi, comunque, entrambi -secondo quanto sopra indicato- nel Pleistocene medio.

La notevole produzione di clasti a spigoli vivi presenti nei dintorni di Montebibico, potrebbe essere imputabile sia a crioclastia (glaciale "*Isotopic stage 8*"), che alla penecontemporanea attività tettonica la quale ne avrebbe determinato la deposizione al piede di versanti anche a debole pendio. Qui, gli accumuli, essenzialmente gravitativi, dovrebbero essersi verificati inizialmente in un ambiente continentale subaereo con trasporto breve, se non nullo, e più lungo solo in tempi successivi, prima con deflusso nel bacino del F. Nera (COLTORTI *et alii*, 1995) e, poi, dal Pleistocene medio-fine verso il bacino di Spoleto.

Pleistocene medio

5.1.6. - Sintema di Maiano (**MNO**)

Il sintema è localizzato nelle aree della piana spoletina più depresse, a causa della recentissima tettonica.

I depositi sono costituiti da ruditi calcaree da sciolte a debolmente cementate, che verso l'alto passano ad areniti ed a limi arenitici o argillosi. I clasti delle ruditi, a bordi sia arrotondati che a spigoli vivi, mediamente presentano dimensioni comprese fra i 0,5 ed i 15 cm, ma in alcuni livelli raggiungono anche i 25 cm.

Gli spessori non sono visibili in alcun punto, ma possono ritenersi estremamente variabili: quelli massimi sono notevoli. Un sondaggio (IV, 1.) -eseguito a San Giacomo (al limite fra le Sezioni [010] e [020])- iniziato in depositi riferiti a questo sintema (**MNO**), si è mantenuto per tutti i 200 m essenzialmente entro depositi clastici, per i quali è impossibile precisare se siano riferibili tutti allo stesso sintema oppure a più sintemi.

Al tetto del sintema si hanno solamente unità pleistocenico-oloceniche non distinte in base ai bacini di appartenenza (II, 6.)

Non si dispone di indicazioni per un riferimento cronostratigrafico; si potrebbe solo ipotizzare (per la posizione rispetto a **RRO** e per l'apparente assenza di vulcanoclastiti: II, 5.1,5) che i depositi non siano più antichi del Pleistocene medio.

Questa sedimentazione che occupa la sommità del *graben* di recente formazione, si è verificata in ambiente fluviale, fluvio-lacustre e palustre e rappresenta la chiusura dell'episodio lacustre tiberino.

Pleistocene superiore (?) - Olocene

5.2. - SUPERSINTEMA CONCA DI RIETI

5.2.1. - Sintema di Casale Giannantoni (GNT)

I depositi affiorano nella conca di Leonessa s.s. e si estendono verso N nella conca di Ruscio fino al parallelo di Monteleone di Spoleto [160 e 120]; per la maggior parte, però, ricadono nell'adiacente F° 347 "Rieti".

Vi sono state distinte tre litofacies (fig. 8): la litofacies a è la più antica e con la litofacies b affiora nelle zone meridionali dell'ampia conca; la litofacies c affiora nelle zone più settentrionali.

Si tratta di depositi clastici, prevalentemente fini, sedimentatisi in ambiente lacustre, con la eccezione della litofacies b che è ruditica grossolana.

Si ha presenza di ligniti nella litofacies a (II, 5.2.1.1.) e di vulcanoclastiti sia nella litofacies b che in quella c (II, 5.2.2; II, 5.2.3).

La conoscenza di questi depositi lacustri, che si continuano anche a S nell'adiacente F° 347 "Rieti", è di gran lunga superiore a quella relativa ad altri bacini intermontani. Infatti, GE.MI.NA (1963) ha divulgato i dati relativi a 5 sondaggi che hanno attraversato questi depositi per un totale di 808 m complessivi, dei quali 303 carotati. I sondaggi, pur se spinti a profondità di poco superiori ai 190 m (= 657 m s.l.m.), non hanno mai raggiunto il substrato litoide, fondo della depressione. In base ai dati geofisici forniti dalla stessa GE.MI.NA (1963), il substrato litoide dovrebbe trovarsi al di sotto dei 400 m s.l.m., cioè ancora 260 m più in basso delle massime profondità raggiunte meccanicamente.

Lo spessore totale dei depositi potrebbe, quindi, raggiungere, se non superare, i 550-580 m. Questi valori si ricavano tenendo conto di quanto ora indicato e delle più elevate quote di affioramento di questi depositi (MICHETTI & SERVA, 1990): travertini (verosimile chiusura dell'episodio lacustre) a 980 m s.l.m. e marne lacustri (presso Volciano) a 950 m s.l.m.

Gli appoggi sul substrato litoide dovrebbero essere, ovviamente, discordanti.

Nella parte superiore del sintema si incassano depositi ruditici grossolani, legati a più fasi che si succedono fin'oltre la definitiva deglaciazione, e che dalle zone di Leonessa si spingono a N lungo la valle del F. Corno.

La porzione inferiore della litofacies a, su base palinologica, è stata riferita, al Pleistocene inferiore (GE.MI.NA, 1963; RICCIARDI, 1965). In base alla presenza di livelli vulcanoclastici (MODERNI, 1900; MICHETTI & SERVA, 1990), nella litofacies b, così come nella litofacies c (*vide* AA. del F° 347 "Rieti"), che dovrebbero equivalere a quelli osservati nel Sintema Montebibico (MNB, II, 5.1.5.), si ipotizza che queste due litofacies (a e b) siano riferibili al Pleistocene medio e che possano essere, se non totalmente, in parte eteropiche.

Pleistocene inferiore - medio

5.2.1.1. - Litofacies a (GNT_a)

I depositi affioranti sono da limoso-sabbiosi ad argillosi, di colore da biancastro a grigio-azzurro e avana, con alla base livelli lignitiferi, sia in destra che in sinistra del T. Vorgia (a N ed a NW di Colle Montano). In sottosuolo si continuano verso il basso (GE.MI.NA, 1963) prima per 50 m con marne argillose, poi per 70 m circa, con sabbie argillose, infine, per 30 m con ruditi; al di sotto dovrebbero esservi ancora 200 m di depositi prima di raggiungere il substrato litoide.

Dei 5 sondaggi GE.MI.NA (1963) solo il n. 1 ricade all'interno di questo foglio essendo stato eseguito a 807,31 m di quota, nei pressi dell'imbocco della vecchia miniera di lignite [160]. Immediatamente al di fuori del limite meridionale del foglio sono stati invece ubicati sia il n. 5 (per soli 75 m in loc. Berti), che il n. 2 (per 400 m in loc. Pulcini), assai importante poichè la sua porzione inferiore è stata riferita su base palinologica al Pleistocene inferiore (RICCIARDI, 1965). Valide correlazioni possono essere stabilite anche con i rimanenti due sondaggi (n. 4 e n. 3) che si trovano, però, circa 6 km a SE (a ENE di Leonessa, fuori foglio).

Lo spessore dei depositi della litofacies supera i 200 metri ed il "banco" di lignite che si trova nella sua porzione superiore, tende ad assottigliarsi verso SE (IV, 2.3.1).

L'appoggio di questi depositi non è mai stato osservato, ma si ritiene che sia angolarmente discordante, discontinuo e lateralmente aggradante data la verticalità dei versanti incassanti, come indicato dalla geofisica (GE.MI.NA, 1963). Al di sopra della litofacies a, nel settore meridionale, si hanno le ruditi grossolane, riferite alla litofacies b, mentre a settentrione, i rapporti con la litofacies c si sono ricostruiti per via indiretta.

Nelle "carote" sono stati riconosciuti ostracodi e gasteropodi di acqua dolce e significative associazioni palinologiche che hanno consentito di riferire la porzione medio-inferiore della successione al Pleistocene inferiore (interglaciale

Gunz-Mindel degli A.A.: GE.MI.NA, 1963; RICCIARDI, 1965; MICHETTI & SERVA, 1990). La porzione superiore, pur se sterile, non presentando le intercalazioni vulcanoclastiche -presenti, invece, nella vicina litofacies c- potrebbe non raggiungere il Pleistocene medio.

L'ambiente di sedimentazione dei primi depositi affioranti è lacustre con acque particolarmente calme e con clima (interglaciale) caratterizzato da alternanze di fasi oceaniche e di fasi secche. Con il procedere del colmamento l'ambiente diviene dapprima palustre e, quindi, fluvio-palustre, con locali esposizioni subaeree.

Pleistocene inferiore

5.2.1.2. - Litofacies b (**GNT_b**)

Affiora nella porzione meridionale della Sezione [160].

Si tratta di ruditi calcaree grossolane cementate nelle quali -nell'adiacente F° 347 "Rieti"- sono segnalate intercalazioni vulcanoclastiche. A luoghi si hanno sottili coperture argilloso limose, non cartografate.

La potenza da una decina di metri ai limiti del foglio, si azzerà in meno di 2 km, procedendo verso N.

Contatti con il sottostante subsistema **GNT_a** si possono osservare nel vallone del fosso Vorgia.

In base alla presenza delle vulcanoclastiti si ritiene che questo subsistema sia riferibile al Pleistocene medio (cfr. quanto detto per il Sistema Montebibico (**MNB**, II,5.1.5)) e che sia, da totalmente a parzialmente, eteropico con i depositi riferiti alla litofacies c.

Questi sedimenti rappresentano le propaggini settentrionali e periferiche dell'"antico" corpo di conoide di Leonessa, che progradava sui sottostanti depositi lacustri fini di **GNT_a**, ma senza ricoprirli completamente. La litofacies c, parzialmente eteropica, ad energia ben inferiore e priva di materiali grossolani, ne rappresenterebbe la sedimentazione più distale.

Pleistocene medio

5.2.1.3. - Litofacies c (**GNT_c**)

Si osserva essenzialmente nelle zone fra Ruscio e Trivio, a valle dei restringimenti delle sezioni vallive sia del F. Corno, che del T. Vorgia.

Vi prevalgono i limi da argillosi a sabbiosi con intercalati numerosi livelli vulcanoclastici, talora ad andamento lenticolare (MODERNI, 1900; MICHETTI &

SERVA, 1990). Le osservazioni di terreno hanno portato alla individuazione dei seguenti cinque intervalli (non cartografati), dall'alto verso il basso:

- e** - limi sabbiosi con rari livelli ghiaiosi, apparentemente privi di livelli vulcanoclastici, spessi non meno di 20 m circa;
- d** - limi sabbiosi, di colore bruno con abbondante materiale vulcanoclastico assai alterato, spessi 5 m circa;
- c** - limi sabbiosi con rari livelli ghiaiosi spessi 35 m circa;
- b** - limi argillosi, sovraconsolidati, non chiaramente stratificati, con livelli vulcanoclastici di 8-15 cm, spessi 10 m circa;
- a** - limi sabbiosi, di colore biancastro, spessi non meno di 70 m;

Lo spessore della porzione affiorante del sintema sembra raggiungere i 140 m circa.

Non si hanno esposizioni che consentano di vedere i materiali sui quali appoggi il sintema, ma si presume si tratti di quelli riferibili a **GNT_a**. In base alle vulcanoclastiti presenti sia in questa litofacies **GNT_c**, che in **GNT_b**, si ritiene che i depositi che le contengono possano essere da parzialmente a totalmente eteropici fra loro e riferibili al Pleistocene medio. Al di sopra, talvolta, si trovano estese coperture di terre rosse verosimilmente dovute a spinta pedogenesi delle vulcanoclastiti (cfr. **MNB**) e, in corrispondenza dei bordi del bacino, breccie grossolane. Queste breccie, riferite per la maggior parte a depositi più recenti (ad es. **a₃**), a luoghi potrebbero “saldarsi” sulla “testata” dell’iniziale colmamento della depressione (pre -Pleistocene inferiore), ma occorrerebbe accertarlo in sottosuolo.

Come già indicato a proposito del sintema di Montebibico (**MNB**), tutti i livelli vulcanoclastici presenti in varie località dell’Appennino centrale, vengono riferiti al Pleistocene medio, compresi quelli di Cascia (Col Motino, 280±3 ka) e di Norcia (Nottoria, 230±3 ka) (COLTORTI *et alii*, 1987,1989). Anche i successivi processi di alterazione vengono riferiti al lungo interglaciale dell’“*isotopic stage 7*” della cronologia dei fondi oceanici (SHAKLETON, 1995), ricadente intorno ai 200 ka, che rientrano nel Pleistocene medio.

La sedimentazione sembra essersi verificata in ambiente prevalentemente lacustre a bassa energia se non palustre che, successivamente, si è evoluto verso un palustre- sub-aereo.

Pleistocene medio

5.2.2. - Sintema di Rieti (**SRI**)

È costituito esclusivamente da depositi travertinosi biancastri e giallognoli prevalentemente litoidi, fitoermali, da massivi a grossolanamente stratificati, subordinatamente sabbiosi. Pur affiorando lungo la valle del F. Nera, a Castel San

Felice e fra S. Anatolia di Narco e Scheggino, si riferiscono al Sintema di Rieti in conformità con quanto cartografato nell'adiacente F° 347 "Rieti".

Affiorano con spessori di una decina di metri, ma non se ne conosce la base, immediatamente a N di Scheggino [060-070], in sinistra orografica del F. Nera. Un sondaggio ubicato a circa 30 m sull'alveo presso Pièdipaterno [030], dopo aver superato 16 m di depositi fluvio lacustri anche argillosi, ha attraversato fino ai 25 m del fondo pozzo, travertini prevalentemente in facies sabbiosa, forse anche rimaneggiati.

Sebbene non si disponga di elementi per un riferimento cronologico di questi depositi, se ne potrebbe suggerire una età pleistocenica superiore. Infatti: a) i travertini, dei quali non si conosce l'età degli appoggi, si trovano sia ad oltre trenta metri sull'alveo, che al di sotto del fondo della valle del F. Nera (deposito unico sovrainciso ??); b) la Valle del F. Nera è stata profondamente incisa, più a valle, nel sintema di Monteleone Sabino (MNB), verosimilmente durante l'interglaciale corrispondente all'"*isotopic stage 5*" della cronologia dei fondi oceanici (circa 130-75 ka; SHAKLETON, 1995); c) i travertini non contengono tracce di vulcanoclastiti (relativamente frequenti, invece, nei depositi del Pleistocene medio). Un generico riferimento cronologico al Pleistocene superiore, concorderebbe con le supposizioni di "Pleistocene recente" di RAFFY (1983) e rientrerebbe nel più recente intervallo delle datazioni assolute di travertini (U-Th: 180-80 e 60-30 ka), effettuate nel F° 347 "Rieti" e riportate da CARRARA *et alii* (1992).

Pleistocene superiore (?)

6.- SUCCESSIONI E/O DEPOSITI CONTINENTALI NON DISTINTI IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

6.1. - DEPOSITO LACUSTRE E PALUSTRE (e)

Particolarmente estesi sono i depositi che colmano le conche di: il Concone [040], Piano delle Melette [070], laghetto di Gavelli [110], Cecalocco [130], Belvedere-Ancaiano [140], le Mura [140]).

Si tratta di materiali a prevalente granulometria fine (arenitico-limosi), frammenti a materiale detritico più grossolano, con tracce di materiale torboso, depositatisi all'interno di conche intermontane, prevalentemente di origine tettonica. A Pian delle Melette [070], l'accumulo (alluvioni, detriti, "*debris flow*", etc.) è stato determinato dallo sbarramento causato da una frana (BARCHI *et alii*, 1993). In località Ultimi Campi di Gavelli (laghetto di Gavelli [110]), nei sedimenti fini ocrei si rinvenivano laminazioni piano parallele e concrezioni ferruginose riconducibili al "ferro delle paludi" (IV,2.1) segnalato anche in località Salto del

Cieco [150] (BREISLAK, 1798).

Gli spessori sono variabili da luogo a luogo, ma con valori massimi al centro delle depressioni.

Gli accumuli, in genere, si sovrappongono al substrato roccioso, ma trattandosi di colmamento di depressioni tettoniche non si esclude che al contatto possano aversi breccie. Sovente (Ultimi campi di Gavelli [110], Belvedere-Ancaiano [140]) in copertura si hanno coltri eluvio-colluviali e detritiche (II, 6.8.).

Pleistocene-Olocene

6.2. - DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO (b_n)

Si tratta di depositi di origine fluviale, sedimentatisi sul fondo di pressoché tutte le valli, prevalentemente ghiaiosi a variabile grado di cementazione, con intercalazioni di lenti di sabbie e limi. I clasti, per lo più centimetrici, sono generalmente ben arrotondati e, localmente, presentano patine di alterazione rossastre e nerastre.

Mentre è stato possibile cartografare il deposito legato al terrazzo più recente non è stato possibile distinguere in carta, per motivi grafici di scala, quelli di ordine superiore (b_n) che rappresentano il colmamento di paleofondivalle, successivamente reincisi. Sul terreno, invece, in corrispondenza sia dell'alta valle del F. Corno che della valle del F. Nera, sono stati riconosciuti quattro ordini che presentano pressoché analoghe altezze rispetto agli attuali alvei. In particolare i dislivelli osservati per i vari ordini sono: nella prima località: I ordine a +12 m; II ordine a +32÷50 m; III ordine a +60÷65 m; IV ordine a +90-100 m; nella seconda località: I ordine a +14-20 m; II ordine a +30-35 m; III ordine a +42-55 m; IV ordine a +75-85 m.

Quando possibile, ne è stato distinto in Carta il litotipo prevalente mediante sovrassegno.

In genere sono sovrapposti al substrato litico o ai depositi fluvio lacustri più antichi.

Nella zona di Scheggino, presso il cimitero [070], depositi riferibili a b_{n2} appoggiano parzialmente su travertini e su di essi progradano conoidi, poi, reincise. In alcuni casi nella conca di Leonessa [160] i terrazzi appaiono dislocati da una recentissima tettonica (MICHETTI & SERVA, 1990).

Pleistocene- Olocene

6.3. - COLTRE ELUVIO COLLUVIALE (b_2)

La coltre è diffusa in tutta l'area studiata. Caratterizza il fondo di numerose vallette a fondo piatto o concavo e di piccole depressioni poste nelle aree

sommitali dei rilievi; tali vallecole, talora sospese rispetto all'attuale rete idrografica, rappresentano le tracce dell'antico reticolo idrografico che solcava le paleosuperfici sommitali (I, 1.2.).

La coltre è rappresentata da prevalenti limi argillosi, debolmente ghiaiosi a granulometria variabile, da sciolti a scarsamente cementati, di colore spesso rossastro, accumulatisi in posto (*eluvium*) o trasportati (*alluvium*). In taluni casi possono rappresentare il prodotto residuale della dissoluzione dei carbonati (terre rosse carsiche).

Lo spessore, quasi sempre di pochi metri, varia assottigliandosi in corrispondenza dei bordi delle vallecole.

I contatti -lateral- o di appoggio- si verificano quasi sempre sul substrato litoido e solo in particolari situazioni se ne osservano con detriti di falda.

Pleistocene (?) - Olocene

6.4. - DEPOSITO ALLUVIONALE (b)

Questo tipo di deposito si trova in corrispondenza di pressochè tutti i corsi d'acqua attuali.

Fra i litotipi sembrano prevalere le ghiaie sciolte con intercalazioni di lenti di sabbie e di limi argillosi e, quando possibile, il litotipo è stato distinto in Carta con un sovrassegno.

In taluni casi questi depositi, grossolanamente stratificati e maggiormente eterometrici (da centimetrici a decimetrici) con matrice sabbioso-limosa rossastra, costituiscono apparati di conoide talora attivi o di delta-conoide, allo sbocco di valli secondarie, talvolta sospese (Rescia [160]). In particolare, il sovrassegno di conoide a tratto discontinuo indica prevalenti depositi da "*debris flow*" o misti.

Nella porzione orientale della piana spoletina [020], si sono osservati quattro corpi di delta conoidi che si sviluppano "a canocchiale" con marcate progressive diminuzioni granulometriche nei corpi via via più recenti. Questi quattro corpi ben cartografabili corrispondono a quattro fasi deposizionali in un ambiente inizialmente fluvio-lacustre e successivamente palustre:

- fase 1** - depositi in ampie conoidi, a granulometria in prevalenza ruditica nella zona prossimale apicale (a ridosso dei rilievi) e limoso-argillosa in quella distale; le conoidi sono reincise e solcate talora da vallecole;
- fase 2** - corpi di conoide a granulometria variabile, ma minore di quelle della fase 1, incise nelle conoidi della fase 1, a loro volta in parte reincise dalla fase 3;
- fase 3** - corpi di conoide a granulometria variabile, in apparati allungati, incassati nei corpi della fase 2 e connessi all'attuale idrografia;

fase 4 - corpi di conoide prevalentemente limoso argillosi con ghiaie sparse, costituenti apparati conoidali minori localizzati nella zona distale della conoide della Spina e in parte progradanti sui depositi (**MNO**).

Queste quattro fasi sono verosimilmente legate alla progressiva riduzione degli specchi d'acqua che occupavano la piana spoletina fino a tempi subattuali e la loro età è da ritenersi da contemporanea (?) a più recente dei depositi del sintema di Maiano (**MNO**) sul quale appoggia la fase 4. ma non si hanno elementi per effettuare ulteriori riferimenti cronostratigrafici.

Pleistocene (?) - Olocene

6.5. - DETRITO DI FALDA (**a₃**)

Si tratta di detriti, accumulatisi ai piedi dei versanti, da ben classificati a fortemente eterometrici, con grado di cementazione variabile, generalmente da poco addensati a sciolti. I clasti sono in genere di natura calcarea e a spigoli vivi o solo modestamente arrotondati.

Pleistocene sup. (?) - Olocene

6.6. - DEPOSITO DI FRANA (**a₁**)

Questo tipo di deposito caratterizza un gran numero di versanti dei rilievi montuosi. Si tratta di accumuli clastici in assetto caotico ed a granulometria variabile, messi in posto per processi gravitativi recenti e/o attuali, la cui composizione riflette, in genere, quella dei corpi litoidi dai quali si sono distaccati. Gli spessori sono assai variabili e possono raggiungere alcune decine di metri. Sul terreno, originariamente erano stati distinti i corpi di frana senza indizi di evoluzione (quindi verosimilmente più antichi) da quelli con indizi di evoluzione meno diffusi e di dimensioni inferiori rispetto ai precedenti.

Questi ultimi sovente appaiono localizzati in corrispondenza di preesistenti corpi di frana senza indizi di evoluzione e ne rappresentano una parziale riattivazioni in genere di complessa tipologia (es. a S di Vallo di Nera [030], a N di Punta Moricone [070]; IV, 7.). In Carta questi due tipi di frane sono state, poi, unificate per adeguarsi alla normativa.

L'età dei fenomeni franosi è assai incerta e varia. Le frane più antiche (es. versante occidentale di M. Porretta [080]), apparendo sospese sopra l'attuale fondovalle, si ritiene precedano i più recenti approfondimenti della rete idrografica e non si esclude che quelli di maggior entità si siano verificati in concomitanza di forti terremoti.

Pleistocene (?) - Olocene

6.7. - DEPOSITO ANTROPICO (h)

I principali depositi antropici affiorano in corrispondenza dei rilievi collinari ad Ovest di Spoleto (dintorni di Morgnano, Santa Croce, S. Filippo, Colle Fabbri, Scatarci) ed a Nord di Spoleto (Madonna di Lugo).

I depositi, eterometrici e in genere sciolti, rappresentano terreni di riporto, come nel caso delle cimiterie di Scatarci, o materiale di risulta delle miniere di lignite. Nel deposito di Madonna di Lugo si riconosce un intervento antropico di bonifica di un'area originariamente palustre; la depressione, localmente denominata "pozzacchero", fungeva da zona di raccolta delle acque che venivano convogliate in una galleria di drenaggio, tuttora esistente. Deposit antropici dovuti a rilevati stradali o ferroviari, spesso non cartografabili alla scala della carta, sono comunque presenti (per es. Strada delle Tre Valli in corrispondenza delle rampe di accesso alla Galleria di Forca di Cerro). Materiale di risulta dello scavo della galleria ad uso idroelettrico, denominata "Galleria di derivazione del Medio Nera", che attraversa i rilievi montuosi in sinistra del F. Nera, sono visibili e talora cartografati in corrispondenza dei ponti-canale che attraversano alcuni fossi affluenti del F. Nera (Fosso di S. Pietro, a Nord di Vallo di Nera; Val Casana, ad Est di Scheggino). I depositi presentano spessori variabili, dell'ordine di qualche metro.

Olocene

7. - APPENDICI ALLA STRATIGRAFIA

7.1. - CARATTERISTICHE STRUTTURALI E COMPOSIZIONALI E CLASSIFICAZIONE DELLE ROCCE "PSEUDO-MAGMATICHE" DI COLLE FABBRI

In località Colle Fabbri si rinviene un piccolo affioramento di rocce con caratteristiche mesostrutturali simili a quelle di alcuni litotipi magmatici, ma con composizioni variabili e molto peculiari, non riconducibili a nessun tipo magmatico presente in natura.

Il corpo roccioso presenta struttura variabile dalla parte interna verso la periferia. Nella zona centrale la roccia ha struttura olocristallina granulare a grana media che passa, procedendo verso l'esterno, ad una struttura a grana fine e vetrosa. In talune zone esterne del corpo roccioso è stata osservata la presenza di facies vetrose a struttura fortemente vescicolata, che presentano un aspetto simile a quello di scorie vulcaniche di tipo stromboliano. All'interno delle facies bollose sono spesso osservabili frammenti di rocce marnose in uno stadio più o meno avanzato di dissoluzione nella matrice vetrosa.

La composizione mineralogica delle rocce di Colle Fabbri è abbastanza peculiare:

- a) le facies granulari interne sono costituite da wollastonite dominante cui si associano minori quantità di plagioclasio e melilite. Le fasi accessorie sono costituite da minerali opachi (ossidi di Fe e Ti), leucite, clinopirosseno, perovskite e granato. La wollastonite è generalmente idiomorfa e costituisce circa la metà del volume totale della roccia. Il plagioclasio è idiomorfo e si trova generalmente come inclusioni in grandi olocristalli di melilite.
- b) le facies vetrose contengono numerosi piccoli cristalli aciculari di wollastonite, plagioclasio e clinopirosseno verde-giallo inclusi in una matrice costituita da un vetro bruno.
- c) la calcite è presente unicamente come minerale secondario.

I dati sulla composizione dei minerali indicano che le meliliti hanno una composizione variabile che coincide con quella delle meliliti di origine metamorfica e che è diversa rispetto alle composizioni delle meliliti presenti nelle rocce magmatiche della provincia vulcanica romana. Il clinopirosseno varia da diopside a esseinite, mentre il plagioclasio è fortemente anortitico.

Molto singolare è la composizione del granato che mostra elevatissimi contenuti in Ti e Al, e non assomiglia a nessuno dei granati tipici delle rocce magmatiche.

I dati chimici disponibili in letteratura e quelli ottenuti su alcuni campioni raccolti nel corso del presente studio alla base della successione descritta in II, 5.1.1.2., indicano che questi hanno composizioni variabili con $\text{SiO}_2 = 40\text{-}65\%$ circa e $\text{CaO} = 5\text{-}30\%$ circa. I tenori in MgO sono sempre inferiori a poche unità percento.

Le caratteristiche strutturali delle rocce di Colle Fabbri indicano chiaramente che esse si sono formate per raffreddamento da fusi di elevata temperatura.

La variabilità delle caratteristiche strutturali sopra illustrate evidenzia diverse cinetiche di raffreddamento, più lente per le facies interne e molto più rapide per quelle esterne. La presenza di abbondanti vescicolazioni in alcuni campioni denota la presenza di una fase fluida che si è smescolata dal fuso per dare delle caratteristiche strutture scoriacee. Tutte queste caratteristiche militerebbero a favore di una genesi magmatica per le rocce di Colle Fabbri.

Tutta la composizione chimica delle rocce e quella delle fasi che le costituiscono non sono assimilabili a nessuna delle composizioni magmatiche esistenti in natura. Un'affinità di tipo carbonatitico è del tutto esclusa dall'assenza di calcite primaria nelle rocce affioranti. D'altra parte la stessa forte variabilità composizionale del corpo roccioso esclude un raffreddamento da un magma silicatico e richiede meccanismi particolari di genesi.

L'elevato contenuto in calcio, l'abbondanza di wollastonite e la composizione tipicamente metamorfica di alcune fasi (segnatamente la melilite e il plagioclasio

anortitico che non si trovano mai associati in rocce magmatiche) indicano che le rocce di Colle Fabbri si sono formate per raffreddamento di liquidi derivati da fusione di rocce sedimentarie. In tale quadro, la variabilità geochemica osservata si spiega bene con un diverso contributo di varie litologie. In sostanza, le composizioni più ricche in CaO potrebbero essere derivate da fusione di litotipi marnosi, mentre quelle più povere in CaO e più ricche in silice potrebbero evidenziare un maggiore contributo di litotipi argillitici. In tale quadro, i frammenti di materiale marnoso osservati in alcuni campioni scoriacei potrebbero rappresentare residui della fusione parziale del materiale sedimentario.

La bollosità, infine, potrebbe essere legata alla liberazione di acqua e CO₂ da parte della roccia sedimentaria nel corso della fusione.

Il calore necessario per generare un processo di fusione così intenso di litotipi sedimentari non può essere stato fornito da un corpo magmatico ingente della cui presenza non esiste, peraltro, alcuna evidenza. Molto più probabile è l'ipotesi che la fusione dei sedimenti si sia originata da combustione di depositi lignitici.

Pertanto le rocce di Colle Fabbri, anche se si sono formate per raffreddamento di fusi di alta temperatura non sono classificabili come magmatiche vere e proprie. Esse possono essere classificate come porcellaniti (DAMIANI & PECCERILLO, 2003; MELLUSO *et alii*, 2003).

7.2. - PROSPETTO BIO-CRONO-STRATIGRAFICO UTILIZZATO

7.2.1. - *Mesozoico*

7.2.1.1. - Biostratigrafia a foraminiferi

L'analisi biostratigrafica dei sedimenti affioranti hettangiano-sinemuriani di piattaforma carbonatica è stata condotta in base ai foraminiferi bentonici di mare sottile ed alle alghe calcaree che si rinvenivano rielaborati come bioclasti anche negli intervalli calcarenitici in alcune delle sovrastanti unità. Per i sedimenti compresi fra il Domeriano ed il Titonico ci si è basati prevalentemente sui foraminiferi bentonici di acqua profonda, strumento valido anche per le ricostruzioni paleoecologiche, per i quali, però, a causa del loro scarso significato biostratigrafico, si è resa necessaria la comparazione e l'integrazione con i dati provenienti da gruppi fossili a maggior valore biostratigrafico come i nannofossili calcarei e quando possibile le ammoniti. Per i sedimenti dell'intervallo Titonico-Aptiano *p.p.* rappresentato dalla Maiolica sono stati utilizzati *Saccocoma* e *Calpionellidi* e per i rimanenti sedimenti del Cretacico (Aptiano sup.-Maastrichtiano) sono stati utilizzati i foraminiferi planctonici (fig. 9).

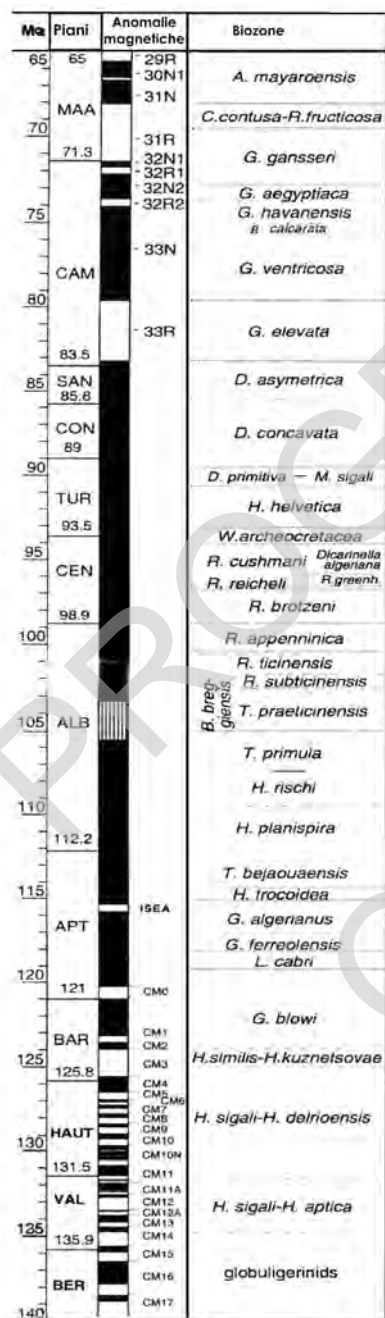


Fig. 9 - Biozone a foraminiferi planctonici del Cretacico (modificato da PREMOLI SILVA & SLITER, 2001). Per quanto riguarda i foraminiferi bentonici del Giurassico, vedere il testo per le considerazioni biostratigrafiche.

Per l'analisi biostratigrafica condotta sui foraminiferi bentonici di mare sottile del Giurassico si è fatto riferimento alla zonazione proposta da CHIOCCINI *et alii* (1994). L'analisi paleocologica di carattere semiquantitativo e qualitativo basata sui foraminiferi bentonici di acqua profonda segue le metodologie classiche già frequentemente applicate ai sedimenti bacinali giurassici della successione umbro marchigiana e dell'area tetidea dagli A.A. della Università di Perugia (NOCCHI *et alii*, 1999, *cum bib.*). Il significato biostratigrafico di queste associazioni microfaunistiche è stato integrato con i dati provenienti dallo studio dei nannofossili calcarei e delle ammoniti.

Per quello che riguarda infine le scale biostratigrafiche utilizzate per i foraminiferi planctonici del Cretacico è stato fatto riferimento a SLITER (1989), PREMOLI SILVA & SLITER (1995, 2001), ROBASZYNSKI & CARON (1995).

La nomenclatura sistematica delle microfaune planctoniche cretacee è aggiornata sulla base delle più recenti conoscenze ad eccezione delle microfaune del Cretacico inferiore, per le quali, esistendo ancora incertezze sulla classificazione generica e sopragenerica di alcune specie, si fa riferimento a LOEBLICH & TAPPAN (1987, 1992).

Di seguito si riportano le zonazioni a foraminiferi planctonici utilizzate, procedendo in successione dalla più antica alla più recente:

- **Zona a *Ticinella bejaouaensis*** (Aptiano superiore- Albiano inferiore (?))- Il limite inferiore corrisponde al FAD (= First Appearance Datum) di *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, 1966 e quello superiore alla transizione con la *Zona a Hedbergella planispira* (TAPPAN, 1940).

La durata di questa transizione, individuata da BREHERET *et alii* (1986) in prossimità del limite Aptiano/Albiano, non è ben definita. I bioeventi principali che si rinvenengono all'interno di questa zona sono i LAD (=Last Appearance Datum) di *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE, 1961) e piccole forme di hedbergellidi.

- **Zona a *Hedbergella planispira*** (Albiano inferiore). Contiene una associazione microfaunistica scarsamente diversificata, ma impoverita, caratterizzata da piccoli esemplari di *Hedbergella* e *Globigerinelloides*.

In questa zona sono compresi depositi ricchi di sostanza organica che rappresentano una serie di cicli di riduzione che caratterizzano la sedimentazione pelagica dell'intervallo Barremiano-Albiano.

- **Zona a *Ticinella primula*** (Albiano medio). I foraminiferi diventano più grandi e più abbondanti e tra i bioeventi si registra alla base il FAD di *Ticinella primula* LUTERBACHER, 1963 e vicino al limite superiore il FAD di *Hedbergella rischi* MOULLADE, 1974, *Hedbergella simplex* (MORROW, 1934), *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW, 1934), di *Ticinella praeticinensis* SIGAL, 1966 e *Ticinella raynaudi* SIGAL (1966).

- **Zona a *Biticinella breggiensis*** (Albiano medio). La zona è suddivisa nelle sottozone: a *T. praeticinensis* ed a *Rotalipora subticinensis* (GANDOLFI, 1957). Si registra un notevole incremento nella diversità specifica dei foraminiferi Oplancitonici e l'elemento morfologico utilizzabile per il riconoscimento delle due sottozone è la graduale transizione da forme non carenate verso esemplari a periferia carenata.
- La sottozona a *Ticinella praeticinensis* contiene l'ultima comparsa di *Hedbergella rischi* e abbondanti esemplari di *Ticinella raynaudi* in associazione a *Hedbergella simplex* ed a *Ticinella roberti* (GANDOLFI, 1942).
- La sottozona a *Rotalipora subticinensis* presenta una associazione faunistica molto simile alla precedente, ma contiene il FAD del genere *Rotalipora*.
- **Zona a *Rotalipora ticinensis*** (Albiano superiore). Nella parte superiore di questa zona si accentua la diversificazione microfaunistica che continua anche nella zona sovrastante. I bioeventi di maggior rilievo sono il FAD del genere *Praeglobotruncana* (*Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER, 1931)), di piccoli esemplari di *Globigerinelloides ultramicrus* (SUBBOTINA, 1949) e di *Heterohelix moremani* (CUSHMAN, 1938). La zona contiene il LAD di *Hedbergella gorbachikae* LONGORIA (1974) e di *T. praeticinensis*.
- **Zona a *Rotalipora appenninica*** (parte alta dell'Albiano superiore). La base della zona si individua in prossimità della FAD di *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI, 1942) e *P. praebuxtorfi* WONDERS, 1975. La zona contiene il LAD di *Biticinella* e *Ticinella* ed il FAD di *Costellagerina libyca* (BARR, 1972), il genere *Schackoina* e l'aumento in abbondanza di *Heterohelix*. Il limite superiore della zona è caratterizzato dalla diversificazione specifica del genere *Rotalipora* e dalla FAD di *R. gandolfi* LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962 e *R. micheli* (SACAL & DEBOURLE, 1957).
- **Zona a *Rotalipora brotzeni*** (= Zona a *Rotalipora globotruncanoides sensu* ROBASZYNski & CARON, 1995) (Cenomaniano inferiore). La zona contiene: il LAD di *R. gandolfi* ed il FAD di *R. montsalvensis* (MORNOD, 1949).
- **Zona a *Rotalipora reicheli*** (Cenomaniano inferiore-medio). L'identificazione di questa zona biostratigrafica caratterizzata dal *total range* di *Rotalipora resticheli* MORNOD, 1949, poco distinguendosi da quella sottostante, spesso si basa sulla presenza di frammenti della specie indice.
- **Zona a *Rotalipora cushmani*** (Cenomaniano medio-superiore). La zona contiene la continua diversificazione del genere *Rotalipora* e la prima comparsa dei generi *Dicarinella* e *Whiteinella*. Vi si differenziano due sottozone:
- Sottozona a *Rotalipora greenhornensis*. Contiene il LAD di *Rotalipora appenninica*, *R. brotzeni*, *R. micheli*; il FAD di *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, 1960 ed abbondanti esemplari di *Heterohelix moremani* (CUSHMAN, 1938). Il genere *Whiteinella* compare per la prima volta in prossimità della parte superiore della sottozona.

- Sottozona a *Dicarinella algeriana*. Contiene l'intero range di *Rotalipora deekei* (FRANKE, 1925) e la diversificazione delle specie di *Whiteinella*, compresa *W. praehelvetica* (TRUJILLO, 1960) e la comparsa di *Heterohelix reussi* (CUSHMAN, 1938), in prossimità del top della zona.
- **Zona a *Whiteinella archaeocretacea*** (Cenomaniano superiore-Turoniano inferiore). Prescindendo dalla diversificazione specifica del genere *Dicarinella*, questa zona (compresa tra il LAD di *Rotalipora cushmani* (MORROW, 1934) ed il FAD di *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI, 1945) contiene una associazione microfaunistica poco diversificata, legata alla presenza di depositi ricchi in sostanza organica, prevalentemente caratterizzata da rari esemplari di *Hedbergella*, *Whiteinella* e, più comunemente, di *Heterohelix*.
- **Zona a *Helvetoglobotruncana helvetica*** (Turoniano inferiore-medio). In questa zona si registra: il *total range* del *marker* zonale; il FAD e la diversificazione del genere *Marginotruncana*, associato a foraminiferi planctonici grandi e robusti rappresentati da *M. coronata* (BOLLI, 1945), *M. marianosi* (DOUGLAS, 1969), *M. pseudolinneiana* PESSAGNO, 1967, *M. schneegansi* (SIGAL, 1952), *M. sigali* (REICHEL, 1950) e il FAD di *Globigerinelloides bollii* PESSAGNO, 1967.
- **Zona a *Marginotruncana sigali*** (Turoniano medio-superiore). Questo intervallo è conosciuto in letteratura anche come *Marginotruncana Zone* (ROBASZYNSKI & CARON, 1995) o *Dicarinella primitiva-M. sigali Zone* (PREMOLI SILVA & SLITER, 1999). La zona contiene il LAD di *Praeglobotruncana* e il LAD di *Hedbergella flandrini* PORTHAULT, 1970 insieme a *Marginotruncana undulata* (LEHMANN, 1963).
- **Zona a *Dicarinella concavata*** (Turoniano superiore-Santoniano inferiore). Contiene la prima comparsa di *Archaeoglobigerina* (alla base), *Contusotruncana* (nella parte media), *Ventilabrella* e *Sigalia* al tetto. *Marginotruncana schneegansi* scompare alla sommità della zona.
- **Zona a *Dicarinella asymetrica*** (Santoniano inferiore-Campaniano inferiore). E' caratterizzata da un marcato cambiamento della microfauna.
Le marginotruncane decrescono gradualmente in abbondanza e numero di specie. Compaiono nuove specie (*Hedbergella holmdelensis* OLSSON, 1964) nuovi generi (*Globotruncanita*) e si osserva la diversificazione di larghe heterohelici e del genere *Globigerinelloides*. La zona contiene il LAD di *Whiteinella* e *Hedbergella flandrini*. Il limite superiore della zona coincide con il LAD di tutte le specie di *Dicarinella*.
- **Zona a *Globotruncanita elevata*** (Campaniano inferiore). Nella Zona si registra il FAD di *Marginotruncana* e la prima comparsa di molte specie di *Globotruncana*, di *Hedbergella monmouthensis* (OLSSON, 1960), *Contusotruncana patelliformis* (GANDOLFI, 1955) e *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER, 1926).

- **Zona a Globotruncana ventricosa** (Campaniano medio-superiore). Aumenta la diversificazione e l'abbondanza di larghe heterohelici rappresentate da specie di *Pseudotextularia* e *Planoglobulina*.
- **Zona a Radotruncana calcarata** (Campaniano superiore). L'associazione a foraminiferi planctonici di questa zona è molto simile alla precedente, e *Radotruncana calcarata* (CUSHMAN, 1927) della quale si ha il *total range* non è mai abbondante. L'identificazione di questa specie si basa prevalentemente su quelle sezioni passanti attraverso le spine del guscio, per questo il range di *R. calcarata* e quindi della zona è probabilmente sottostimato nello studio in sezione sottile. Nella zona si registra la comparsa di nuove specie quali *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK, 1937), *Contusotruncana plummerae* (GANDOLFI, 1955), *Heterohelix punctulata* (CUSHMAN, 1938), ed esemplari tipici di *Globotruncana falsostuarti* SIGAL, 1952.
- **Zona a Globotruncanella havanensis** (Campaniano superiore). Questa zona marca un periodo di stasi morfologica con un piccolo cambiamento nel contenuto e nell'abbondanza delle specie. La parte inferiore della zona include la transizione filetica *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT, 1918) verso *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955); nella zona, inoltre, si registra il FAD di *Contusotruncana walfishensis* (TODD, 1970), *Gublerina* sp., *Globotruncanella petaloidea* (GANDOLFI, 1955), rare *Plummerita hantkeninoides* (BRONNIMANN, 1952), *Ventilabrella multicamerata* (DE KLASZ, 1953), *Globotruncanita pettersi* (GANDOLFI, 1955) insieme a rare *Guembelitra*.
- **Zona a Globotruncana aegyptiaca** (Campaniano superiore). Nella zona si nota un cambiamento repentino della associazione microfaunistica. In associazione al *marker* biozonale si registra la comparsa di specie del genere *Ruglobigerina*, la transizione tra *Pseudoguembelina costulata* (CUSHMAN, 1938) a *P. excolata* (CUSHMAN, 1926), e quella da *Globotruncanella havanensis* a *G. pschadae* (KELLER, 1946); *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, 1936 diminuisce in abbondanza.
- **Zona a Gansserina gansseri** (Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore). Il *marker* biozonale è costantemente presente, pur se rappresentato da pochi esemplari; numerosi sono i cambiamenti osservabili nella associazione che è costituita da: *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER, 1899), *P. carseyae* (PLUMMER, 1931), *Heterohelix navarroensis* LOEBLICH, 1951 *Rugoglobigerina hexacamerata* BRONNIMANN, 1952, *Globotruncanita conica* (WHITE, 1928) e da rari esemplari di *Abathomphalus intermedius* (BOLLI, 1952), *Globotruncana gagnebini* TILÉV, 1951. Le globotruncanide diminuiscono gradualmente in abbondanza verso il tetto mentre *Globigerinelloides bollii* e *Globotruncana lapparenti* si estinguono nella parte bassa della zona. Le rugoglobigerinidi sono più comuni in questa zona che nella sottostante.

- **Zona a *Contusotruncana contusa* - *Racemiguembelina fructicosa*** (Maastrichtiano inf. sup.). Caratteristica è la contemporanea presenza dei *marker* biozonali, facilmente identificabili in sezione sottile, in associazione a *G. gansseri*. *Kuglerina rotundata* (BRONNIMANN, 1952) rappresenta un nuovo componente della associazione, mentre *Abathomphalus intermedius* è raro.
- **Zona a *Abathomphalus mayaroensis*** (Maastrichtiano superiore). In questo intervallo si verifica un forte cambiamento nell'associazione microfaunistica. *Globotruncana bulloides* VÖGLER, 1941, *Globigerinelloides prairiehillensis* PESSAGNO, 1967, *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931) e *C. patelliformis* (GANDOLFI, 1955) scompaiono alla base o immediatamente al di sopra della base della zona mentre *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY, 1839), *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951) e *Pseudoguembelina costulata* nella metà inferiore della zona divengono rare per poi scomparire. Invece, compaiono *Rugoglobigerina macrocephala* BRONNIMANN, 1952 e *Trititella scotti* BRONNIMANN, 1952 rispettivamente alla base e a metà della biozona. L'associazione è ricca di *Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926), rugoglobigerinidi, *Contusotruncana contusa* insieme a grandi e piccoli heterohelicidi e globigerinelloididi, mentre *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1950) si rinviene raramente nelle successioni analizzate.

7.2.1.2. - Biostratigrafia a Calpionellidi

L'analisi biostratigrafica condotta sui campioni provenienti dalla Maiolica si è prevalentemente basata sulla presenza di Calpionellidi, che si rinvenivano generalmente associati a radiolari, spicole di spugne e frammenti di bivalvi pelagici. Per le associazioni a Calpionellidi si è fatto riferimento alla zonazione standard di REMANE (1985) e GRUN & BLAU (1997).

Le sezioni sottili esaminate hanno messo in evidenza associazioni dominate da *Calpionella alpina* LORENZ, 1902, *Tintinopsella longa* (COLOM, 1939), *Remaneilla cadischiana* (COLOM, 1948), *Calpionella elliptica* CADISCH, 1932 *Calpionellopsis simplex* (COLOM, 1939), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH, 1932) e *Lorenziella hungarica* KNAUER, 1963. Questa associazione permette di riferire i campioni analizzati alla Zona a *Cs. simplex*- *Cs. oblonga*, subzona D2-D3, del Berriasiano superiore-Valanginiano inferiore per REMANE (1985) e limitata al Berriasiano superiore per GRUN & BLAU (1997). Secondo ANDREINI e PARISI (com. pers.) questa ultima zonazione meglio si accorda con i criteri utilizzati dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia, come anche dimostrato dalla applicazione allo studio dei sedimenti contenenti calpionellidi del Giurassico superiore-Cretacico inferiore della Sicilia (ANDREINI *et alii*, 2001).

7.2.1.3. - Biostratigrafia a nannofossili calcarei

Nell'ambito della Tetide Meridionale in base ai più recenti studi sui nannofossili sono state riconosciute due province: quella Mediterranea e quella Submediterranea, ognuna con caratteristiche peculiari e con stratigrafie ad ammoniti lievemente differenti.

Per il Giurassico inferiore e medio la sintesi conclusiva con la proposta finale di nannozone è riportata in MATTIOLI & ERBA (1999) ed a tale lavoro si farà riferimento per la stratigrafia a nannofossili utilizzata per questo intervallo.

In particolare, nell'ambito della successione studiata, il rinvenimento delle prime forme di nannofossili quali *Schizosphaerella*, si ha solamente successivamente alla sedimentazione del calcare massiccio, in ambiente di tipo laguna-piana tidale, cioè solo a partire dal Sinemuriano inferiore, poichè l'arrivo del nannoplancton è collegato all'instaurarsi di situazioni ambientali pelagiche con acque profonde.

Per quanto riguarda il Giurassico superiore la stratigrafia a nannofossili dell'area italiana è ancora oggetto di studio anche perché si hanno litotipi sfavorevoli alla buona conservazione dei *markers* stratigrafici, come i calcari diasprigni nelle aree qui considerate; inoltre, alcuni *markers* classici, ritenuti altrove di ottima capacità stratigrafica, sono rarissimi o addirittura assenti, e pertanto determinati intervalli stratigrafici risultano ancora poco definibili sulla base della sola stratigrafia a nannofossili calcarei. Infatti, per i problemi precedentemente detti non ci sono proposte biozonali per l'area Tetidea circa l'intervallo corrispondente al Calloviano, all'Oxfordiano ed al Kimmeridgiano; per il Titonico invece i *markers* zionali della biozonazione di BRALOWER *et alii* (1989) sono stati, quasi tutti, rinvenuti e si è potuta così utilizzare la suddivisione proposta da detto Autore. L'utilizzazione, però, della stratigrafia integrata, che si avvale dell'apporto stratigrafico delle ammoniti, dei radiolari e dei foraminiferi, ha talora permesso di superare questo attuale ostacolo. Comunque, permangono ancora problemi aperti per quanto riguarda la correlazione sia con le cronozone ad ammoniti, sia con altri gruppi fossili quali le calpionelle rispetto alle quali sia ha un lieve ringiovanimento delle età se ci si basa sulle biozone a nannofossili.

Per quanto concerne il Cretacico la stratigrafia a nannofossili si avvale ormai da molti anni di dettagliate biozonazioni proposte sia per l'area boreale che per l'area tetidea. Una sintesi delle biozonazioni, con correlazioni fra questi domini viene fornita da BOWEN (1998) ed a questa si farà riferimento. In particolare, però, per quanto riguarda la scaglia bianca e la scaglia rossa, nonostante i favorevoli litotipi calcarei, il contenuto in nannofossili non sempre mostra elevata capacità stratigrafica; vi si possono rilevare gli importanti eventi che permettono una assegnazione ai piani, ma il riconoscimento zonale è possibile solo facendo riferimento alle zonazioni ufficiali di tipo oceanico (ROTH, 1978; ROTH *et alii*, 1983). In questo caso un maggiore dettaglio stratigrafico viene supportato dai foraminiferi planctonici.

Nelle figure 10 e 11 viene fornita una panoramica delle nannozone presenti

TEMPO (Ma)	ETA'		NANNOZONE	NANNOFOSSILI CALCAREI EVENTI	
140.0	GIURASSICO SUPERIORE	TITONICO	SUP	NJ K	└ <i>Umbria granulosa</i>
			MED		└ <i>Helenea chiasia</i>
			INF	NJ 20	└ <i>Polycostella beckmannii</i>
		KIMM.	SUP		└ <i>Conusphaera mexicana minor</i>
			INF	└ <i>Zeugrabbodthus embergerii</i>	
		OXF.	SUP	NJ 19	└ <i>Vagalapilla stradnerii</i>
	INF				
159.4	GIURASSICO MEDIO	CALL.	SUP		
			MED		
			INF		
164.4		BAT.	SUP	NJT 11	└ <i>Cyclagelosphaera wiedmannii</i>
			MED		└ <i>Watznaueria barnesae</i>
			INF		└ <i>Carinolithus superbus</i>
169.2		BAJOC.	SUP	NJT 10	└ <i>Watznaueria manivitae</i>
			INF		└ <i>Watznaueria britannica</i>
176.3		AALEN.	SUP	NJT 8	└ <i>Cyclagelosphaera margerelii</i>
			MED		└ <i>Watznaueria contracta</i>
	INF		└ <i>Retecapsa incompta</i>		
180.1	GIURASSICO INFERIORE	TOARCiano	SUP	NJT 7	└ <i>Discorhabdus criotus</i>
			MED		└ <i>Discorhabdus striatus</i>
			INF		└ <i>Carinolithus superbus</i>
189.6		PLIENSb.	SUP	NJT 5	└ <i>Lotharingius hauffii</i>
			INF		└ <i>Parhabdolithus robustus</i>
			SUP	NJT 4	└ <i>Similiscutum cruciulus</i>
		INF	└ <i>Similiscutum cruciulus</i>		
195.3		SINEMUR.	SUP	NJT 3	└ <i>Mitrolithus lenticularis</i>
			INF		└ <i>Crepidolithus pliensbachiensis</i>
201.9		HETT.	SUP	NJT 2	└ <i>Mitrolithus elegans</i>
	MED		└ <i>Parhabdolithus liasicus</i>		
205.7			INF	NJT 1	└ <i>Schizosphaerella punctulata</i>

Fig. 10 - Zone e bioeventi a nannofossili calcarei del Giurassico. Le nannozone NJT sono riprese da Mattioli & Erba (1999) e le NJ, NJK e NK da BRALOWER et alii (1989). Per motivi grafici le sottozone non vengono riportate in questo schema.

TEMPO (Ma)	ETA'			NANNOZONE	NANNOFOSSILI CALCAREI EVENTI
65	CRETACICO SUPERIORE	CAMPIANO MAASTRICHTIANO	SUP	NC 23	→ <i>Micula prinsii</i>
				NC 22	└ <i>Micula mura</i> / └ <i>Nephrolithus frequens</i>
			INF	NC 21	└ <i>Reinhardtites levis</i>
71.3			SUP	NC 20	└ <i>Quadrum trifidum</i> └
		SANT	INF	NC 19	└ <i>Quadrum trifidum</i>
				NC 18	└ <i>Ceratolithoides aculeus</i>
83.5				NC 17	└ <i>Aspidolithus parvus parvus</i>
85.8					└ <i>Lithastrinus grillii</i> / └ <i>Reinhardtites antophorus</i>
89		CON	SUP	NC 16	└ <i>Micula decussata</i>
			INF	NC 15	└ <i>Eiffellithus eximius</i>
	CRETACICO INFERIORE	TURON	SUP	NC 14	└ <i>Kampnerius magnificus</i>
			INF	NC 13	└ <i>Quadrum gartnerii</i>
93.5				NC 12	→ <i>Lithraphidites acutus</i> └
				NC 11	→ <i>Eiffellithus turriseiffelii</i> └
98.9				NC 10	→ <i>Eiffellithus monechiae</i> └
		ALB	SUP	NC 9	→ <i>Axopodorhabdus albianus</i> └
			MED	NC 8	→ <i>Tranolithus prionatus</i> └
			INF		→ <i>Hayesites albiensis</i> └
112.2			SUP	NC 7	→ <i>Praediscosphaera columnata</i> └
		APT	INF		└ <i>Eprolithus floralis</i> └
				NC 6	└ <i>Crisi Nannoconidi</i> └
121					└ <i>Hayesites irregularis</i> └
		BARR	SUP	NC 5	└ <i>Micranolithus sp.</i> └
			MED		└ <i>Comusphaera rothii</i> └
			INF		└ <i>Calcicalathina oblongata</i> └
127		HAUT	SUP	NC 4	└ <i>Lithraphidites bollii</i> └
			MED		└ <i>Cruciellipsis cuvillieri</i> └
			INF		└ <i>Tubodiscus venerae</i> └
131.5		BERRIAS VALANG	SUP	NK 3	└ <i>Eiffellithus striatus</i> └
			MED		└ <i>Eiffellithus windii</i> └
			INF		└ <i>Calcicalathina oblongata</i> └
135.9			SUP	NK 2	└ <i>Paleopontosphaera fenestrata</i> └
	BERRIAS	INF	MED	NK 1	└ <i>Retecapsa angustiforata</i> └
					└ <i>Nannoconus steinmannii steinmannii</i> └
				NJK	→ <i>Nannoconus steinmannii minor</i>

Fig. 11 - Zone e bioeventi a nannofossili calcarei del Cretacico. Le nannozone NJK e NK sono riprese da Bralower et alii (1989) e le nannozone NC da Roth (1978). ? Per motivi grafici le sottozone non vengono riportate in questo schema.

con i *markers* zonali ed il *range* stratigrafico rispettivamente per il Giurassico e per il Cretacico, ma per motivi grafici in dette figure non vengono riportate le sottozone. In particolare le nannozone dalla NJT 1 alla NJT 11 appartengono allo schema biozonale proposto per le aree Tetidee da MATTIOLI & ERBA (1999). Le nannozone dalla NJ 19 alla NJ 20 e la NJK sono state proposte da BRALOWER *et alii* (1989); le nannozone dalla NK 1 alla NK 3 sono state proposte da BRALOWER *et alii* (1989); le nannozone NC sono state invece proposte da ROTH (1978) e da ROTH *et alii* (1983) mentre le suddivisioni sottozonali sono state proposte da BRALOWER (1987) e da BRALOWER *et alii* (1989).

7.2.2 - Cenozoico

7.2.2.1. - Biostratigrafia a foraminiferi

L'analisi biostratigrafica delle unità paleogeniche affioranti nel Foglio 336 "Spoleto" è stata condotta, in sezione sottile, utilizzando i foraminiferi planctonici come indicatori biostratigrafici facendo riferimento alla zonazione proposta da NOCCHI *et alii* (1986a, 1988).

Le sezioni stratigrafiche analizzate relative a questo intervallo (Eocene inferiore (P9)-Oligocene inferiore (P19/P20)) comprendono la porzione superiore della scaglia rossa fino alla scaglia cinerea in cui sono frequenti gli intervalli biodetritici contenenti foraminiferi bentonici di piattaforma carbonatica, studiati in dettaglio da MONACO (1989).

Per contro, per l'intervallo Oligocene superiore (P21) Miocene medio (N13) l'analisi biostratigrafica a foraminiferi planctonici è stata eseguita mediante lo studio dei residui di lavaggio, facendo riferimento alla zonazione di BLOW (1969), meglio applicabile alle aree mediterranee, integrata con quella di BERGGREN *et alii* (1995). I campioni analizzati vanno dalla porzione superiore della scaglia cinerea fino alla porzione medio alta della marnoso arenacea umbra (e romagnola).

Lo stato di preservazione dei foraminiferi planctonici è da scarso a mediocre, essendo gli esemplari sempre completamente ricristallizzati, spesso con tracce di dissoluzione sinsedimentaria e deformazione diagenetica. Ciò ha reso difficile l'identificazione tassonomica specialmente quando basata su caratteri diagnostici facilmente oblitterabili quali le aperture secondarie nel genere *Globigerinoides*, l'ultrastruttura del guscio, la presenza di bulle, etc. Le forme di dimensioni al di sotto di 150µ sono più soggette a dissoluzione, ma sono anche quelle di maggiore valore biostratigrafico come, ad esempio, *Paragloborotalia kugleri* che presenta *ranges* dimensionali ridotti nel materiale esaminato. Per questo la risoluzione biostratigrafica dei foraminiferi planctonici risulta difficoltosa nei litotipi siltitici

	Paleomcg		Età		Biozone
33	C 13n		Olig	inf	P 18
34	C 13r				P 17 P 16
35	C 15n				
36	C 16n			sup	P 15
37	C 16r				
38	C 17n				
39	C 17r				
40	C 18n				P 14
41	C 18r				P 13
42	C 19n				P 12
43	C 19r				
44	C 20n				
45	C 20r			medio	P 11
46	C 21n				P 10
47	C 21r				
48	C 22n				P 9
49	C 22r				P 8
50	C 23n			inf	P 7
51	C 23r				P 6b
52	C 24n				P 6a
53	C 24r				P 5
54	C 25n				P 4c
55	C 25r				P 4b
56	C 26n			sup	P 4a
57	C 26r				P 3b
58	C 27n				P 3a
59	C 27r				P 2
60	C 28n			inf	P 1c
61	C 28r				P 1b
62	C 29n				P 1a
63	C 29r				P 1a, Pb

Fig. 12 - Biozone a foraminiferi planctonici del Paleocene-Eocene riprese da PREMOLI SILVA et alii, 2002.

e deve essere integrata con altri gruppi di microfossili quali i nannofossili calcarei. Nelle figure 12 e 13 vengono schematizzate le bionazioni.

- **Zona P9** (Ypresiano sup.) (tra il FAD (=First Appearance Datum) di *Globorotalia* (*Acarinina*) *densa* ed il FAD di *Hanktenina*). Questa zona è caratterizzata dalla presenza di *Hanktenina*, *Acarinina*, *Morozovella*, *Subbotina* e *Turborotalia*. In particolare, *Acarinina bullbrooki* (BOLLI, 1957) (rara) mentre sono frequenti *A. cuneicamerata* (BLOW, 1979), *A. pentacamerata* (SUBBOTINA, 1947), *A. aspenis* (COLOM, 1954), *Morozovella aragonensis* (NUTTALL, 1930) e *M. caucasica* GLAESSNER, 1937. Sono stati, inoltre, riconosciuti rari esemplari di *Pseudohastigerina micra* (COLE, 1927) e “*Globigerinatheka*” *sennii* (BECKMANN, 1953). Negli intervalli biotritici, le associazioni di mare sottile presenti sono riferibili agli intervalli P9 - P10, rinvenendosi sia esemplari di forme maastrichtiane come *Orbitoides*, sia forme del Paleocene sup. riferibili ai generi *Glomavalveolina* e *Miscellanea*.
- **Zona P10** (Luteziano inf.) (tra il FAD di *Hanktenina* e il FAD di *Globigerapsis kugleri*). L’associazione è caratterizzata da abbondanti esemplari di *Acarinina bullbrooki* e rare *Hanktenine*; è sempre presente *Pseudohastigerina danvillensis* (HOWE & FALLACE, 1932) insieme a *Morozovella*, *Turborotalia boweri* (BOLLI, 1957) ed alcune specie di *Subbotina*. *Globigerinatheka subconglobata* (SHUTSKAYA, 1958) compare nella parte alta dell’intervallo.
- **Zona P11** (Luteziano medio) (tra il FAD di *Globigerapsis kugleri* e il LAD di *Morozovella aragonensis*). In questa zona si registra l’estinzione di *Turborotalia frontosa* (SUBBOTINA, 1953) e *T. boweri*, quasi in corrispondenza del FAD di *M. aragonensis* (NUTTALL, 1930). *A. bullbrooki* è ancora presente in associazione ad un aumento di *Globigerinatheka kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, 1957), mentre sono rare *M. spinulosa* (CUSHMAN, 1927), *Hanktenina*, *Chiloguembelina* e *Pseudohastigerina*.
- **Zona P12** (Luteziano sup.-Bartoniano inf.) (tra il LAD di *M. aragonensis* e il FAD di *Orbulinoides beckmanni*). In questa zona si registra la scomparsa di *A. bullbrooki* e un aumento nell’abbondanza di *Hanktenina* e *Morozovella* rappresentate principalmente da *M. spinulosa*. Sono invece rare *Turborotalia*, *Catapsydrax* e *Subbotina*. Nei livelli vicini agli intervalli biotritici sono frequenti forme cretache rimaneggiate di Globotruncanidae.
- **Zona P13** (Bartoniano) (tra il FAD e il LAD di *Orbulinoides beckmanni*). Nelle successioni analizzate i limiti di questo intervallo biozonale sono incerti data l’assenza della specie indice. La correlazione è possibile con altre sezioni del dominio umbro-marchigiano, quali la sezione della “Contessa”, dove *O. beckmanni* (SAITO, 1962) è presente. Il bioevento principale che si registra è il FAD di *Turborotalia cerroazulensis* s.s. (TOUKMARINE & BOLLI, 1970) in associazione a *Subbotina*, *Globoquadrina pseudovenezuelana*

(BLOW & BANNER, 1962) e *Acarinina rotundimarginata* SUBBOTINA, 1953. Negli intervalli biodetritici compresi tra le zone P13 e P15 si rinvennero numerose forme di *Nummulites* riferibili a *N. kugleri*, *N. millicaput* BOUBÉE, 1832, *N. praebullatus* in associazione ad *Assilina*, *Orbitolites* e *Fasciolites*. Forma maastrichtiane rimaneggiate sono ancora presenti.

- **Zona P14** (Bartonian sup.) (tra il LAD *Orbulinoides beckmanni* e il LAD di *Truncorotaloides rohri*). Nella parte inferiore di questa zona si registra la scomparsa di *M. spinulosa* e l'incremento di *Acarinina* con camere subglobulari. Il genere *Globigerinatheka* è ben rappresentato e in particolare nella parte superiore della zona è presente *G. index* (FINLAY, 1939). *Turbototalia cerroazulensis* e *T. pomeroli* aumentano in abbondanza, e i generi *Pseudohastigerina*, *Chiloguembelina* e *Catapsydrax* completano il quadro microfaunistico.
- **Zona P15** (Bartonian sup.-Priaboniano inf.) (tra il LAD di *Truncarotaloides rohri* e il FAD di *Cribrohantkenina inflata*). Il limite zonale P14/P15 corrisponde al passaggio Eocene medio -Eocene superiore caratterizzato dalla scomparsa di *Acarinina spinosa* e di *Planorotalites*. Dato che è molto scarsa la presenza di *Cribrohantkenina inflata* (HOWE, 1928) si è tentato di individuare il limite superiore della zona con la scomparsa di *Turborotalia pomeroli*. L'associazione microfaunistica è caratterizzata da *T. cerroazulensis* s.s., *T. pomeroli* e specie di *Globigerinatheka*. A circa metà della zona si registra la comparsa di *T. cocoaensis* (CUSHMAN, 1928) in associazione a *Subbotina*, *Chiloguembelina* e *Pseudohastigerina*.
- **Zona P16-P20** (Priaboniano sup.-Rupeliano sup). L'individuazione di questi limiti zonali risulta difficile data la scarsità di alcuni degli indicatori biostratigrafici che caratterizzano queste biozone. Per il riconoscimento di questo intervallo biostratigrafico sono stati utilizzati le associazioni microfaunistiche nella loro completezza riferendosi agli eventi utilizzati per le sequenze umbro-marchigiane da NOCCHI *et alii* (1986 - 1988). In particolare, la **zona P16**, che in letteratura (BERGGREN *et alii*, 1995) viene definita come l'intervallo compreso tra il FAD ed il LAD di *Cribrohantkenina inflata*, nelle sezioni stratigrafiche analizzate è stata riconosciuta sulla base della scomparsa di *Globigerinatheka semiinvoluta* (KEIJZER, 1945) e *G. index* a cui segue la comparsa di *T. cunialensis* (TOUMARKINE & BOLLI, 1970) in associazione si rinvennero *Globoquadrina galavisi* (BERMUDEZ, 1961), *G. tripartita* (KOCH, 1926), e *Subbotina*. Per la **zona P17**, compresa tra il LAD di *Cribrohantkenina inflata* ed il FAD di *Globigerina tapuriensis* (BERGGREN *et alii*, 1995) nelle sezioni stratigrafiche analizzate il limite inferiore viene posto in prossimità del LAD di *Globigerinatheka index*, mentre il limite superiore è posto in corrispondenza dell'estinzione del genere *Hantkenina*, come suggerito da NOCCHI *et alii*. (1988). L'associazione è caratterizzata dalla presenza di

Hankenine e *Turborotalia cunialensis*. Il limite biozonale P17/P18 segna il limite Eocene/Oligocene che è generalmente coincidente con l'estinzione del genere *Hankenina* e del gruppo di *Turborotalia cerroazulensis*. Nelle sezioni analizzate l'estinzione delle Hankenine è un evento più facile da riconoscere rispetto al FAD di *Globigerina tapuriensis* BLOW & BANNER, 1962 che segna il bioevento principale per il riconoscimento dell'inizio della zona P18. In questo passaggio si registra l'incremento di *Pseudohastigerina barbadoensis* BLOW, 1969 e *P. naguewichiensis* (MYATLIUK, 1950) e la diminuzione di *Pseudohastigerina micra* insieme alla scomparsa di *Pseudohastigerina danvillensis*. Per la **zona P18**, compresa tra il FAD di *Globigerina tapuriensis* ed il FAD di *Globoquadrina sellii*, si è fatto riferimento all'aumento del genere *Globigerina* e *Globoquadrina* e dalla comparsa di *Catapsydrax dissimilis dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ, 1937). Negli intervalli biotritici sono presenti macroforaminiferi eocenici quali *Discocyclina*, *Asterocyclina* e *Aktinocyclina*. L'associazione è caratterizzata anche dalla presenza di *Chapmanina gassinensis*, *Halkyardia*, *Pellatispira madaraszii*, *Assilina* e *Orbitolites*. Nell'intervallo compreso tra la zona **P19 e P20** le specie indicative diagnosticabili in sezione sottile rivelano nella parte inferiore dell'intervallo solo comuni esemplari riferibili ai generi *Catapsydrax* e *Chiloguembelina*.

- **Zona P21** (Rupeliano sup.-Cattiano inf.) (tra il FAD di *Globigerina angulisuturalis* ed il LAD di *Paragloborotalia opima opima*). Questa biozona è suddivisa in due subzone sulla base dell'estinzione del genere *Chiloguembelina* che segna il passaggio P21a/P21b.
- **Subzona P21a** (Rupeliano sup.) (tra il FAD di *Globigerina angulisuturalis* ed il LAD di *Chiloguembelina cubensis*). L'associazione è caratterizzata da: *Chiloguembelina cubensis* (PALMER, 1934), *Globorotaloides* sp., *Tenuitellinata juvenilis* (BOLLI, 1957), *Pseudohastigerina* sp., *Paragloborotalia opima opima* (BOLLI, 1957), *Subbotina angiporoides* (HORNIBROOK, 1965) e Tenuitellidae.
- **Subzona P21b** (Cattiano inf.) (tra il LAD di *Chiloguembelina cubensis* ed il LAD di *Paragloborotalia opima opima*). L'associazione è caratterizzata dalla scomparsa del genere *Chiloguembelina* e dalla presenza di *P. opima opima*, *P. opima nana* (BOLLI, 1957), *Capsydrax dissimilis*, "*Globigerina*" *venezuelana* HEDBERG, 1937 e *Globigerina praebulloides* BOLLI, 1959.
- **Zona P22** (Cattiano) (tra il LAD di *Paragloborotalia opima opima* ed il FAD di *Paragloborotalia kugleri*). L'associazione è caratterizzata di *Paragloborotalia pseudokugleri* (BLOW, 1969), *P. siakensis* (LE ROY, 1939), *P. opima nana*, *P. continuosa* (BLOW, 1959), *Tenuitellinata angustiumbilicata* (BOLLI, 1957), "*Globigerina*" *ciperoensis* BOLLI, 1957, *Globorotaloides suteri* BOLLI, 1957 e *Globoquadrina tripartita* (KOCH, 1926).
- **Zona N4** (=M1, BERGGREN *et alii*, 1995) (Aquitano) (tra il FAD ed il LAD di *Paragloborotalia kugleri*). Questa biozona è suddivisa da BERGGREN *et*

alii, 1995) in due subzone sulla base del FAD di *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS).

Nei campioni da noi analizzati la successione dei bioeventi non è definibile a causa del mediocre stato di conservazione del materiale esaminato e per il fatto che *Pkugleri* (BOLLI, 1957), date le piccole dimensioni, non è sempre ben identificabile. In questo contesto si utilizza, quindi, la biozonazione di BLOW (1969) riferendosi ad una indistinta zona N4 caratterizzata dall'associazione che comprende, tra le altre forme, *Catapsidrax dissimilis dissimilis*, *Globoquadrina dehiscens*, *Tenuitellinata incrusta* (AKERS, 1955), *Zeaglobigerina brazieri* (JENKINS, 1966), *Paragloborotalia kugleri* (BOLLI, 1957), *Ppseudokugleri*, *Globigerina "eoapertura"* (JENKINS, 1960), *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY, 1939), *Globigerinoides immaturus* LE ROY, 1939 in associazione a Tenuitellidae.

- **Zona N5-N6** (=M2-M3, BERGGREN *et alii*, 1995) (Burdigaliano) (tra il LAD di *Paragloborotalia kugleri* ed il LAD di *Catapsydrax dissimilis*) Anche in questo caso, sulla base dei campioni analizzati, non è possibile effettuare la distinzione delle due biozone. Il limite superiore della zona N6 è segnato dalla scomparsa di *Catapsidrax dissimilis dissimilis*. All'interno di questo intervallo stratigrafico si nota un aumento dell'associazione microfaunistica e, in particolare, una diversificazione del genere *Globigerinoides*. L'associazione che distingue la biozona è caratterizzata dall'aumento, in numero e varietà di specie, dei *Globigerinoides* (tra i più chiaramente riconoscibili *Globigerinoides trilobus* (REUSS, 1850), *G. bisphaericus* TODD, 1954 *G. sacculifer* (BRADY, 1877)) in associazione a *Globigerina pseudociperoensis* BLOW, 1959 *Globigerinoides altiapturus* Bolli, 1957, *Catapsidrax unicavus* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, 1957), *Globigerinella obesa* (BOLLI, 1957), *Paragloborotalia acrostoma* (WEZEL, 1966), *Globigerinoides bisphaericus*, *Paragloborotalia semivera* (HORNIBROOK, 1961), *Paragloborotalia mayeri* (CUSHMANN & ELLISOR, 1939). *Catapsydrax dissimilis dissimilis*, è molto raro nella parte superiore del suo range stratigrafico, come anche indicato da DAMIANI *et alii* (1997).
- **Zona N7** (=M4, BERGGREN *et alii*, 1995) (Burdigaliano sup.) (tra il LAD di *Catapsydrax dissimilis* ed il FAD di *Praeorbulina sicana*). BERGGREN *et alii* (1995) dividono questa zona in due sottozone, il cui limite è posto sulla base del FAD di *Globorotalia birnageae* BLOW, 1959. Nell'area mediterranea questo limite si pone, invece, con il FAD di *Globorotalia scitula praescitula* BLOW, 1959. L'associazione è caratterizzata dalla presenza di *Globigerinoides*, tra i quali *G. des trilobus*, *G. des bisphaericus*, *G. des immaturus*, *Globigerinella obesa* (BOLLI, 1957) *Globigerina* gr. *praebuloides* BLOW, 1962, *Globigerina ciproensis* BOLLI, 1957, *Zeaglobigerina woodi* (JENKINS, 1960) e *Globorotalia siakensis*.

- **Zona N8** (=M5, BERGGREN *et alii*, 1995) (Langhiano) (tra il FAD di *Praeorbulina sicana* ed il FAD di *Orbulina suturalis*). BERGGREN *et alii* (1995) suddividono questa biozona in due subzone sulla base della comparsa di *Praeorbulina glomerosa* s.s. Integrando con BLOW (1969) le due sottozone corrispondono alla zona N8a e N8b. L'associazione è caratterizzata, oltre alla presenza delle specie indice, da: *Dentoglobigerina altispira altispira* (CUSHMAN & JARVIS, 1936), *Globigerinoides sacculifer*, *Hastigerina siphonifera praesiphonifera* BLOW, 1969, *Globorotalia* gr. *scitula* (BRADY, 1884), *Sphaeroidinellopsis disjuncta* (FINLAY, 1940), *Hastigerina siphonifera* D'ORBIGNY, 1839, *Globoquadrina langhiana* CITA & GELATI, 1960, *Praeorbulina transitoria* BLOW, 1956, *Globorotalia* cfr. *miozea* FINLAY, 1939, *Globorotalia peripheroronda* BLOW & BANNER, 1966.
- **Zona N9 - N13** (=M6-M10, BERGGREN *et alii*, 1995) (Langhiano-Serravalliano). Questo intervallo, i cui limiti zonali sono difficilmente riconoscibili, è caratterizzato alla base dal FAD di *Orbulina suturalis* e il FAD di *Globorotalia peripheroacuta*. Il limite superiore utilizzato da BERGGREN *et alii* (1995) è il LAD di *Globorotalia* gr. *fohsi* CUSHMAN & ELLISOR, 1939. Nel materiale analizzato l'associazione presente, che caratterizza questo intervallo biostratigrafico, è rappresentata da: *Orbulina universa* D'ORBIGNY, 1839, *O. suturalis* BRONNIMANN, 1951, *O. bilobata* (D'ORBIGNY, 1839) *Globorotalia peripheroronda*, *G. peripheroacuta* BLOW & BANNER, 1966, *G. praefohsi* BLOW & BANNER, 1966 e *G. praemenardii* CUSHMAN & STAINFORTH, 1945.

7.2.2.2. - Biostratigrafia a nannofossili calcarei

Nel F° 336 "Spoleto", è stato condotto uno studio biostratigrafico quantitativo basato sui nannofossili calcarei. L'analisi è stata effettuata su *smear slides* al microscopio ottico polarizzatore a 1250 ingrandimenti, sia a nicols paralleli che a nicols incrociati eseguendo due tipi di conteggio:

- un primo conteggio relativo a forme significative entro un numero totale di 300 individui;
- un secondo conteggio relativo a forme significative entro un numero prefissato di individui, appartenenti allo stesso genere (percentuale di distribuzione di *Sphenolithus heteromorphus* (DEFLANDRE, 1953) rispetto a 50 sphenoliti, oppure 20, nel caso di associazioni impoverite).

L'utilizzo di una metodologia quantitativa si rende necessario quando occorre individuare, nell'ambito di una sequenza verticale di campioni, le variazioni di frequenza sia in senso positivo che negativo. Uno dei principali obiettivi dei metodi quantitativi è la discriminazione, in seno all'associazione totale, delle forme derivanti dal rimaneggiamento di sedimenti preesistenti.

Nelle figure 14 e 15 sono riportati gli schemi biostratigrafici del Paleogene di MARTINI (1971) suddiviso in biozone con sigla NP (Nannoplancton Paleogene) e di CATANZARITI & RIO in CATANZARITI *et alii* (1997) definita dalla sigla MNP seguita da un numero progressivo ed integrato con ulteriori eventi a nannofossili riconosciuti nell'area mediterranea indicati con * (CATANZARITI, 1993; RIO, 1997). Nella Fig II, 11 per motivi grafici non vengono riportate le sottozone.

Gli schemi biostratigrafici per l'intervallo Oligocene superiore-Miocene medio dell'area Mediterranea utilizzati per i nannofossili calcarei sono quelli recentemente proposti da FORNACIARI & RIO (1996b) e da FORNACIARI *et alii* (1996a), le zone sono codificate con le sigle MNP (Mediterranean Nannoplancton Paleogene), MNN (Mediterranean Nannoplancton Neogene) seguite da un numero progressivo. I bioeventi relativi ai *taxa* di ogni singolo gruppo fossile qui considerato e la loro relativa biozonazione definiscono gli schemi biostratigrafici sopra indicati nei quali sono riportate la Scala Cronometrica espressa in milioni di anni (Ma), la Scala delle Inversioni di Polarità del campo magnetico terrestre (GPTS) e la Scala Cronostratigrafica globale standard (SCG) proposte da BERGGREN *et alii* (1995).

Nel presente lavoro per il Burdigaliano inferiore si intende l'intervallo anteriore alla LCO (= *Last Occurance*) di *Catapsydrax dissimilis dissimilis*, alla FO (= *First Occurance*) di *Globigerinoides bisphaericus* e alla FO di *Sphenolithus belemnus* (BRAMLETTE & WILCOXON, 1967). Per Burdigaliano medio si intende la parte alta della Zona N5 e N6 caratterizzata dalla presenza comune di *Globigerinoides trilobus* in associazione con rari *G. bisphaericus* e rari *C. dissimilis dissimilis*; per quanto riguarda i nannofossili esso è definito dalle biozone MNN3a e MNN3b caratterizzate dalla prima presenza ed ultima presenza comune di *S. belemnus* in associazione con rari *Reticulofenestra pseudoumbilicus* >7µm (GARTNER, 1969; FORNACIARI *et alii*, 1996a) e, nella porzione superiore, con rari *S. heteromorphus*. Per Burdigaliano superiore si intende la Zona N7 dove si registra la scomparsa di *C. dissimilis dissimilis* e dove non è ancora comparso il taxon *Praeorbulina*; per i nannofossili questo intervallo è definito dalla comparsa comune di *S. heteromorphus* e, nella parte superiore, dalla LCO di *Helicosphaera ampliaperita* (BRAMLETTE & WILCOXON, 1967).

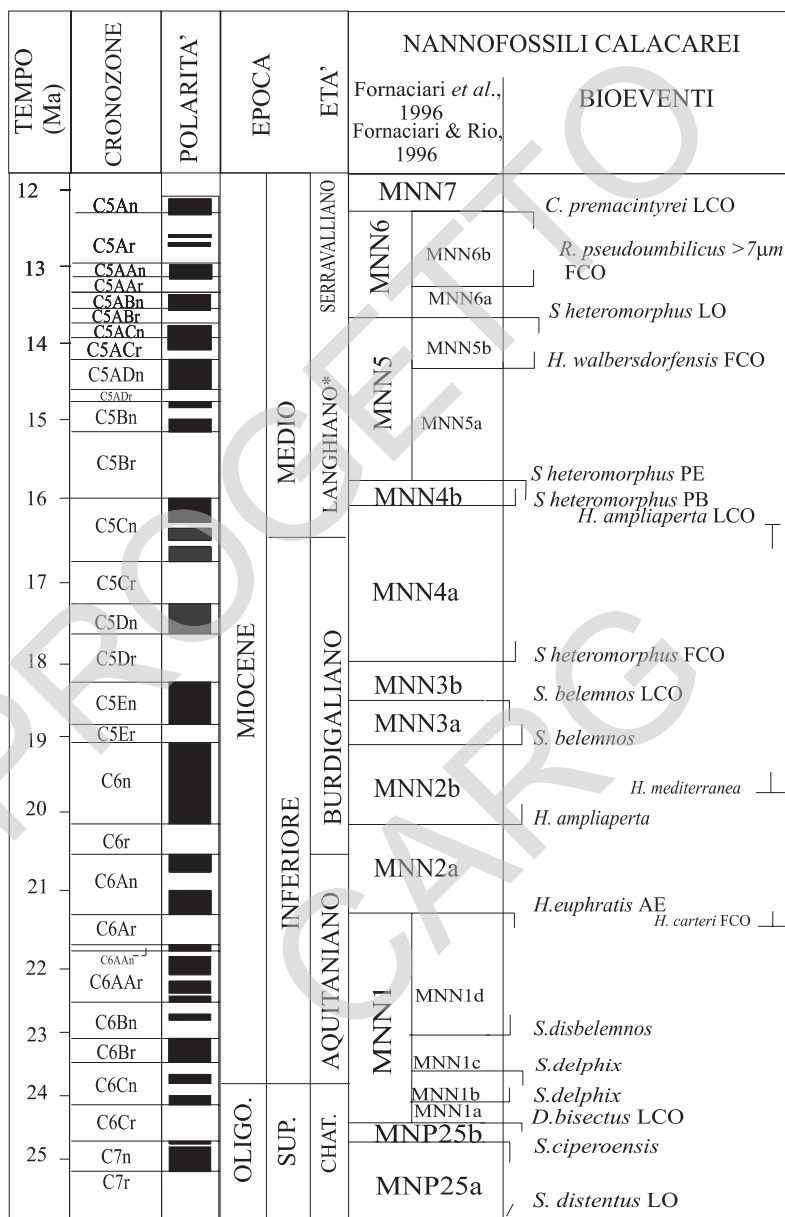
Per quello che riguarda il limite Langhiano/Serravalliano è stato tenuto conto della proposta di RIO *et alii* (1997) che basandosi sulla LO (= *Last Occurance*) di *S. heteromorphus*, lo hanno collocato dentro la Zona N10 (Chron C5ABr, secondo BERGGREN *et alii*, 1995).

Nel Serravalliano superiore il passaggio tra le biozone MNN6/MNN7 è stato definito dalla LCO di *Calcidiscus premacintyreii* (THEODORIDIS, 1984), la specie in parola pur essendo rara nelle successioni torbiditiche mostra, generalmente, una distribuzione continua entro la Subzona MNN6b. Poco prima del passaggio

TEMPO (Ma)	CRONOZONE	POLARITA'	EPOCA	ETA'	NANNOFOSSILI CALCAREI	
					Catanzariti <i>et al.</i> , 1997 Martini, 1971	BIOEVENTI
35	C13		EOCENE	SUPERIORE PRIABON	NP21 MNP21b	<i>E. obruta acme</i>
	C15				MNP21a	<i>D. saipanensis</i>
	C16				NP20 MNP20	<i>C. reticulatum</i>
40	C17			BART.	NP19 MNP19	<i>I. recurvus</i>
	C18				NP18*	<i>C. reticulatum acme</i>
	C19				NP17*	<i>Ch. oamaruensis</i> <i>C. reticulatum acme</i>
	C20				NP16*	<i>D. bisectus</i>
45	C21			MEDIO LUTEZIANO	NP15*	<i>Nannotetrina</i> spp. <i>R. umbilicus</i> >14 µm
	C22				NP14	<i>C. gigas</i> <i>C. gigas</i>
	C23				NP13	<i>N. fulgens</i> <i>Nannotetrina</i> spp.
50	C24			INFERIORE YPRESIANO	NP12	<i>D. subladoensis</i>
	C25				NP11	<i>T. orthostylus</i>
	C26				NP10	<i>D. lodoensis</i>
	C27				NP9	<i>T. orthostylus</i>
55	C28		PALEOCENE	SUPERIORE SELAND. TANET.	NP8	<i>T. bramlettei</i> <i>D. diastypus</i>
	C29				NP7	<i>D. multiradiatus</i>
					NP6	<i>H. riedelii</i>
					NP5*	<i>D. mohleri</i>
					NP4*	<i>H. kleinpellii</i>
60				INFERIORE DANIANO	NP3	<i>Fasciculithus</i> spp. <i>F. tympaniformis</i>
					NP2	<i>E. macellus</i> <i>Sphenolithus</i> spp.
					NP1	<i>C. danicus</i>
						<i>C. tenuis</i> <i>A. cymbiformis</i> & forme cretatiche

* Biozone di Martini (1971) modificate in Cerrina Feroni A. *et alii* (2002).

Fig. 14 - Schema biostratigrafico zonale a nannofossili calcarei ed eventi per l'intervallo Paleocene-Eocene. Per motivi grafici le sottozone non vengono riportate in questo schema.



*da Rio et al.1997

Fig. 15 - Schema biostratigrafico a nannofossili calcarei ed eventi per l'intervallo Oligocene-Miocene.

alla zona MNN7 FORNACIARI *et alii* (1996a) individuano la FCO di *Calcidiscus macintyre* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969b; LOEBLICH & TAPPAN, 1978), la posizione di questo evento risulta piuttosto problematica, poiché tale evento, sia nel *Site* 372 che nelle successioni torbiditiche umbre (LUCCHETTI 1997; BROZZETTI & LUCCHETTI, 2002), viene sempre individuato successivamente alla LCO di *C. premacintyre*, cioè entro la zona MNN7.

Nei campioni analizzati è stato possibile riconoscere l'intervallo biostratigrafico compreso tra Aquitaniano superiore ed il Burdigaliano inferiore (porzione superiore della Subzona MNN1d - Zona MNN2a), il Burdigaliano medio (Zona MNN3a), il Burdigaliano superiore (Zona MNN4a), il Langhiano (MNN5) ed il Serravalliano superiore (Biozone MNN6b e MNN7).

L'intervallo biostratigrafico compreso tra Aquitaniano superiore ed il Burdigaliano inferiore (porzione superiore della subzona MNN1d - zona MNN2a), è caratterizzato da un'associazione a nannofossili con: abbondanti *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967a; BUKRY, 1971a); frequenti esemplari riferibili al genere *Dictyococcites*, *Reticulofenestra minutula* (GARTNER, 1967; HAQ & BERGGREN, 1978) e *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877; SCHILLER, 1930), rari *Sphenolithus dissimilis* (BUKRY & PERCIVAL, 1971), *Sphenolithus disbelemnus* (FORNACIARI & RIO, 1996a) ed *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877; KAMPTNER, 1954).

Il Burdigaliano medio (Zona MNN3a) contiene un'associazione a nannofossili con comuni *R. minutula*, frequenti *Dictyococcites productus* (BUKRY, 1975), *Dictyococcites antarcticus* (HAQ, 1976), *C. pelagicus*, rari *S. belemnus*, *H. ampliaperita*, *S. dissimilis*, *H. carteri* e *Discoaster deflandrei* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954), *R. pseudumbilicus* >7µm.

Il Burdigaliano superiore (Zona MNN4a) contiene un'associazione a nannofossili con comuni *R. minutula*; frequenti *D. productus*, *D. antarcticus*, *S. heteromorphus*, *H. ampliaperita*, *C. pelagicus*, rari *S. dissimilis*, *H. carteri* e *D. deflandrei*.

Il Langhiano (Zona MNN5) è stato documentato in alcuni campioni caratterizzati da: abbondanti *D. productus*, *D. antarcticus*, *R. minuta*, *R. minutula*; frequenti *S. heteromorphus*, *H. carteri*; rari *C. premacintyre*, *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN, 1989; LOEBLICH & TAPPAN, 1978), e *D. variabilis/exilis* e dalla assenza di *H. ampliaperita*.

Nei campioni attribuiti al Serravalliano superiore sono state riconosciute associazioni a nannofossili calcarei riferibili alle Biozone MNN6b, MNN7, quando lo stato di preservazione è risultato scadente, non potendo attribuire il mancato rinvenimento delle specie guida con sicurezza a fattori primari, sono state indicate entrambe le biozone (MNN6b o MNN7). La Subzona MNN6b è caratterizzata da: abbondanti *D. productus*, *D. antarcticus*, *R. minuta*, *R. minutula*, comuni *C. pelagicus*, frequenti *R. pseudumbilicus* >7µm,

Helicosphaera walbersdorfensis (MÜLLER, 1974b; THEODORIDIS, 1984), *H. carteri*, rari *Coccolithus miopelagicus* (BUKRY, 1971; WISE, 1973), *C. leptoporus*, *C. premacintyreii*.

Nei campioni attribuiti alla Zona MNN7 sono presenti almeno due associazioni a nannofossili la prima è caratterizzata da: abbondanti *D. productus*, *D. antarcticus*, *R. minuta*, *R. minutula*, comuni *C. pelagicus*, frequenti *R. pseudoumbilicus* >7µm, *H. walbersdorfensis*, *H. carteri*, rari *C. miopelagicus*, *C. leptoporus* e dall'assenza di *C. premacintyreii*.

La seconda associazione è caratterizzata da: abbondanti *R. minuta*, *R. minutula*, comuni *C. pelagicus*, frequenti *R. pseudoumbilicus* >7µm, *D. productus*, *D. antarcticus*, *H. walbersdorfensis*, *H. carteri*, rari *Helicosphaera stalis* (THEODORIDIS, 1984), *C. macintyreii*, *C. miopelagicus*, *C. leptoporus* e dall'assenza di *C. premacintyreii*.

PROGETTO
CARGO

III - TETTONICA

1. - INTRODUZIONE ALLA TETTONICA

Il Foglio 336 “Spoleto” ricade nel settore Sud Occidentale dell’Appennino umbro-marchigiano, collocandosi più o meno a metà strada tra la catena dei M. Martani, a W, e quella dei Monti Sibillini, a E ().

Dal punto di vista tettonico le caratteristiche del foglio ricalcano quelle del settore meridionale dell’Appennino umbro-marchigiano (BARCHI, 1991), in particolare riguardo a:

- importanza delle deformazioni traspressive (es. faglia della Valnerina);
- affioramento di fronti di sovrascorrimento a basso angolo, che dislocano preesistenti strutture plicative, poste in posizione più esterna (es: sovrascorrimento di Spoleto);
- presenza di importanti faglie dirette con attività quaternaria, che attraversano e dislocano obliquamente le strutture compressive preesistenti, generando bacini più o meno estesi e profondi, con direzione NW-SE (es: Valle Umbra, Val Casana, Conca di Leonessa-Monteleone).

La parte del Foglio Spoleto che ricade nella zona di catena, dai Monti di Spoleto fino al limite orientale del foglio, è occupata da una serie di strutture anticlinaliche, con direzione circa meridiana, variamente dislocate da sovrascorrimenti, faglie trascorrenti e traspressive, faglie dirette. Questo settore corrisponde in gran parte alle

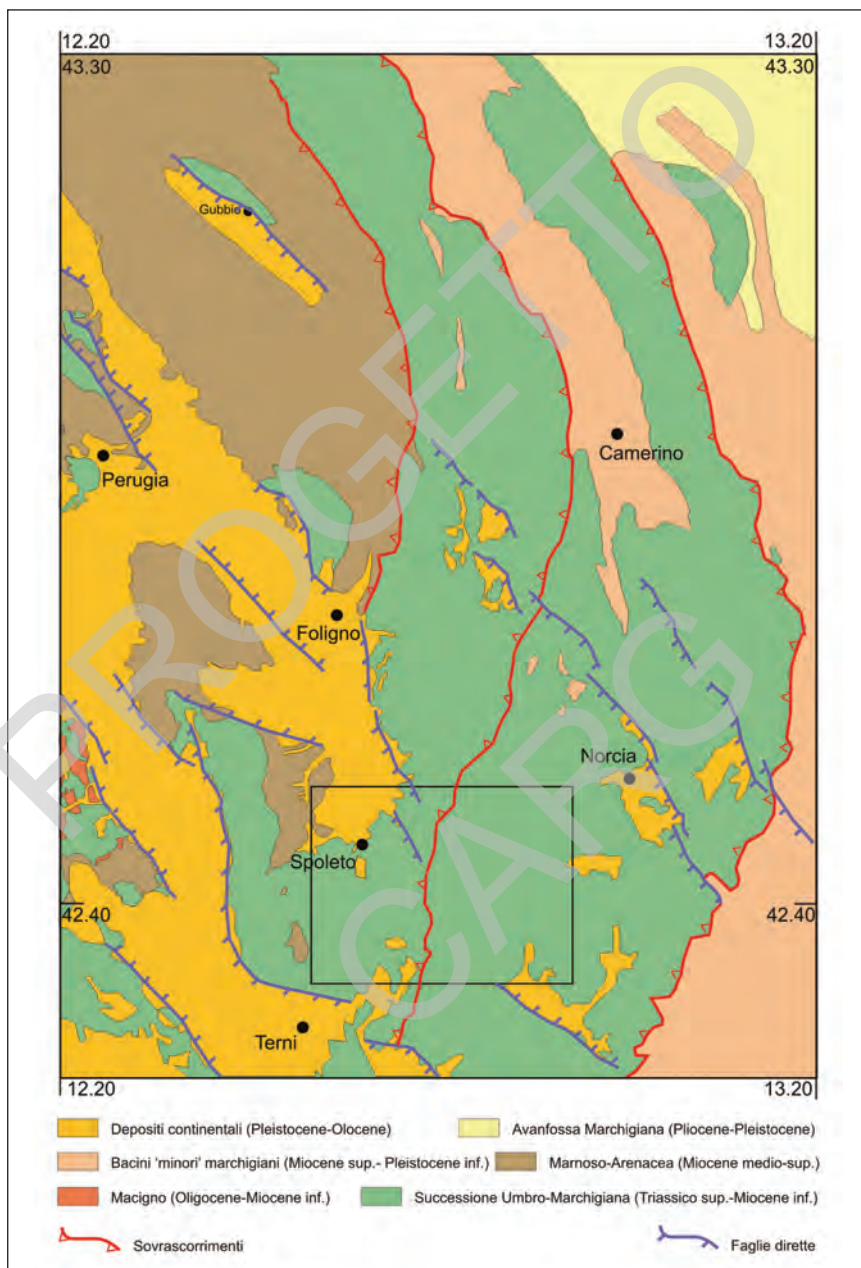


Fig. 16 - Localizzazione del Foglio 336 "Spoleto"

strutture della “ruga interna” (*sensu* SCARSELLA, 1951).

Coerentemente con il quadro regionale l’evoluzione tettonica di questo settore dell’Appennino umbro-marchigiano comprende tre fasi deformative principali, ciascuna delle quali è articolata in più momenti:

- una fase tettonica estensionale (Giurassico-Paleogene), contemporanea alla deposizione di una classica successione di margine passivo (“serie umbro-marchigiana”) e precedente la strutturazione della catena appenninica;
- una fase tettonica compressiva (Miocene superiore-Pliocene inferiore), in cui si struttura la catena umbro-marchigiana, con formazione di bacini di avanfossa e di bacini satellite, scarsamente rappresentati nell’area del Foglio Spoleto;
- una fase estensionale recente (Pliocene-Quaternario), che si accompagna ad un marcato sollevamento dell’area di catena, ed in cui si formano bacini “neo-autoctoni”, che in quest’area sono di natura continentale.

2. - BREVE STORIA DEFORMATIVA

2.1. - TETTONICA ESTENSIONALE SINSEDIMENTARIA

Nel trattare questa fase tettonica conviene tener distinte le deformazioni giurassiche, che sono univocamente messe in relazione all’apertura dell’Oceano Ligure-Piemontese e per cui esiste una letteratura consolidata, riguardante i rapporti tra tettonica e sedimentazione, dalle deformazioni cretacico-paleogeniche. Infatti queste ultime, pur mostrando caratteri tipicamente estensionali, si verificano in un diverso contesto geodinamico, essendo contemporanee alla chiusura dell’oceano ed alle deformazioni compressive alpine.

2.1.1. - *Tettonica giurassica*

Le fasi tettoniche estensionali, legate all’apertura dell’oceano Ligure - Piemontese, trovano un’espressione evidente nello smembramento della piattaforma carbonatica del calcare massiccio e nella conseguente articolazione del bacino umbro-marchigiano in zone di alto strutturale e zone depresse, ove, tra il Lias medio ed il Titonico, si depositano successioni con caratteri molto variabili (p.es. COLACICCHI *et alii*, 1970; COLACICCHI *et alii*, 1988).

Tra il tetto del calcare massiccio e la base della maiolica, sono riconosciute in letteratura numerose successioni giurassiche del tipo “serie completa”, “serie condensata”, “composta” ed infine “lacunosa” o “ridotta” (II,3).

Le differenze fra le varie successioni sono state attribuite a variazioni morfologico-strutturali con alti e depressioni controllati da faglie dirette sinsedimentarie (COLACICCHI & PIALLI, 1969, 1973; COLACICCHI *et alii*, 1970; CENTAMORE *et alii*, 1969, 1971; PIALLI, 1970; DEIANA & PIERUCCINI, 1971; BERNOULLI *et alii*, 1979; COLI, 1980; COLTORTI & BOSELLINI, 1980; CANTELLI *et alii*, 1982; DECANDIA, 1982a; BICE & STEWART, 1985, 1990; GALDENZI, 1986a, b; KALIN & URETA, 1987; CECCA *et alii*, 1988; COLACICCHI *et alii*, 1988; ALVAREZ, 1989a, b; SANTANTONIO, 1994).

L'estrema variabilità degli spessori e la concentrazione asimmetrica del materiale detritico calcarenitico e degli olistostromi di calcare massiccio suggeriscono una geometria asimmetrica (del tipo semigraben) delle depressioni, in accordo con quanto osservato da COOPER & BURBI (1986) e da ALVAREZ (1989 b).

Esistono varie ipotesi sul comportamento in profondità delle faglie dirette che nel Mesozoico controllano la distribuzione degli elementi morfologico-strutturali. BALLY *et alii* (1986) suggeriscono due alternative:

- 1) le faglie hanno geometria listrica e coinvolgono il basamento: i loro movimenti determinano rotazioni delle Anidriti di Burano (presenti solo nel substrato non affiorante) e del calcare massiccio;
- 2) le faglie si esauriscono nella formazione delle anidriti di Burano, e sono legate ad uno scivolamento gravitativo classico dell'insieme anidriti di Burano-calcare massiccio, lungo un pendio presente nel sottostante basamento.

ALVAREZ (1989 b) ritiene che le faglie mesozoiche siano legate alla distensione della crosta continentale, e che abbiano, in profilo bidimensionale, geometria variabile: alcune hanno una marcata geometria listrica, altre invece hanno geometria più complessa, con un'inversione della curvatura da concava a convessa nella parte più superficiale delle faglie listriche.

Le faglie mesozoiche sinsedimentarie di M. Nerone (Appennino umbro-marchigiano settentrionale) sono state riferite da ALVAREZ (1989 b, 1990) ad un unico sistema cinematico con struttura "a tavoletta di cioccolato", caratterizzato da distensione in tutte le direzioni; questa particolare configurazione potrebbe riflettere anche una certa mobilitazione delle evaporiti triassiche: un controllo da parte della mobilitazione delle evaporiti sullo sviluppo delle faglie dirette era stato precedentemente suggerito anche da COLACICCHI *et alii* (1970), COLI (1980) e BOSELLINI & COLTORTI (1981). Non si può escludere tuttavia che le faglie con i rapporti angolari indicati da ALVAREZ (1989 b, 1990) possano far parte di un unico sistema distensivo caratterizzato da faglie dirette e da *transfer faults* (GIBBS, 1984) ad esse ortogonali.

Gli effetti della tettonica sinsedimentaria giurassica sono evidenti anche nel foglio "Spoleto", che presenta una distribuzione molto articolata delle successioni giurassiche. Tuttavia, contrariamente a quanto descritto in altre zone

dell'Appennino umbro-marchigiano (es: COOPER & BURBI, 1986; ALVAREZ, 1989a, b; BARCHI *et alii*, 1996), è difficile individuare scarpate di faglia ben conservate e ben esposte, che siano direttamente ascrivibili alla fase giurassica: la posizione delle discontinuità strutturali, pertanto, deve essere arguita sulla base della distribuzione delle diverse successioni.

Tuttavia la discontinuità degli affioramenti e le complicazioni tettoniche riferibili ad episodi successivi alla sedimentazione non consentono un'accurata ricostruzione dell'originaria distribuzione degli alti morfologico-strutturali e delle adiacenti depressioni; un tentativo in tal senso è stato fatto nell'area dei Monti di Spoleto (DECANDIA, 1982), nella parte occidentale del foglio, dove sono stati identificati due tipi di successioni *“di cui la prima occupa una fascia centrale, larga circa 8 chilometri e allungata secondo la direzione SW-NE, mentre la seconda fa da cornice alla prima essendo distribuita nelle aree ad essa adiacenti poste a NW e a SE. Nella fascia centrale la successione delle formazioni giurassiche appare caratterizzata da spessori relativamente elevati e da continuità di deposizione, mentre nelle aree laterali essa appare caratterizzata da spessori deboli e da lacune di sedimentazione”*. L'area centrale e le due aree laterali vengono interpretate come corrispondenti ad elementi morfologico-strutturali che si sono formati, a partire dal Lias inferiore, in seguito alla esistenza di faglie attive sinsedimentarie distribuite lungo i margini delle depressioni e dei piccoli rilievi in direzione SW-NE. Tracce di movimenti tettonici si osservano ancora nel Titonico e forse nel Neocomiano (MICARELLI *et alii*, 1977), testimoniati dalla presenza di materiale calcarenitico e talora grossolano nei calcari diasprigni e nella maiolica e da fenomeni di *slumping*.

Particolarmente interessante è il versante occidentale dei Monti di Spoleto [050, 090], in cui affiora una successione di corniola molto potente (almeno 400 m) ed interessata da megabrecce e da olistoliti, anche di grandi dimensioni, che individuano la presenza di una importante scarpata giurassica. A S di Spoleto, nella zona di Testaccio [050], DECANDIA (1982) descrive una graduale variazione da una zona di bacino ad una zona di alto, che si riscontra nell'assottigliamento della successione da S verso N.

Al nucleo dell'anticlinale di M.Solenne-Ferentillo (III, 3.1.5) affiorano successioni giurassiche molto diverse: le faglie trasversali, che separano i diversi settori dell'anticlinale, sono certamente ereditate dalla tettonica sinsedimentaria, anche se mostrano evidenze di successive riattivazioni.

2.1.2. - Tettonica cretacico-paleogenica

Dopo le ultime manifestazioni titonico-neocomiane della tettonica estensionale, segue una fase di stasi che perdurò fino al limite Cretacico-Paleocene, per tutto il

tempo quindi di deposizione delle marne a fucoidi e della porzione inferiore della “scaglia rosata” (LAVECCHIA, 1985). La presenza di facies anossiche aptiane alla base delle marne a fucoidi viene interpretata da WEZEL (1985) come l’espressione di *“un significativo cambiamento di regime tettonico, ossia il passaggio da una lunga fase tafrogenica ad una fase post-rift di subsidenza geosinclinale. Tale importante mutamento sembra essere avvenuto simultaneamente non solo in corrispondenza dei margini del sistema Atlantico centrale-Tetide, ma anche nella maggioranza dei margini passivi”*. Alla base del Maastrichtiano si assiste ad una generale ripresa dei movimenti tettonici in gran parte dell’Appennino umbro-marchigiano: ad essa sembra legata l’individuazione nella scaglia *s.l.* di due distinte facies: la “facies umbra settentrionale” senza calcareniti, e la “facies umbra meridionale” con abbondanti calcareniti (RENZ, 1936; 1951).

Le prime ipotesi di una tettonica sinsedimentaria cretacico-paleogenica nell’Appennino umbro-marchigiano sono state avanzate da DECANDIA (1982) e da BALDANZA *et alii* (1982). Nell’interpretazione di DECANDIA la distribuzione delle calcareniti bioclastiche provenienti dalla piattaforma carbonatica laziale-abruzzese è stata condizionata dall’attività di una faglia del basamento orientata SSW-NNE (faglia della Valnerina) con la formazione di *“un alto morfologico in corrispondenza del blocco nord-occidentale, che avrebbe impedito alle torbiditi con macroforaminiferi di estendersi verso NW”*. Nell’interpretazione di BALDANZA *et alii* (1982) l’evento tettonico ha avuto un carattere distensivo ed è stato prodotto *“da una o più faglie principali parallele al margine della piattaforma laziale-abruzzese”*.

Evidenze di tre periodi di intensa attività tettonica (riferibili al Maastrichtiano, al Paleocene inferiore ed al tardo Paleocene), definite attraverso uno studio magnetostratigrafico, sono state segnalate anche da CHAN *et alii* (1985), che ricavano anche un’ipotetica ricostruzione strutturale nell’area di Fossombrone-Pietralata-Acqualagna (Appennino umbro-marchigiano settentrionale).

COLACICCHI *et alii* (1985) mettono in stretta relazione con un’intensa attività tettonica sinsedimentaria i fenomeni di accumuli detritici, di rimaneggiamenti e di *hiatus* dovuti a scivolamenti e frane sottomarine avvenuti nel Campaniano inferiore e medio e fra il Maastrichtiano ed il Paleocene.

Evidenze di una tettonica sinsedimentaria con carattere distensivo attiva a partire dal Cenomaniano sono state segnalate da WINTER & TAPPONIER (1991) attraverso uno studio di carattere mesostrutturale: gli elementi strutturali esaminati da questi Autori sono le stiloliti parallele alla stratificazione associate a sistemi coniugati di vene di calcite *en échelon* ed a faglie dirette mesoscopiche. Associazioni mesostrutturali di questo tipo, costituite da stiloliti parallele alla stratificazione e da vene *en échelon*, la cui origine tettonica era stata proposta da ARTHAUD & MATTAUER (1972), nonché da faglie dirette contemporanee alla sedimentazione, sono frequenti anche nell’area compresa fra la Valnerina e la Conca di Rieti (TAVARNELLI, 1993a; 1996a, b) (Fig. 17).

Circa il contesto nel quale si è sviluppata l'attività tettonica cretacio-paleogenica sono state fatte due diverse ipotesi. La prima prevede che essa sia di tipo traspressivo e rappresenti *“un effetto periferico delle deformazioni compressive alpine”* (LAVECCHIA, 1985); la seconda prevede invece che essa sia di tipo distensivo e legata al movimento del dominio adriatico che, svincolandosi dall'Africa, si muove verso oriente lungo una faglia trascorrente sinistra orientata W-E (WINTER & TAPPONIER, 1991): la conseguenza meccanica di questo spostamento è il regime distensivo che si instaura a N della faglia trascorrente.

Dal punto di vista stratigrafico, la tettonica attiva nel Cretacico-Paleogene si riflette nella presenza, nella parte sud-orientale del bacino umbro-marchigiano, di torbiditi calcaree (calcareniti e microclastiti) intercalate nella sedimentazione pelagica della “Scaglia s.l.” e provenienti dalla Piattaforma Laziale-Abruzzese.

La presenza di torbiditi calcaree si riscontra nell'area del Foglio Spoleto dal Cretacico superiore (es. zona di Scheggino [060]-Monterivoso [120]) fino all'Oligocene, ad es. nella zona di Collegiacone [080], ove le “marne di Colle Castellano” (II, 4.10; NOCCHI *et alii*, 1986b; MONACO, 1989) si collocano al passaggio scaglia variegata-scaglia cinerea.

RENZ (1951) e DECANDIA (1982) hanno riconosciuto il ruolo paleogeografico e paleotettonico della Faglia della Valnerina come limite occidentale della parte di bacino interessato dalle torbiditi calcaree. La faglia della Valnerina ha avuto una evoluzione geologica complessa e ad essa è dedicato il paragrafo III 3.2.2.

La presenza di faglie sinsedimentarie di età cretacio-paleogenica, più volte ipotizzata in passato, è stata dimostrata da TAVARNELLI (1993a; 1996a; b), che ha riconosciuto deformazioni estensionali sinsedimentarie, in particolare nella scaglia rossa e variegata. Alcune delle osservazioni sono state condotte alla scala mesoscopica, nella zona di Castel S. Felice [060-070] (Fig. 17).

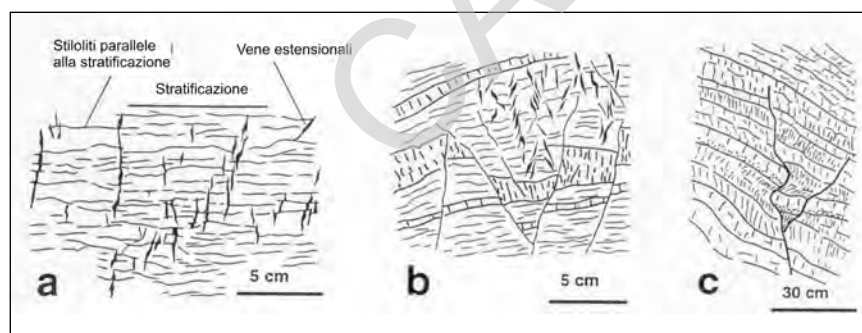


Fig. 17 - Strutture mesoscopiche nella scaglia rossa, presso la faglia della Valnerina (da TAVARNELLI, 1996a).

a- stiloliti paralleli alla stratificazione e vene estensionali ad esse perpendicolari;

b- faglie normali di crescita, associate a stiloliti e vene estensionali;

c- sistemi di faglie normali deformate durante gli eventi compressivi.

2.2. - TETTONICA COMPRESSIVA

La strutturazione della catena umbro-marchigiana avviene a partire dal Miocene medio, nei settori più interni, migrando successivamente verso E, fino all'avampaese Adriatico. Il grosso delle deformazioni compressive si colloca tra il Tortoniano ed il Pliocene inferiore. In particolare, nell'area del Foglio Spoleto, le deformazioni compressive possono essere riferite in gran parte all'intervallo tra il Serravalliano e il Messiniano (DECANDIA & GIANNINI, 1977; CIPOLLARI & COSENTINO, 1997; BARCHI *et alii*, 1998).

Lo stile strutturale è quello caratteristico del settore meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano. Durante le fasi compressive, si generano nell'ordine:

- pieghe anticlinali e sinclinali;
- sovrascorrimenti;
- faglie trascorrenti e traspressive.

Le anticlinali umbro-marchigiane (pieghe a scatola con fianchi molto ripidi e zona sommitale appiattita, debolmente immergente verso W, con lunghezze d'onda di 5-7 km) sono ben rappresentate nel foglio Spoleto, anche se la intensità delle deformazioni successive (sovrascorrimenti a basso angolo, faglie trascorrenti e traspressive, faglie dirette recenti) le rende meno evidenti di quelle affioranti nell'Appennino umbro-marchigiano settentrionale.

L'interpretazione dei meccanismi deformativi che presiedono alla formazione delle strutture plicative maggiori ed i rapporti genetici e geometrici tra le anticlinali ed i sovrascorrimenti sono oggetto da anni di dibattito scientifico.

Le anticlinali principali sono state considerate, alternativamente:

- come effetti superficiali, passivi, del movimento lungo faglie inverse, secondo meccanismi di *fault bend folding* o di *fault propagation folding* (p. es. KOOPMAN, 1983; BALLY *et alii*, 1986; TAVARNELLI, 1997);
- come strutture plicative primarie, generate per compressione parallela ai piani di strato, secondo meccanismi di *buckling* (p. es. BARCHI & LAVECCHIA, 1986; COWARD *et alii*, 1999).

Nel Foglio Spoleto le anticlinali hanno direzione circa meridiana. Molte strutture mostrano un marcato *plunging* assiale verso N (es: M. Solenne, M. Coscerno). Oltre alle anticlinali maggiori (le cui tracce dei piani assiali sono segnate nello schema strutturale; fig. 18) si hanno strutture a lunghezza d'onda minore (centinaia di m), scollate in genere in corrispondenza delle marne a fucoidi, diffuse nelle zone di sinclinorio (es. sinclinale del F. Nera, a N di Castel S. Felice) ed in corrispondenza delle chiusure periclinali delle anticlinali (es. zona di Mucciafora [030,040]).

Sinclinali strette ed allungate separano le anticlinali. I nuclei delle sinclinali più importanti e profonde sono segnalati dall'affioramento delle formazioni marine della scaglia variegata e della scaglia cinerea e, più raramente, dal bisciaro.

Alcune di queste sinclinali (es. Cerasola- Biselli [040]) sono strutture superficiali, mentre per altre (es. sinclinale del F. Nera, sinclinale di Mucciafora-Pulcini) si deve ipotizzare una maggiore profondità, in corrispondenza di accavallamenti con rigetti chilometrici.

Alla scala mesostrutturale, alle pieghe maggiori sono sistematicamente associati clivaggi da dissoluzione per pressione, con caratteri di clivaggio da piano assiale, e raggruppamenti di pieghe minori o mesopieghe. La presenza di pieghe minori è un carattere costante dell'Appennino umbro-marchigiano. Non è questa la sede per una descrizione completa delle geometrie e dello stile deformativo di queste deformazioni, per cui si rimanda alla letteratura specialistica (p. es: DECANDIA & GIANNINI, 1977b; ALVAREZ *et alii*, 1978; KOOPMAN, 1983; LAVECCHIA *et alii*, 1983; DECANDIA *et alii*, 2002); tuttavia occorre almeno segnalare gli spettacolari

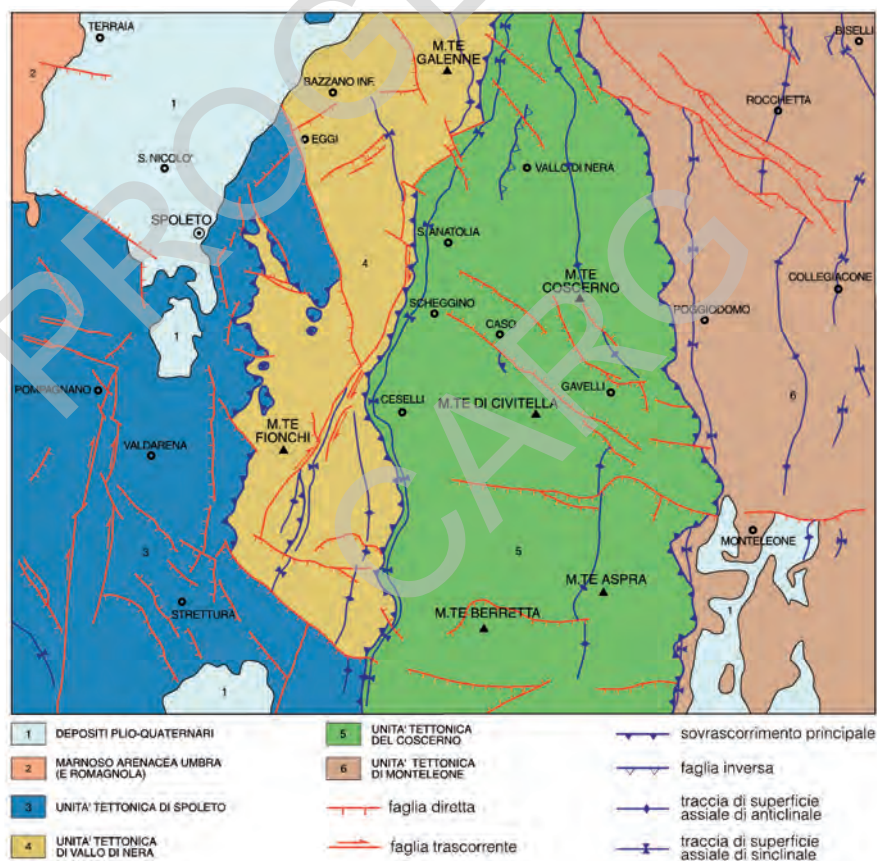


Fig. 18 - Schema tettonico del Foglio 336 "Spoleto".

affioramenti di pieghe minori, lungo la Statale Valnerina, nel tratto tra Piedipaterno e Borgo Cerreto, prevalentemente nella scaglia rossa (fig. 19, descritte anche in Soc. Geol. It., 1994).

A ciascuna anticlinale è associato un fronte di sovrascorrimento, eventualmente complicato da uno o più *splays*, che fa avanzare la struttura verso ENE, al di sopra della sinclinale antistante ed eventualmente su gruppi di pieghe più esterne (es. sovrascorrimento di Spoleto). I sovrascorrimenti sono circa paralleli alle pieghe, con direzione N-S, e mostrano in genere una componente traspressiva destra del movimento.

I sovrascorrimenti hanno rigetti molto variabili, da alcune centinaia di metri a parecchi chilometri. Il maggiore o minore rigetto si riflette nella differente altezza strutturale delle anticlinali sovrascorse. Ad un maggiore rigetto corrisponde una maggiore altezza strutturale: con questo criterio è facile individuare nei sovrascorrimenti di Spoleto e del Coscerno-Aspra le strutture principali, mentre le strutture di M. Solenne-Ferentillo, di M. Galenne e di Monteleone sono caratterizzate da un minore avanzamento verso ENE.

In genere i piani dei sovrascorrimenti affiorano con inclinazioni di 20°-30° e l'esposizione delle rocce di faglia (cataclasiti) e delle deformazioni al letto è arealmente limitata. Fa eccezione il sovrascorrimento di Spoleto, caratterizzato da un maggiore grado di esumazione, che si riflette in una maggiore esposizione delle rocce al letto: qui la maggiore altezza strutturale e la peculiarità della evoluzione tettonica ha fatto sì che l'erosione abbia messo a giorno a luoghi le parti sottostanti al piano suborizzontale di sovrascorrimento, in cui è possibile osservare la sovrapposizione diretta, su piani a basso angolo, di rocce giurassiche su rocce più recenti (cretaciche o paleogeniche).

In corrispondenza dei sovrascorrimenti, specie dove il blocco di letto è costituito da unità marnose come la scaglia variegata e la scaglia cinerea, si sviluppano



Fig. 19 - Mesopieghe affioranti lungo la Statale Valnerina tra Piedipaterno e Borgo Cerreto.

rocce di faglia foliate, con caratteristiche strutture S/C, la cui geometria e cinematica è stata ampiamente discussa in letteratura (p.es. LAVECCHIA, 1985; BARCHI & LEMMI, 1996; TAVARNELLI, 1997). Alcuni affioramenti molto spettacolari di queste rocce di faglia sono disposti lungo i sovrascorrimenti di Spoleto (Castelmonte, Giro dei Condotti), di M. Solenne-Ferentillo (Monterivoso), del M. Coscerno-M. Aspra (Mucciafora, Fonte di Colle Mezzo, Butini).

Nel loro insieme, le strutture compressive del Foglio Spoleto possono essere riferite a quattro unità tettoniche, separate dai sovrascorrimenti principali, come illustrato nello schema tettonico che correde il Foglio stesso: da W verso E, si riconoscono l'unità di Spoleto, l'unità della Valnerina, l'unità del M. Coscerno e l'unità del F. Corno.

Pieghe e sovrascorrimenti sono dislocati e ruotati, nelle fasi tardive della compressione, da faglie trascorrenti e traspressive, organizzate in sistemi con direzione da N-S a N20° (destre) e da E-W a N110° (sinistre), da riferire alle ultime fasi delle deformazioni compressive (Pliocene inf. ?).

Molto si è discusso sul ruolo che tali faglie rivestono nell'evoluzione della catena: cioè se esse debbano essere interpretate come rampe laterali od oblique di singoli sovrascorrimenti, o piuttosto come manifestazione superficiale di discontinuità profonde, che coinvolgono il basamento, interagendo con la deformazione compressiva durante la sua fase terminale (p.es. CASTELLARIN *et alii*, 1978; DECAN- DIA, 1982a; LAVECCHIA, 1985; BALLY *et alii*, 1986). La Faglia della Valnerina (III, 3.2.2), che attraversa per intero il Foglio Spoleto in senso longitudinale, con direzione media N20° e movimento destrale, è sicuramente una delle più importanti zone di faglia trascorrenti dell'Appennino umbro-marchigiano.

Più ad W, la Faglia della Valserra (III, 3.2.1), con direzione N-S, è un'altra discontinuità importante, anch'essa caratterizzata da movimento destro.

2.3. - TETTONICA ESTENSIONALE RECENTE

A partire dal Pliocene medio, la regione umbra è interessata da una fase tettonica estensionale, che si è propagata da W verso E attraverso tutto l'Appennino settentrionale. Sulla genesi e la entità delle deformazioni estensionali la discussione è ancor oggi aperta nella comunità scientifica. In ogni caso, a questi sistemi di faglie viene generalmente riferita la sismicità della regione (BARCHI *et alii*; 2000, cfr. IV, 6).

Il Foglio Spoleto è interessato da faglie dirette e trassensive, disposte in fasce di deformazione con direzione prevalentemente appenninica (NW-SE).

Tuttavia, esistono anche faglie con direzione N-S (ad es., nella zona di Spoleto [050, 090]) o E-W (es. Monteleone [160]): in questi casi, molto spesso si tratta di

faglie preesistenti, riattivate come faglie recenti (DECANDIA & TAVARNELLI, 1990; 1991a, b; BARCHI & BROZZETTI, 1994).

Da W verso E, i principali sistemi estensionali recenti che si possono riconoscere sono:

- sistema della Valle Umbra-Valle del Tessino;
- sistema della Valcasana;
- sistema del M. Maggio;
- sistema di Ruscio-Monte Leone.

Alle faglie sono associati bacini (conche intermontane AUCT.), che in Umbria sono di carattere continentale. Tuttavia questi bacini interessano solo marginalmente il Foglio Spoleto, che include la terminazione meridionale del *graben* della Valle Umbra (il più importante bacino estensionale della regione, che si estende da Spoleto fino a Assisi) ed il lembo più settentrionale della conca di Leonessa-Monte Leone. Depressioni strette ed allungate, con scarsi depositi associati, ma analoghi per genesi ed età, si individuano nella zona di Borgiano-Pieve di Vallocchia [060], della Val Casana [070-110] e di Rocchetta-Poggioprincipato [040-080].

3. - DESCRIZIONE DELLA PRINCIPALI STRUTTURE DEL FOGLIO SPOLETO

3.1. - PIEGHE E SOVRASCORRIMENTI

3.1.1. - *Anticlinale di Acquapalomba*

All'estremità SW del foglio affiora parte del nucleo e del fianco esterno, rovesciato, di un'anticlinale: questa struttura, che è la più interna, tra quelle affioranti nel Foglio Spoleto, si accavalla, nella zona di Acquapalomba e lungo la Valle del Serra, su una stretta sinclinale, con orientazione NW-SE (fig. 19). La Faglia della Valserra (III, 3.2.1) disloca questa struttura, rispetto all'anticlinale di Spoleto.

3.1.2. - *Anticlinale di Spoleto*

L'anticlinale di Spoleto, con direzione N-S, molto disarticolata ad opera di strutture tettoniche successive, occupa la porzione del Foglio posta a SSW della città di Spoleto. Il fianco occidentale della struttura è relativamente ben

conservato, mentre la zona di cresta è dislocata e ribassata nel complesso graben della Valle del Tessino, ed il fianco orientale è in gran parte eroso ed affiora in modo discontinuo al tetto del sovrascorrimento di Spoleto. Il fianco W dell'anticlinale è ben riconoscibile nella fascia, con direzione circa N-S, compresa tra S. Giovanni di Baiano, a N, Meggiano, fino a Castagnacupa [050, 090], segnata dall'affioramento delle marne a fucoidi. Dopo una dislocazione, lo stesso fianco è riconoscibile nella zona di M. Acetella [090], mentre più a S la fascia di affioramento delle marne a fucoidi si interrompe, dislocata dalla faglia della Valserra. La zona di cresta dell'anticlinale è ribassata, lungo la Valle del T. Tessino, da importanti sistemi di faglie dirette, che rappresentano la continuazione verso S del sistema della Valle Umbra (cfr. III, 3.3).

Le “spalle” rialzate di questo *graben* corrispondono alle dorsali di Case Aghielli-M. Acuto-M. della Trocia, a W, e dei Monti di Spoleto (Montelucopatrino-M. Pirocchio) a E.

In corrispondenza di queste dorsali sono localizzati i principali affioramenti di calcare massiccio. Più a S, mentre la dorsale occidentale è sempre evidente (zona di Battiferro), quella orientale è meno definita e vengono a mancare gli affioramenti di calcare massiccio.

La geometria della zona di cresta dell'anticlinale è ulteriormente complicata dalla presenza di numerose faglie sinsedimentarie, che separano nuclei giurassici con successioni diverse (DECANDIA, 1982): ad esempio, una successione completa affiora nella zona di Montebibico-Torrecola [050], mentre successioni ridotte caratterizzano Case Aghielli e M. Acuto [050].

Nella stessa zona sono anche presenti importanti faglie trascorrenti e traspressive, con direzione N-S e talora SW-NE, associate alla fascia di deformazione della Faglia della Valserra (zone di Colle Barbacchiano e di Testaccio).

Il fianco esterno dell'anticlinale è rappresentato dagli affioramenti, resi discontinui dall'erosione, posti al tetto del sovrascorrimento di Spoleto.

La parte del fianco esterno meglio conservata affiora lungo la dorsale di Matrignano-Borgiano-Vallocchia [060], in cui si possono osservare gli strati della successione giurassica (corniola e localmente *Fm. Marne di M. Serrone*) appoggiati in modo conforme sul calcare massiccio, con immersione verso E.

3.1.3. - Sovrascorrimento di Spoleto

Il sovrascorrimento di Spoleto è uno dei più importanti ed evidenti della regione umbro-marchigiana, riconosciuto già da VERRI (1903) e da LOTTI (1905; 1926); quest'ultimo ne fornisce un'interpretazione sostanzialmente corretta, esemplificata nella sezione geologica di fig. 20-a, completata da interessanti

annotazioni sugli affioramenti più significativi e sulle rocce di faglia associate.

Questo sovrascorrimento produce la sovrapposizione, su una vasta area (circa 25 kmq), di rocce giurassiche (prevalentemente calcare massiccio, con lembi minori di corniola e di rosso ammonitico) su rocce cretacio-paleogeniche (dalla maiolica alla scaglia cinerea). La superficie di accavallamento, pur presentando varie irregolarità e dislocazioni, è nel suo complesso blandamente inclinata verso NW, passando da una quota di circa 300 m s.l.m. al Giro dei Condotti ad una di circa 1000 m negli affioramenti di Castelmonte [060] e Pizzo Corno [100], circa 5 km a SE (BARCHI & BROZZETTI, 1991).

La sovrapposizione, secondo una superficie suborizzontale, di calcare massiccio su scaglia rossa è molto regolare, tanto da aver favorito, fino a tempi relativamente recenti, interpretazioni “autoctoniste”, con attribuzioni al Giurassico superiore ed al cretacio inferiore di parte del calcare massiccio (MANGANELLI & TILIA ZUCCARI, 1969). Questa interpretazione è però priva di fondamento, come hanno dimostrato gli studi più recenti (DUFOR & MAGNE, 1970; DUFOR, 1970; DECANDIA & GIANNINI, 1977 a,b,c; DECANDIA, 1982; BARCHI, 1990), non solo perché la maggior parte dei dati stratigrafici concordano nell’attribuire al calcare massiccio umbro-marchigiano un’età liassica inferiore, con rare sopravvivenze nel Lias medio (PIALLI, 1969a, b), ma anche per la presenza di estese zone di taglio tra le due formazioni, peraltro già descritte e documentate fotograficamente da LOTTI (1926).

La geometria suborizzontale del sovrascorrimento e la sua altezza strutturale determina una intersezione con la topografia complessa ed articolata, dando luogo a *klippen* come quelle di Castelmonte [060] (descritta più avanti), di Acqua del Favo [060] e di Pizzo Corno [100], ed all’ampia semi-finestra tettonica della Valcieca [050]. Un assetto geologico di questo tipo non ha equivalenti nell’Appennino umbro-marchigiano (fig. 21-a).

La traiettoria seguita dal piano di sovrascorrimento rispetto alle deformazioni presenti al letto presenta anch’essa delle particolarità, riconosciute e descritte da vari Autori (p. es. DUFOR & MAGNE, 1970; DECANDIA & GIANNINI, 1977c; BARCHI & BROZZETTI, 1991; DECANDIA & TAVARNELLI, 1991): infatti la superficie del sovrascorrimento è disposta a basso angolo rispetto ai piani assiali delle pieghe presenti al *footwall* ed attraversa le zone di cresta delle anticlinali, “decapitandole”, con una traiettoria *down-section* nei fianchi occidentali ed *up-section* nei fianchi orientali.

Il corpo superiore appare costituito da una “lama” di calcare massiccio, spessa in media meno di 100 m (lo spessore totale della formazione è di 600-700 m), mentre la sua copertura pelagica è quasi completamente erosa. L’avanzamento minimo del corpo superiore, valutato in base ai soli dati di geologia di superficie, è di circa 5 km. Entità di avanzamento molto maggiori (fino a 20 km) possono essere ipotizzati se si accettano le interpretazioni sulla profondità del basamento

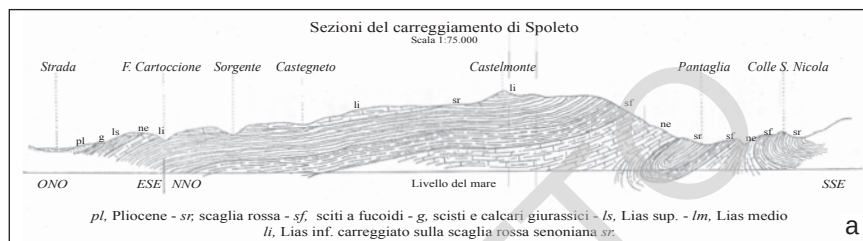


Fig. 20 - Il sovrascorrimento di Spoleto.

a- Sezione geologica attraverso il sovrascorrimento di Spoleto
(da LOTTI, 1926);

b- la klippe di Castelmonte, vista da Sud;

c- Il sovrascorrimento di Spoleto (località Giro dei Condotti, Spoleto);

d- roccia di faglia in scaglia rossa, associata al sovrascorrimento di Spoleto
(località Giro dei Condotti, Spoleto).

nella “ruga interna” umbro-marchigiana proposte su base geofisica, ad esempio: a circa 15 km da BALLY *et alii*, 1986 ed a circa 10 km da BARCHI *et alii*, 1998.

Poche altre strutture nella regione umbro-marchigiana consentono di osservare in maniera così convincente ed estesa i rapporti di sovrapposizione tettonica: tra queste la catena Narnese-Amerina (BONCIO *et alii*, 1995) il M. Pozzoni (CALAMITA *et alii*, 1981) ed il M. Vetica-Macchialunga (DEIANA, 1979), nel Nursino, oltre ad alcuni affioranti lungo il fronte dei M. Sibillini (LAVECCHIA, 1985).

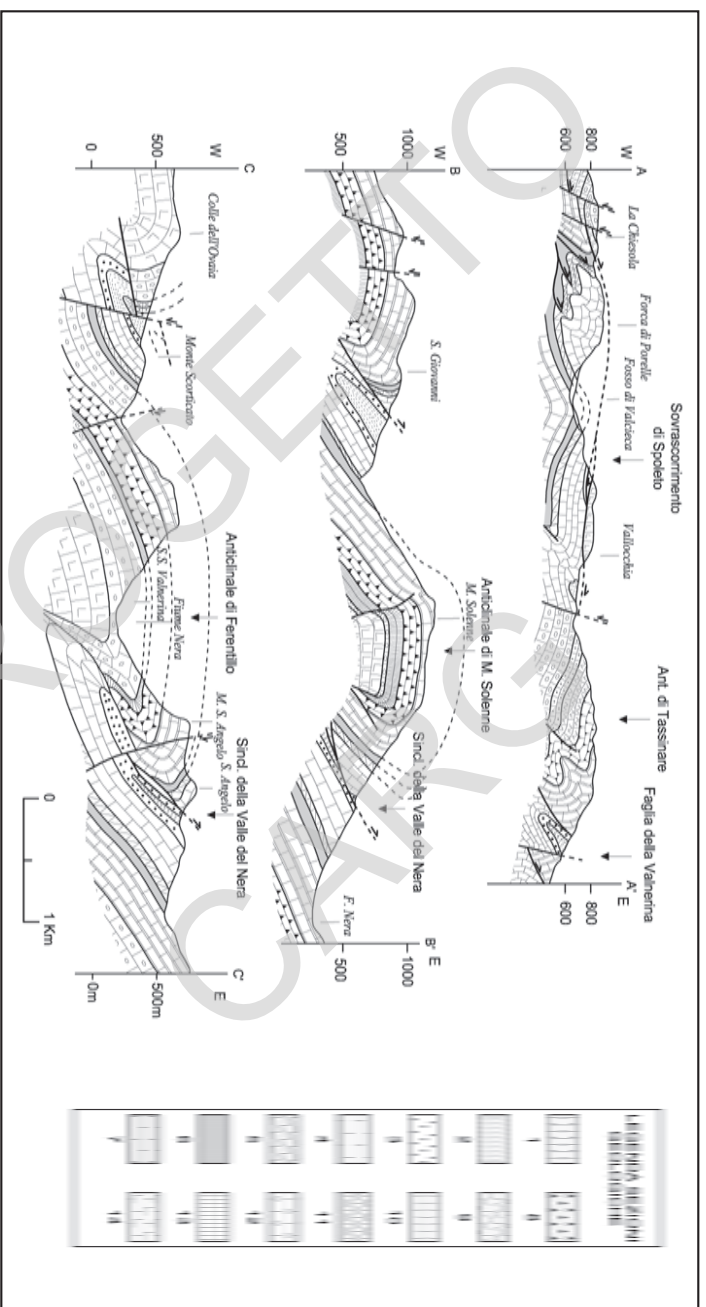


Fig. 21 - Sezioni geologiche.
 Dall'alto verso il basso:
 sezione geologica A-A' (Sorascorrento di Spoleto);
 sezione geologica B-B' (anticlinale di Ceselli - M. Solenne);
 sezione geologica C-C' (anticlinale di Ferentillo).

Unità litologiche

1- bisciaro
 2- scaglia cinerea
 3- scaglia variegata
 4- scaglia rossa
 5- scaglia bianca

6- marna a fucoidi
 7- mablica
 8- calcari diasprigni
 9- calcari e marna a Posidonia
 10- Marna di M. Serrone
 11- rosso ammonitico
 12- corniola
 13- Gruppo del Buganone
 14- calcare massiccio

La cronologia delle deformazioni compressive nella zona di Spoleto può essere almeno in parte stabilita, grazie all'affioramento di un deposito sintettonico: la "formazione di Belvedere" di DECANDIA & GIANNINI (1977a; in queste Note = unità Vallocchia-Belvedere; II,4.14), discordante sul substrato carbonatico (scaglia rossa, variegata e cinerea) e coinvolto nelle pieghe che deformano tali unità, recentemente riferito ad un Serravalliano "alto" (CIPOLLARI & COSENTINO, 1997). Su di esso sovrascorre il calcare massiccio in località Belvedere [100,130] (DECANDIA & GIANNINI, 1977a, b) e in località Vallocchia [050] (DUFOUR & MAGNE, 1970). Il rilevamento della sezione Scheggino [060] ha consentito di individuare altri affioramenti, collegabili per litologia ed età a questa unità (Luchetti, com.pers.) e ne segnaliamo uno nella Cava di Vallocchia, dove l'escavazione del calcare massiccio, in alcuni punti, ha raggiunto il contatto di sovrascorrimento, creando una situazione di "finestra tettonica artificiale".

La situazione strutturale osservabile a Belvedere ha condotto DECANDIA & GIANNINI (1977a) a dimostrare la presenza di "due fasi tettoniche terziarie" (fig. 22). Infatti la superficie di contatto (discordanza) tra i conglomerati basali della unità di Vallocchia-Belvedere e le sottostanti scaglia rossa e cinerea mostra solchi di erosione subaerea, che dimostrano una strutturazione compressiva, precedente alla deposizione della formazione stessa.

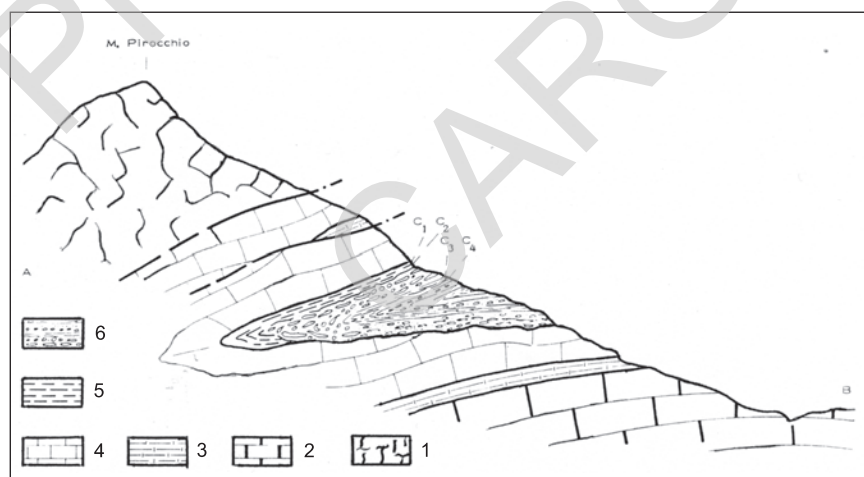


Fig. 22 - Sezione geologica, passante per il M. Pirocchio attraverso il sovrascorrimento di Spoleto e la sinclinale di Belvedere. (DA DECANDIA & GIANNINI, 1977).

1- calcare massiccio;
2- maiolica;

3- marne a fucoidi;
4- scaglia bianca e rossa,

5- scaglie variegata e cinerea,
6- unità di Vallocchia-Belvedere.

Pertanto l'inizio della strutturazione e della erosione del substrato carbonatico si deve porre almeno al Serravalliano, mentre è ragionevole, anche sulla base delle altre informazioni di carattere regionale sulla cronologia della deformazione, porre il fenomeno di sovrascorrimento al Miocene alto (Messiniano ?).

Uno degli affioramenti più spettacolari del contatto tra il calcare massiccio (corpo superiore) e la scaglia rossa (corpo inferiore) si trova lungo la panoramica passeggiata del Giro dei Condotti [050], che si snoda lungo il versante occidentale del Monteluco di Spoleto, tra il Ponte delle Torri e la Valcieca. Il Giro dei Condotti coincide in gran parte con il tracciato degli acquedotti che rifornivano la città di Spoleto, dalla Rocca ai pubblici lavatoi, acquedotti che, impostati in epoca romana, sono stati successivamente ampliati e ammodernati fino alla fine del secolo scorso, per essere abbandonati solo nel 1978 con la realizzazione dell'Acquedotto dell'Argentina.

Il contatto è netto, segnato da un piano levigato e debolmente striato (fig. 20-c) che, a causa della maggiore resistenza all'erosione del calcare massiccio, si presenta di frequente aggettante. La morfologia naturale è stata sicuramente accentuata dall'uomo, per ricavare ripari.

La roccia di faglia nella scaglia rossa è costituita da rocce deformate principalmente per dissoluzione per pressione (fig. 20-d). La deformazione è distribuita per circa 10 cm nel calcare massiccio, mentre la fascia deformata è assai più ampia nella sottostante scaglia rossa.

Il colle di Castelmonte [050] è un rilievo isolato, a forma spiccatamente conica (fig. 20-b), la cui situazione strutturale è stata descritta con grande precisione da LOTTI (1926):

“Il punto dove la sovrapposizione del calcare liassico sulla scaglia si presenta più appariscente è la località di Castelmonte sullo spartiacque tra la Valnerina e il Tessino. Vedonsi qui, posati sulla Scaglia, due piccolissimi lembi isolati di Calcare del Lias inferiore che evidentemente un tempo furono collegati al grande bancone calcareo di Vallocchia. Uno di questi forma la protuberanza conica di Castelmonte che presentasi in guisa di un picco in miniatura formato di scaglia rossa e sormontato da un cappello di calcare liassico” (LOTTI, 1926).

La foto (fig. 20-b) mostra la sovrapposizione del piccolo corpo di calcare massiccio su un complesso corpo intensamente deformato, che costituisce il Colle di Castelmonte, e comprende la scaglia rossa, la scaglia bianca e piccoli affioramenti di marne a fucoidi: questo elemento può essere considerato un corpo intermedio, compreso tra il corpo superiore (calcare massiccio) ed il corpo inferiore, costituito dalla scaglia variegata, dalla scaglia cinerea e dalla unità Vallocchia-Belvedere, in giacitura diritta, che affiorano al di sotto del Colle di Castelmonte.

3.1.4. - *Anticlinale di Tassinare*

Posta al letto del sovrascorrimento di Spoleto, e a W della faglia della Valnerina, l'anticlinale di Tassinare è una piega a scatola, dislocata da faglie dirette e trascorrenti. Il settore meglio conservato è un blocco triangolare, che si restringe verso S, che corrisponde alla dorsale di Colle di Cesa-Monte Piano [060], in cui affiorano principalmente la zona di cerniera appiattita (lungo la dorsale di Piano della Rota [020]) ed il fianco orientale fortemente raddrizzato e localmente rovesciato (lungo il versante che affaccia sulla Valnerina). La piega presenta direzione assiale circa meridiana ed una pronunciata immersione assiale verso N.

In corrispondenza del fianco orientale, lungo la strada per Tassinare [060], si osservano numerose mesopiege nella maiolica, a piano assiale obliquo o suborizzontale, coassiali rispetto all'anticlinale ospite. Queste strutture minori sono state descritte in dettaglio da DECANDIA *et alii* (2001).

Il nucleo della piega affiora in destra idrografica del Fosso di Cortaccione, a N di Vallocchia [060], ed è rappresentato da una successione giurassica (corniola, *Fm. Marne di Monte Serrone*, calcari e marne a Posidonia, calcari diasprigni) in strati suborizzontali, blandamente immergenti verso E. La fascia occupata dai calcari diasprigni è ben riconoscibile anche in panorama, perché occupata da boschi di castagno. La maiolica e le marne a fucoidi costituiscono la parte sommitale della anticlinale, affiorante anche lungo la strada di Forca di Cerro [020-060], che collegava la S.S. n. 3 (Flaminia) alla S.S. n. 209 (Valnerina) e da pochi anni è stata sostituita dalla Galleria di Forca di Cerro.

L'anticlinale, con direzione NNW-SSE, è troncata verso W da un'importante faglia diretta, che segue il Fosso di Cortaccione fino a Vallocchia e quindi il versante occidentale di Montecchio [060].

3.1.5. - *Sinclinale di Bazzano-Le Cese*

L'anticlinale di Tassinare sovrascorre, tra Bazzano superiore e la Madonna delle Scentelle [020], sulla sinclinale di Bazzano, che la separa dall'antistante anticlinale di M. Galenne. Più a S, lembi ulteriori della sinclinale affiorano lungo il versante W della Valnerina, nella zona di Tassinare-Case S. Silvestro [060], a S della quale la struttura è interrotta dalla Faglia della Valnerina. Lungo tutto il suo sviluppo, la sinclinale di Bazzano ha i caratteri di una struttura molto strizzata e profonda. La struttura è stata attraversata anche dalla galleria di Forca di Cerro, che ha confermato che questa struttura si incunea profondamente al di sotto dell'anticlinale di Tassinare, con un piano di accavallamento inclinato circa 10°.

La continuazione verso S della sinclinale di Bazzano, a SE della Faglia della Valnerina, è rappresentata dalla sinclinale rovesciata di Le Cese [100], che pre-

senta nuclei di scaglia Cinerea e direzione circa N10°. Ancora più a S, un nucleo riconducibile alla stessa struttura affiora nella zona di Palombare [140].

3.1.6. - *Anticlinale di M. Galenne-M.Solenne-Ferentillo*

L'anticlinale di M. Galenne [030], quasi interamente costituita da affioramenti di maiolica, ha una direzione NNW-SSE. Il fianco occidentale affiora tra Bazzano superiore e la Madonna delle Scentelle [020], ed è fortemente laminato, sia per opera di faglie inverse retrovergenti, sia per faglie con movimento verso E, di difficile interpretazione (Madonna delle Scentelle). Il nucleo ed il fianco orientale sono troncati verso S dalla Faglia di Grotti [020-030] (una porzione della Faglia della Valnerina). Il fianco orientale, rovesciato, è esposto lungo il versante orientale della dorsale di M. Galenne-M.Piaciono.

A S di Grotti, gli affioramenti di maiolica, marne a fucoidi e scaglia bianca e rossa, presenti a valle dell'abitato di Tassinare [060], costituiscono un lembo isolato della stessa anticlinale, fortemente dislocata da deformazioni successive, con caratteri di piega a ginocchio, chiaramente riscontrabili negli affioramenti che sovrastano l'imbocco E della Galleria di Forca di Cerro.

A SE della Faglia della Valnerina, l'asse strutturale corrispondente è rappresentato dalla ben più evidente anticlinale di M. Solenne, la cui terminazione settentrionale, nella zona di Pontuglia [100], è blandamente ruotata in senso orario contro la faglia della Valnerina. L'anticlinale ha la solita geometria a scatola (fig. 21-b), direzione meridiana e *plunging* assiale verso N; pertanto, spostandosi verso S, al nucleo affiorano termini sempre più antichi, mentre la struttura affiora sempre più estesamente. Lungo il versante meridionale di M. Solenne, sono ben esposti il calcare massiccio e la soprastante successione giurassica: il nucleo di calcare massiccio è interessato da una faglia inversa ad alto angolo (*upthrust*), che ne produce il sollevamento rispetto alla serie stratificata del fianco esterno rovesciato.

A S di M. Solenne, l'anticlinale è bruscamente ribassata verso S, ad opera di una complessa faglia con direzione E-W, che mostra evidenze di più fasi di attività.

L'immersione assiale verso N della struttura produce un'ulteriore culminazione assiale nella zona di Ferentillo [140]. Anche qui al nucleo della struttura affiora la successione giurassica, che tuttavia mostra caratteri profondamente diversi da quelli del nucleo di M. Solenne: si tratta infatti di una successione completa, con una corniola molto estesa e ricca di apporti detritici anche prossimali ("marmarone"; II, 2.1.). La zona assiale della struttura corrisponde in questo tratto alla Valle del Fiume Nera, dando luogo ad un fenomeno di inversione del rilievo (fig. 21-c). Lungo la Valle, affiora una serie di faglie dirette a basso angolo, probabile manifestazione di tettonica sinsedimentaria.

Anche questa struttura è troncata verso S da una faglia subverticale, con di-

rezione WNW-ESE. A S di questa dislocazione, l'anticlinale è costituita da un modesto nucleo di scaglia rossa, compreso tra le due sinclinali di Palombare e di Monterivoso [140].

Il fianco esterno della struttura di M.Galenne-M.Solenne-Ferentillo è interessato da un piano di accavallamento con senso di trasporto verso ENE, che ne produce l'accavallamento al di sopra dell'antistante sinclinale del F. Nera. Nella porzione settentrionale della carta, questo sovrascorrimento si trova ad interferire con la faglia della Valnerina, da cui si distingue per il carattere compressivo e per il minore angolo di inclinazione. Pur non avendo un rigetto paragonabile a quello del sovrascorrimento di Spoleto, questo sovrascorrimento è comunque caratterizzato dalla presenza di ben esposte e sviluppate zone di taglio, con caratteristiche strutture S/C: le esposizioni migliori sono lungo il vecchio tracciato della Ferrovia Spoleto-Norcia [060] e nella zona di Monterivoso [140]. Sulla base dell'altezza strutturale dell'anticlinale sovrascorsa, un rigetto minimo di molte centinaia di metri deve comunque essere ipotizzato.

3.1.7. - *Sinclinale del Fiume Nera*

La sinclinale del F.Nera è la più importante e continua del Foglio, e potrebbe rappresentare la prosecuzione verso S del sinclinorio di Matelica-Camerino-Visso, che nel settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano separa la "Ruga interna" dalla "Ruga esterna" (SCARSELLA, 1951). La parte più profonda della sinclinale, con numerosi affioramenti di bisciaro, corre lungo il versante W della valle del Nera, nella zona tra Piedipaterno [030] e Grotti [020], in cui si dispone in direzione N20°, parallelamente alla Faglia della Valnerina, che la delimita verso W. A S di S. Anatolia [070], la sinclinale è più stretta, ma mantiene la direzione circa N20° e il parallelismo con la Faglia della Valnerina fino a Ceselli [100]. Nella parte più meridionale, invece, si dispone in direzione meridiana e si discosta dalla faglia, per l'interposizione dell'anticlinale di M. Solenne-Ferentillo. Anche in questo settore si alternano zone di culminazione e depressione assiale.

3.1.8. - *Anticlinale di M. Coscerno-M.Aspra*

L'anticlinale di M. Coscerno-M.Aspra è una grande struttura, con direzione meridiana, che occupa il settore centro-orientale del Foglio Spoleto. La struttura è particolarmente evidente nella parte settentrionale (fig. 23-a), descritta in dettaglio da BARCHI & LEMMI (1996), che mostra una marcata immersione assiale verso N, fino alla terminazione periclinale, ben visibile nella zona di Vallo di Nera [030].

Il fianco occidentale presenta marcate retrovergenze, con retroscorrimenti che

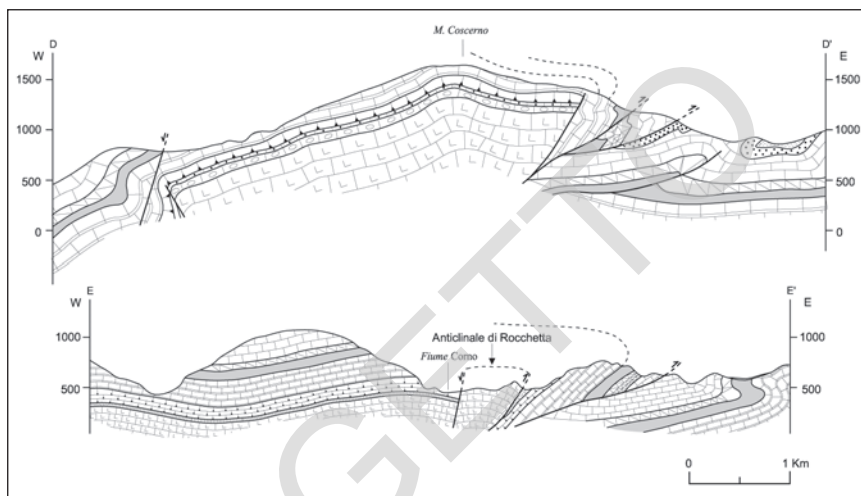


Fig. 23 - Sezioni geologiche. Dall'alto verso il basso:
sezione geologica D-D' (Anticlinale di M. Coscerno);
sezione geologica E-E' (Anticlinale di Rocchetta- Valle del Corno).

La legenda delle unità litologiche è riportata in fig. 21

coinvolgono il calcare massiccio (versante settentrionale di M. di Civitella) o la maiolica, sia a N (zona di Vallo di Nera) che a S (zona di Castellonalto).

Begli esempi di retrovergenze a livello mesostrutturale si possono osservare anche in località Fonti di Val Casana [070] (scaglia rossa) e lungo la strada che collega S. Anatolia di Narco a Monteleone di Spoleto [070] (scaglia bianca e scaglia rossa).

Una bella sezione naturale della zona piatta di cresta e del fianco occidentale dell'anticlinale è esposta lungo il versante settentrionale del M. di Civitella (panorama da Caso, fig. 24), versante che corrisponde in gran parte ad una successiva faglia diretta, che ha dislocato la struttura plicativa.

Il fianco orientale rovesciato della struttura è ben esposto solo nel settore settentrionale (a N di M. Sciudri [120]), con raggruppamenti di mesopieghe asimmetriche, con geometrie *kink* e *chevron*, che producono un notevole ispessimento della potenza apparente delle formazioni. Le mesopieghe in scaglia rossa si possono osservare lungo le numerose, ripide valli trasversali che attraversano questo fianco della struttura, lungo il M. Carpenale [070, 080] e nei dintorni di Mucciafora [030, 040].

La parte meridionale della struttura [110, 120, 150, 160], a S di M. Sciudri (in particolare nel settore di M. Aspra) è assai più articolata. Infatti qui, a causa del maggiore raccorciamento, il fianco orientale dell'anticlinale non è esposto ed il nucleo giurassico sovrascorre direttamente sui termini terziari della sinclinale antistante, tra Forchetta di Usigni, Butini e Pulcini [120, 160].

La geometria dei nuclei giurassici, ed in particolare dei nuclei costituiti da calcare massiccio, è molto disarticolata, e probabilmente riflette i *pattern* della tettonica sinsedimentaria. In particolare, a S del M. Aspra, gli strati della successione giurassica assumono una direzione marcatamente NE-SW, anomala rispetto alle direttrici N-S caratteristiche di questo settore della catena; anche questa disposizione potrebbe essere ereditata dalla paleogeografia mesozoica.



Fig. 24 - Panorama da Caso: il fianco occidentale dell'Anticlinale di M. Coscerno.

Anche la tettonica estensionale recente ha interessato questa zona, producendo strutture spettacolari, come il *graben* della Valcasana [070,110], e dislocando in più punti l'anticlinale ed il fronte di sovrascorrimento. Alcune faglie con attività recente riattivano probabilmente preesistenti discontinuità giurassiche e/o cretacico-paleogeniche.

All'anticlinale si associa sistematicamente un sovrascorrimento con senso di trasporto verso ENE. La struttura è molto evidente nel settore meridionale (a S di M. Sciudri) [120], dove produce la sovrapposizione diretta di rocce giurassiche sulla scaglia variegata e cinerea. Nel settore settentrionale il sovrascorrimento interessa gli strati rovesciati del fianco orientale, ed è individuabile soprattutto per la presenza di spettacolari zone di taglio con cataclasiti foliate (es: Fonte di Colle Mezzo [080-120], fig. 25). Al tetto del sovrascorrimento sono presenti numerosi *splays* (es. Fonti del Poio [070]), a cui corrispondono strutture plicative di lunghezza d'onda minore. Un'anticlinale minore, con lunghezza d'onda di poche centinaia di metri, presumibilmente scollata a livello delle marne a fucoidi, è spesso presente al letto del sovrascorrimento del Coscerno-Aspra (ad es. nella zona di Poggiodomo [080], fig. 23-a), separandolo dalla sinclinale principale, di Mucciafora-Pulcini. Le ultime fasi di sovrascorrimento sono posteriori alla formazione di questa struttura plicativa, che appare "decapitata" dalla traiettoria del sovrascorrimento stesso.



Fig. 25 - Zona di taglio con cataclasiti foliate (strutture S/C), associata al sovrascorrimento del M. Coscerno-Aspra (località F.te di Colle Mezzo).

3.1.9. - *Sinclinale di Mucciafora-Pulcini*

La sinclinale di Mucciafora-Pulcini attraversa quasi tutto il foglio in direzione N-S, separando l'anticlinale di M. Coscerno-M. Aspra dalla più esterna anticlinale di Monteleone. Come tutte le principali sinclinali della regione, si tratta in realtà di una struttura complessa ("sinclinorio"), articolata in una serie di pieghe a lunghezza d'onda minore, il cui involuppo descrive comunque una geometria di sinclinale rovesciata, con vergenza orientale. Il nucleo della struttura è costituito da scaglia variegata e cinerea, con rari affioramenti di bisciaro. Nella parte meridionale (zona di Colle Policano [160]), la struttura è obliterata per la forte tettonica estensionale successiva, cui si collega la presenza di depositi continentali, che costituiscono il ramo più settentrionale della conca di Leonessa.

3.1.10. - *Anticlinale di Monteleone*

Strutturalmente più depressa e meno ampia dell'anticlinale del M. Coscerno-M. Aspra, l'anticlinale di Monteleone è una struttura con direzione N-S, che corre lungo il bordo orientale del Foglio, con caratteri che variano abbastanza lungo il suo sviluppo longitudinale.

Al bordo NE del Foglio, l'anticlinale è sezionata trasversalmente dalla valle del F. Corno, a W di Biselli [040], che ne produce una sezione trasversale naturale alta alcune centinaia di metri (fig. 23-b), consentendo di osservarne la geometria. Il nucleo della struttura è costituito dal calcare massiccio, affiorante ai due lati della valle, che in questo tratto è profondamente incisa, come una forra. Verso W il calcare massiccio è delimitato da una importante faglia ad alto angolo (che prosegue a N, fuori carta, nella faglia di Balza Tagliata), che ribassa e nasconde il fianco occidentale dell'anticlinale. Suborizzontali nella parte sommitale della struttura, gli strati di calcare massiccio immergono quindi verso E, con inclinazioni via via crescenti, fino ad interrompersi contro una faglia inversa ad alto angolo, che separa gli strati massivi del nucleo dalla successione stratificata rovesciata, che costituisce il fianco esterno dell'anticlinale. Faglie inverse ad alto angolo (*upthrusts*), in questa posizione strutturale, sono comuni nell'Appennino umbromarchigiano (p. es. LAVECCHIA, 1981; CALAMITA, 1991). La successione giurassica, pur con caratteri bacinali, è caratterizzata da spessori relativamente esigui (circa 150 m di spessore tra il tetto del calcare massiccio e la base della maiolica).

La zona di cerniera ed il fianco rovesciato dell'anticlinale sono esposti in modo molto spettacolare, in particolare lungo il versante in destra idrografica del F. Corno [040], in cui è possibile osservare in panorama i rapporti di sovrapposizione tra le diverse formazioni. Sia la zona di cerniera che il fianco sono interessati da pieghe minori, che affiorano estesamente anche lungo la strada di Colle degli Istrici [040], a S della Valle del Corno. Il nucleo della antistante sinclinale rovesciata,

nelle scaglie variegata e cinerea, ricche di apporti detritici grossolani (marne di Colle Castellano, Nocchi *et alii*, 1986a, b), affiora sui rilievi a N di Cerasola [040], senza raggiungere il fondovalle. Questo nucleo, quindi, “galleggia” al di sopra del sovrascorrimento, senza essere spinto al di sotto del nucleo anticlinalico.

A S della Valle del Corno, lungo le dorsali tra Colle del Piano e Piandoli [080], la geometria della anticlinale è assai meno definita, affiorando solo la successione cretacico-paleogenica, mentre l’affioramento del nucleo giurassico di M. Maggio [040-080] è prevalentemente legato agli effetti della tettonica distensiva recente (cfr. 4.3.3.5).

Ancora più a S, tra la stretta di Roccaporena [080] e il bordo settentrionale della Conca di Monteleone [120-160], il nucleo della struttura, in cui affiora una successione estesa di calcari diasprigni, coincide con l’asse vallivo del Fiume Corno, che in questo settore assume una direzione meridiana e quindi circa parallela all’asse. Come nel caso dell’anticlinale di Ferentillo, anche in questo tratto si verifica un fenomeno di inversione del rilievo, piuttosto inconsueto nella regione umbro-marchigiana.

A Roccaporena il percorso del F. Corno devia bruscamente verso E, andando ad incidere tutto il fianco orientale dell’anticlinale, che è esposto in maniera spettacolare, fino al nucleo della sinclinale antistante, nella zona di Collegiacone. Infine, a S di Monteleone, il nucleo della struttura affiora parzialmente al limite SE del Foglio, in cui è esposta tutta la successione giurassica.

3.1.11. - *Sinclinale di Collegiacone*

La sinclinale rovesciata di Collegiacone è la struttura plicativa più esterna, solo parzialmente compresa nel Foglio Spoleto. L’affioramento migliore della struttura, con nucleo in scaglia cinerea, ricca di apporti detritici grossolani, organizzati in grossi banconi, si trova lungo il versante sinistro della Valle del F. Corno, all’altezza di Collegiacone [080]. Qui, in corrispondenza della Torre di Collegiacone, si osservano spettacolari retrovergenze. Nuclei minori della stessa struttura affiorano nella zona di Cerasola-Casa Cecchetto [040], a N, e in quella di Armezzano [120], a S di Ocosce.

3.2. - FAGLIE TRASCORRENTI E TRASPRESSIVE

3.2.1. - *Faglia della Valserra*

Una importante faglia trascorrente destra disloca, in direzione circa N-S, il fianco occidentale dell’anticlinale di Spoleto. La faglia, probabilmente impostata

su una preesistente discontinuità sinsedimentaria, si estende anche a S del Foglio Spoleto, lungo la Valserra, fino alla Conca Ternana (ALFONSI *et alii*, 1991; CALAMITA *et alii*, 1994).

All'interno del Foglio Spoleto, la faglia è particolarmente evidente da S. Zenone, al limite SW del Foglio, fino al versante W del M. Acuto: in questo settore il blocco orientale è apparentemente rialzato, ed è costituito da calcare massiccio e dalle soprastanti formazioni giurassiche, mentre a W della faglia affiorano prevalentemente la maiolica e la scaglia s.l. Il piano di faglia è ben esposto in molti punti, ed in particolare nella zona di S. Renzano [090].

Numerose faglie minori si dipartono dalla struttura principale, individuando blocchi di piccole dimensioni, sollevati o abbassati, interpretabili come strutture a fiore positive (es. loc. Lo Schioppo [130]) o negative (es. Catinelli [090]).

La dorsale ad E della faglia, da Battiferro a Montebibico [090-130], a M. della Trocia fino a M. Acuto [090], è delimitata verso E da una faglia sub-parallela alla principale, che mostra tuttavia una riattivazione come faglia diretta, ribassando il blocco orientale.

A N di M. Acuto, la faglia principale è meno evidente; tuttavia il settore compreso tra M. Alto e Torricella [050] è interessato da una serie di dislocazioni, con direzione N-S o N20°, che possono essere interpretate come la terminazione della faglia.

3.2.2. - Faglia della Valnerina

La faglia della Valnerina, che ha una continuità laterale di circa 50 km ed un rigetto orizzontale di almeno 5 km, è nota come una delle più importanti faglie traspressive dell'Appennino umbro-marchigiano (RENZ, 1951; DECANDIA, 1982a; BARCHI, 1990) e si estende dalla conca ternana alla valle del Vigi, in direzione circa N20°. A dispetto del nome, la traccia della faglia non coincide con la Valle del F. Nera, rispetto alla quale corre, per la maggior parte, in destra idrografica.

Il movimento lungo la faglia ha prodotto anche una evidente rotazione oraria dei piani assiali delle preesistenti strutture plicative (ad es. la terminazione settentrionale dell'anticlinale di M. Solenne). La rotazione oraria può essere anche dimostrata alla scala meso-strutturale (GIOMBINI, 1996; FARALLI, 1996).

I rilevamenti eseguiti confermano la continuità longitudinale della faglia ed il suo rigetto prevalentemente orizzontale, con frequenti fenomeni di inversione del rigetto verticale apparente. Ad esempio, nella zona di Tassinare [060], abbiamo un ribassamento apparente del blocco occidentale, che appare invece rialzato nella zona di Schioppo-Le Cese [060-100].

I rilevamenti geologici hanno anche confermato che lungo la faglia si realiz-

zano importanti variazioni nel carattere e negli spessori delle successioni stratigrafiche del Giurassico e del Cretacico-Paleogene. In particolare, è nota la corrispondenza tra la faglia della Valnerina e la cosiddetta linea di RENZ, che separa le facies della scaglia rossa completamente pelagiche da quelle ricche di apporti detritici, provenienti dalla piattaforma Laziale-Abruzzese (fig. 26). Questi elementi fanno pensare ad una possibile riattivazione di elementi tettonici sinsedimentari (RENTZ, 1951; DECANDIA, 1982a).

La cinematica della faglia può essere ricostruita analizzando i piani di faglia striati, soprattutto nelle unità competenti, e le cataclasiti foliate, presenti nei litotipi marnosi e calcareo-marnosi della successione sedimentaria (prevalentemente scaglia rossa, variegata e cinerea). Il campo di sforzi associato alla faglia, con un vettore di massima compressione σ^1 orientato in direzione WSW-ENE, risulta coassiale con quello relativo alle deformazioni compressive (pieghe, sovrascorrimenti) di questo settore dell'Appennino umbro-marchigiano.

Un affioramento particolarmente spettacolare (fig. 27) del piano di faglia e degli indicatori cinematici ad esso associati si trova in corrispondenza dell'abitato di Schioppo [100], ove il piano di faglia, aggettante, affiora per parecchie decine di metri, mettendo a contatto maiolica e calcari diasprigni (al tetto) con la scaglia rossa e variegata (al letto).

Dall'osservazione della carta geologica, si nota la rotazione assiale in senso orario, subita dall'anticlinale di M. Solenne-Ferentillo e dalla antistante sinclinale del F. Nera, che può essere attribuita al movimento destro della faglia della Valnerina. I rapporti geometrici tra le strutture indicano la posteriorità del movimento traspressivo rispetto alla formazione delle pieghe e dei sovrascorrimenti.

Tenendo conto della continuità



Fig. 26 - Apporti detritici nella scaglia rossa a Scheggino: gli strati calcarenitici sono riconoscibili, anche per la loro maggiore resistenza all'erosione.



Fig. 27 - Piano di faglia trascorrente notevolmente inciso in verticale dalle acque meteoriche in località Schioppo. La faglia costituisce un segmento della faglia della Valnerina.

longitudinale della faglia, della corrispondenza con elementi della tettonica sinsementaria e della disarmonia rispetto a pieghe e sovrascorrimenti, riteniamo che la faglia della Valnerina possa essere interpretata come la riattivazione di una discontinuità preesistente (probabilmente giurassica) del basamento, parallela alla linea Ancona-Anzio, la cui attività traspressiva si colloca nella parte terminale delle fasi compressive appenniniche (Messiniano-Pliocene inferiore), dislocando le preesistenti strutture plicative e gli associati sovrascorrimenti.

I dati mesostrutturali (strie, cataclasi foliate) raccolti durante i rilevamenti evidenziano la cinematica, trascorrente/traspressiva destra, dei diversi segmenti che la compongono. La carta permette anche di riconoscere la presenza di numerose faglie antitetiche con direzione da NW-SE (più frequente) a W-E: le più importanti di queste, nel settore centro-meridionale [100], sono le faglie di Ceselli e di M. Pirocchio, con rigetti orizzontali che superano il chilometro. Alcune di queste faglie sono state riattivate con movimenti distensivi, durante la fase estensionale neogenica.

La Faglia della Valnerina si articola in tratti a prevalente carattere traspressivo, come nella zona a N di Grotti [020-030], e tratti più francamente trascorrenti, come nelle zone di Schioppo e Colle Fabbri [100]. Nella zona di Grotti, ad esempio, la faglia della Valnerina si presenta subverticale, con direzione circa N40° e carattere di trascorrenza e transtensione destra. Anche la dimensione trasversale della zona deformata (l'ampiezza della zona di taglio associata) varia considerevolmente.

3.3. - SISTEMI DI FAGLIE DIRETTE

3.3.1. - *Sistema della Valle Umbra e graben del Tessino*

Nella zona NW del Foglio affiorano sedimenti continentali, di età pliocenico-quaternaria, riferibili al sistema della Valle Umbra (fig. 18). Le faglie principali, che originano questo bacino, sono generalmente individuate sul bordo orientale, che coincide con il bordo della catena appenninica. Nella zona di Eggi-Bazzano [020], tuttavia, le potenti coltri detritiche che coprono il versante non consentono di individuare una faglia bordiera principale.

Più a S, un'importante faglia diretta, con direzione NNW-SSE, tronca l'anticlinale di Tassinare da Eggi a Vallocchia [020-060], fino al versante occidentale di Montecchio. Questa faglia rappresenta probabilmente la prosecuzione verso SSE di una delle faglie che hanno generato il *gaben* della Valle Umbra. Tra Caprareccia e Borgiano [060] alla faglia è associata una stretta

e profonda depressione tettonica, significativa dell'evoluzione recente dell'area (DECANDIA *et alii*, 1982b).

Più ad W la Valle del T. Tessino [050] coincide con una zona strutturalmente ribassata, ad andamento N-S, già descritta nel paragrafo dedicato all'anticlinale di Spoleto.

3.3.2. - Sistemi di M. Solenne e Ferentillo e bacino di Montefranco

Nella descrizione dell'anticlinale di M. Solenne-Ferentillo si è accennato all'esistenza di faglie trasversali, che dividono la struttura in più settori. La più importante di queste faglie, con direzione circa N120°, attraversa la Valle del F. Nera all'altezza di Ferentillo [140] e si prolunga per circa 4 km verso NW, producendo una notevole dislocazione del sovrascorrimento di Spoleto e, probabilmente, della Faglia della Valnerina. L'attività recente di questa faglia è estensionale, con ribassamento del blocco meridionale: ciò si riscontra non solo nell'abbassamento strutturale dell'anticlinale di Ferentillo e degli altri elementi strutturali, ma anche nella netta variazione morfologica della Valle del F. Nera, che al tetto della faglia si allarga bruscamente di alcune centinaia di metri.

Tuttavia, considerando le dislocazioni del sovrascorrimento di Spoleto e della Faglia della Valnerina, è ragionevole ipotizzare per questa faglia una precedente attività trascorrente sinistra: in questo senso, la faglia di Ferentillo potrebbe essere considerata la più importante antitetica della Faglia della Valnerina. Un set di faglie minori, subparallele, con probabile movimento sinistro, è stato cartografato intorno alla faglia di Ferentillo, nella zona di Belvedere-M. Pirocchio [100-140].

La faglia del M. Solenne [100-140], con direzione circa E-W, ha un *pattern* più complesso ma cinematica analoga. In questo caso, la differente stratigrafia giurassica rilevata al nucleo dell'anticlinale di M. Solenne e al nucleo dell'anticlinale di Ferentillo, consente di ipotizzare che la discontinuità ricalchi l'andamento di una originaria faglia sinsedimentaria giurassica. La riattivazione, durante le fasi compressive, di faglie estensionali giurassiche come faglie a cinematica trascorrente è stata osservata in questo (DECANDIA, 1982a) ed in altri settori dell'Appennino umbro-marchigiano (CHILOVI *et alii*, 2001).

A S della Faglia di Ferentillo sono stati cartografati depositi continentali (II, 5.2.1), coevi e presumibilmente geneticamente collegati alle deformazioni estensionali recenti della regione (Pleistocene). Tuttavia non è possibile individuare le faglie che controllano l'evoluzione di questo bacino, che si estende verso S, al di fuori del Foglio Spoleto, collegandosi ai depositi di riempimento della Conca di Terni.

3.3.3. - Sistema della Val Casana

Il graben della Valcasana [070-110] è una struttura quasi perfettamente simmetrica, allungata in direzione N140° per circa 6 km. La corrispondenza tra struttura e morfologia è particolarmente evidente: le vette del M. Coscerno e del M. di Civitella, che corrispondono alle “spalle” rialzate del *graben*, si trovano ad una quota di circa 1000 m superiore a quella del piccolo bacino di Pian delle Melette; questa differenza di quota corrisponde al rigetto massimo delle faglie, che tuttavia tende ad esaurirsi rapidamente avvicinandosi alla terminazione delle faglie stesse. Lungo le “Muraglie” del M. Coscerno e le “Balze” del M. di Civitella, i rapporti tettonici tra i blocchi rialzati (calcere massiccio) ed i blocchi ribassati (maiolica) sono particolarmente evidenti (fig. 28).

La geometria delle faglie bordiere è piuttosto complessa, con frequenti fenomeni di vicarianza, particolarmente evidenti per la faglia orientale, che appare articolata in segmenti appenninici e segmenti E-W (zona di Forca di Legno- Forca della Spina).

Interazioni tra tettonica e gravità sono state descritte lungo i ripidi versanti della Valcasana, con distacco di grandi frane (una delle quali ha dato luogo per sbarramento al bacino di Pian delle Melette) e deformazioni gravitative profonde (CARDINALI *et alii*, 1989; BARCHI *et alii*, 1993).



Fig. 28 - Valcasana: visione panoramica della faglia diretta che borda verso Sud il Graben della Valcasana.

3.3.4. - Conca di Monteleone-Ruscio

Le faglie del sistema della Val Casana proseguono verso SE, dislocando in vari punti il fronte del Coscerno-Aspra. Le faglie principali, localizzate a S del M. Sciudri e all'altezza del M. Birbone [110], ribassano verso SW, contribuendo alla formazione della piccola conca di Monteleone-Ruscio. Oltre a questo sistema, la tettonica estensionale si esprime anche con una serie di faglie con direzione E-W, la più importante delle quali borda a N il bacino di Monteleone; la stessa faglia (Faglia di Monteleone) attraversa tutta la struttura del Coscerno Aspra, ribassando il settore meridionale.

Il bacino di Ruscio-Monteleone (II, 5.3) è collegato per età e genesi alla Conca di Leonessa, i cui sedimenti affiorano lungo il Fosso Vorga, nella zona di Colle Montano-Villa Ciavatta [160].

3.3.5. - Sistema di M. Maggio

Il sistema di M. Maggio [040-080] consiste in un set di faglie, con direzione circa N140°, parallele a quelle della Val Casana, parzialmente vicarianti ed organizzate a gradinata, che ribassano prevalentemente i blocchi sud-occidentali. Le due faglie maggiori corrono lungo il versante meridionale di M. Maggio [040-080] e lungo la dorsale di M. Pagliaro-Le Piane [040]. Il sistema comprende anche una faglia antitetica importante, immergente verso NE, che individua la depressione di Rocchetta-Poggio-primocaso [040], che assume pertanto i caratteri di un *graben* stretto ed allungato, simile a quello della Valcasana, anche se meno evidente da un punto di vista morfologico (fig. 29).



Fig. 29 - Il piccolo bacino di Rocchetta rappresenta un esempio di struttura distensiva, allungata in direzione NW-SE

PROGETTO
CARGO

IV - RISORSE, DATI DI SOTTOSUOLO ED ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

1. - DATI DI SOTTOSUOLO (sondaggi, indagini geofisiche, etc.)

Nel bacino minerario di Spoleto numerosi sono i pozzi ed i sondaggi effettuati nel settantennio di attività mineraria da parte della Soc. Terni, ma non se ne conoscono né le precise ubicazioni, né la litostratigrafia. Fra l'altro, nell'inverno 1958, lo scrivente ha seguito di persona -dal solo punto di vista tecnico, ma non geologico- 4 sondaggi di ricerca eseguiti per conto della suddetta Società, spinti poco oltre i 400 m (o 500 m ?) dei quali al momento si è persa totalmente traccia sia presso il Distretto Minerario, che presso la stessa Società Terni.

Si hanno, invece, dati (stratigrafia, sondaggi elettrici, profondità del substrato) relativi ad un sondaggio per ricerca d'acqua, eseguito nella piana spoletina immediatamente ad WSW di S. Giacomo [010] ($42^{\circ}47'11''$; $0^{\circ}17'51''$), spinto fino 180 m (AQUATER-R.P.A, 1984). Il sondaggio è stato iniziato in corrispondenza di argille riferibili al Sintema Maiano (**MNO**) (m 10,50) ed è stato proseguito entro una continua alternanza di livelli di ghiaie arenitiche calcaree (nettamente prevalenti e costituenti gli acquiferi), con livelli argillosi, in genere sabbiosi, giallo ocra o scuri. Clasti più grossolani (definiti ciottoli) sono stati osservati solo al di sotto dei 160 m.

Nella conca di Leonessa i depositi lacustri sono stati attraversati da 5 sondaggi per complessivi m 808 (di cui 303 carotati), i quali -pur quando spinti attorno ai 190 metri- non hanno raggiunto il substrato litoide della depressione (GE.MI.NA., 1963). In particolare uno di questi sondaggi (n. 1; II, 5.3.1.1.), perforato nei pressi dell'imbocco della vecchia miniera di lignite di Ruscio [160], ricade in questo foglio 336; i sondaggi n. 2 e n. 5, invece, sono stati eseguiti pochi metri a S del suo limite meridionale, rispettivamente a q. 852,9 in località Pulcini ed a q. 901,36 in località Berti. I rimanenti due (n. 4 e n. 3) sono più distanti, essendo stati perforati circa 4 km a ESE, del vertice di SE del foglio 336. Relativamente a questi sondaggi GE.MI.NA. (1963) ha riportato anche i *logs* dei carotaggi elettrici (resistività, potenziali spontanei, etc.) e radioattivi registrati in pozzo.

2. - ATTIVITÀ MINERARIA

Le numerose informazioni -anche se incomplete- sono state raccolte sia consultando i volumi relativi alle varie annualità (dal 1868) della RELAZIONE SUL SERVIZIO MINERARIO E STATISTICA DELLE INDUSTRIE ESTRATTIVE, che effettuando ricerche in numerose sedi dell'Archivio di Stato.

2.1. - MINERALI DI FERRO

Minerale di ferro fu estratto nei secoli passati sia nei pressi di Gavelli ([110], 1 km dall'abitato nelle zone de Il Laghetto alle pendici del M. Coscerno, che 3-4 km a NW di Monteleone di Spoleto [110] nelle località Terargo a quota 1325, Grotte di Luca e Campofoglio), tanto che il papa Urbano VIII fece costruire una ferriera (inaugurata nel 1641) lungo il Fiume Corno, in località Ponte delle Ferriere (a NE di Monteleone di Spoleto), per torrefare il minerale proveniente da queste tre località oltre che dalla non lontana Cascia. Il "torrefatto" veniva, poi, avviato agli impianti di Terni, mentre il minerale estratto a Pupaggi (Sellano, di poco fuori foglio) veniva avviato alle ferriere di Narni (JERVIS, 1873). Interessanti notizie si hanno in: BREISLAK (1798); RASSEGNA MINERARIA (in particolare in 1883, pag. 278); MORINI (1903); ABBOLITO (1942); MELELLI (1986) ed in LOSACCO (1943) il quale ebbe l'occasione di visitare le miniere.

La miniera di Terargo, riattivata più volte, è stata coltivata mediante numerose gallerie a vari livelli, e stranamente risulta catastata con il n° 10 UPG nel catasto speleologico dell'Umbria. Il minerale era costituito da limonite bruna "splendente" in ganga argillosa che riempiva un sistema di fratture subparallele di direzione NNW-SSE, immergenti a WSW, localizzate entro una spessa

calcarenite intercalata nei calcari diasprigni. L'origine di questa mineralizzazione sembrerebbe dovuta al riempimento di preesistenti fratture da parte dei prodotti residuali insolubili conseguenti alla dissoluzione dei calcari.

A Gavelli, nel 1914, furono eseguite ulteriori ricerche mediante sondaggi. Questi, spinti solo alla profondità massima di 26 m, individuarono il deposito di limonite che venne giudicato di scarsa importanza industriale.

Questa mineralizzazione, ma è anche il caso di quelle di Campofoglio e di Ruscio, sembra, per genesi, essere riconducibile al ferro delle paludi essendo contenuta nei depositi di colmamento di una conca intermontana (e), come sottolineato proprio dal toponimo il Laghetto, ove la si è rinvenuta.

2.2. - SCISTI "BITUMINOSI" ITTIOLITICI

Negli anni passati, oggetto di ricerca mineraria sono stati gli scisti "bituminosi" ittiolitici contenuti nelle marne a fucoidi affioranti nella valle sottostante ed a NE dell'abitato di Poggiodomo [080] ove costituivano un orizzonte di ben 2 m di potenza.

2.3. - LIGNITI

2.3.1. - *Giacimento di Ruscio*

In origine (1891) è stato indicato come giacimento di Monteleone di Spoleto e successivamente (1917) come Miniera di Ruscio. Si trova a 4 km circa a S di Monteleone di Spoleto, in sinistra del T. Vorga, a 780 m s.l.m. (RELAZ. SERV. MINERARIO, varie annualità; GE.MI.NA, 1963). Affioramenti di lignite, ancora oggi osservabili, si hanno sia in sinistra che in destra del suddetto torrente. La miniera è stata coltivata saltuariamente, in specie a cavallo dei periodi bellici, sia in sottosuolo (galleria Le Talpe) che in due cantieri a cielo aperto (Scoppagamberi e Vorga), ma la sua posizione distante dai centri di utilizzazione ne ha sempre rappresentato un ostacolo allo sviluppo.

Il banco presenta uno spessore massimo di 4 m, nei pressi dell'imbocco della miniera, ma tende a diminuire già ai limiti del Foglio 336; in base ai sondaggi GE.MI.NA (1963) esso risulta di m 3,65 nel n. 1; di m 2,25 nel n. 2; di m 1,40 nel n. 5 riducendosi ancor di più a SE, nell'adiacente Foglio Rieti. Una valutazione della cubatura del giacimento secondo GE.MI.NA (1963) è di $9,5 \times 10^6$ mc (equivalenti a 12×10^6 tonn), ma con una eccessiva copertura di sterile pari a 270×10^6 mc. Il

potere calorifero delle ligniti attraversate dai sondaggi è risultato “sul tal quale” fra 1640 e 2320 cal/kg e di 3100- 4650 cal/kg “sul secco”.

2.3.2. - *Giacimento di Spoleto*

Le concessioni di coltivazione sono state assegnate nel 1882 per la Miniera di Morgnano e S. Croce e nel 1886 sia per la Miniera di S. Angelo in Mercole, che per la Miniera di Uncinano e S. Silvestro, fin quando, per successive acquisizioni e/o affitti, l'unico esercente è divenuto la Società delle Acciaierie di Terni ed i lavori nelle tre concessioni sono stati sviluppati unitariamente rendendo i vari cantieri comunicanti in sottosuolo. Numerose sono state, poi, le ricerche svolte all'intorno delle suddette miniere per accertare l'estensione del giacimento (permessi: Poggiolaccio, S. Brizio, Terraia, Le Corone, etc.) anche mediante sondaggi, ma purtroppo non se ne conoscono i risultati anche limitatamente ai litotipi incontrati. Questo gruppo di miniere ha rappresentato per numerosi anni la più importante attività mineraria umbra impiegando mano d'opera superiore alle 1000 unità, con produzione annua anche superiore alle 300.000 tonnellate e complessiva di oltre 10 milioni di tonnellate (SABELLA, 1959). Nel 1961 l'attività mineraria è cessata per esaurimento del banco lignitifero, progressivamente impoveritosi sia quantitativamente che qualitativamente.

Il giacimento era costituito da un unico banco, per la maggior parte di “piligno” con potere calorifico compreso fra le 3136 e le 3900 calorie, a seconda della pezzatura e del tipo di materiale (CAPACCI, 1890; BACCHILLI, 1914; etc.).

Il banco si estendeva in direzione (N-S) per oltre 4 km, dagli immediati dintorni di Scartaci a S fino oltre il Castello di Morgnano a N, con spessore medio di 6 metri, con valori massimi a S e progressiva riduzione verso N (inferiore al metro nel vallone di Terraia) (Toso, 1891). Il banco immergeva a E con inclinazioni comprese fra i 40° ed i 20° a causa di rotazioni causate da numerose faglie alle quali sono imputabili le discontinuità e gli “sterili” incontrati nel corso dei lavori. Le faglie prevalenti -rispetto alla direzione del banco- risultavano parallele a Morgnano, ma perpendicolari a S. Angelo, tanto che qui la discenderia Colle Fabbri è rimasta per tutta la sua lunghezza di 400 m (al 1891) nel banco indisturbato e di spessore costante (Toso, 1891). La testata del banco una volta era affiorante ed ancor oggi -malgrado le coltivazioni minerarie a giorno ed i lavori agricoli- se ne osservano tracce poichè evidenziata da una fascia arrossata di porcellaniti, determinata dalla autocombustione delle ligniti di tetto affioranti.

Le coltivazioni si sono spinte, con oltre 20.000 m di gallerie, per oltre 1 km nel senso dell'immersione ed in profondità per circa 400 metri dal piano campagna, raggiungendo i -86 m.s.l.m. (RASSEGNA MINERARIA, 1868-1955; SABELLA, 1959; GE.MI.NA, 1963; etc.).

La coltivazione della lignite è stata effettuata dopo diversi tentativi, ma fin dal 1888, con l'escavazione di camere e, quindi, "per scoscendimento" delle volte (CASTELLI, 1918, 1919), presentando situazioni differenti nei vari tratti dei numerosi cantieri, sovente per la localizzazione di pressioni assai elevate.

3. - MATERIALI DI CAVA

Nell'area del foglio "Spoleto" sono state aperte cave, ora più o meno attive, nei seguenti litotipi:

- ghiaie e sabbie delle alluvioni attuali, recenti e terrazzate compresi i letti: del fiume Nera; del torrente Marroggia; del fosso S. Giacomo; del fosso di Caluzi; del fosso Valcieca;
- ghiaie dei depositi di conoide alluvionale e da *debris flow*, nonché materiali detritici nelle località di Poreta, Eggi, Grotti, Geppa [030] ed in Valcasana [070]; utilizzati principalmente per la costruzione di varie tipologie di rilevati nel caso dei litotipi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi e come inerti per l'edilizia.

Per ciò che riguarda i litotipi calcarei (calcare massiccio, maiolica, scaglia rossa, scaglia variegata) e marnosi della marnoso arenacea umbra (e romagnola), estratti principalmente nelle località Vallocchia [060], S. Chiodo, S. Martino in Trignano e Eggi [050], sono stati utilizzati come pietra per costruzione, come inerti per l'edilizia e come pietra da cemento.

4. - IDROGEOLOGIA

I principali sistemi acquiferi compresi nel foglio 336 e che fanno parte delle idrostrutture carbonatiche del Sistema della Valnerina, dei Monti Martani e dell'Umbria Sud-Orientale, rilevanti a scala regionale, sono i seguenti: dorsale M. Aspra-M. Coscerno e la Struttura M. Cornuolo-M. Maggio (Sistema della Valnerina); dorsale M. Calvo-M. Alto (Sistema dei Monti Martani); strutture di M. Montecchio e del M. Galenne (Sistema dell'Umbria Sud-Orientale).

Oltre ai sopra elencati sistemi carbonatici, nel margine NW del foglio è presente la propaggine meridionale dell'acquifero alluvionale della Valle Umbra S.

4.1. - DORSALE M. ASPRA-M. COSCERNO E STRUTTURA M. CORNUOLO-M. MAGGIO

Tali idrostrutture, ubicate nel settore orientale del foglio 336, fanno parte del Sistema della Valnerina che è identificato, nella sua generalità, con l'estesa area delle strutture carbonatiche presenti al margine S-orientale del territorio umbro -ai

confini sia con le Marche che con il Lazio- delimitata indicativamente ad W dal corso del Fiume Nera e ad E dal fronte di sovrascorrimiento dei M.ti Sibillini, per una superficie superiore ai 1000 kmq, dei quali circa 400 km² ricadono nel foglio 336. Il sistema nel suo complesso è caratterizzato dalla presenza di una serie di acquiferi costituiti principalmente dalle unità della scaglia s.l., della maiolica e della corniola-calcare massiccio che presentano comunque situazioni di continuità idraulica, sia per contatti laterali che verticali. La scaglia s.l. costituisce il complesso acquifero più superficiale, con sorgenti puntuali per lo più di limitata portata, che contribuisce all'alimentazione del deflusso di base dei corsi d'acqua o alla ricarica, nelle aree senza soluzione di continuità, dei sottostanti acquiferi. Le direzioni di deflusso delle acque sotterranee sono, in grande, guidate dall'assetto tettonico dell'area con la presenza di importanti sovrascorrimenti e faglie trascorrenti che, unitamente alla configurazione strutturale dei reciproci rapporti tra le formazioni a differente permeabilità, costituiscono sia limiti laterali di flusso, sia sistemi preferenziali di drenaggio della circolazione idrica. Nell'ambito del "Piano ottimale di utilizzazione delle risorse idriche della regione" è stato effettuato uno studio di dettaglio dell'Unità Idrogeologica di M. Aspra-M. Coscerno che rappresenta una delle principali aree di ricarica della circolazione idrica sotterranea. Vi sono stati individuate risorse disponibili, che defluiscono lungo il corso del F. Nera, intorno ai 60 milioni di m³/anno delle quali è stato stimato un possibile prelievo medio annuo, a fini idropotabili, di 15-20 milioni di m³, che è stato confermato anche attraverso la realizzazione di pozzi di prova-produzione. Per l'insieme di questo Sistema (Valnerina) è stata valutata una infiltrazione efficace media annua di ricarica diretta degli acquiferi pari a circa 500 milioni di m³/anno. Nell'area del foglio 336, per il settore appartenente al sistema della Valnerina, le sorgenti puntuali presentano per la gran parte portate di deflusso minimo, mentre risulta rilevante il drenaggio esercitato dalle sorgenti lineari in particolare quelle presenti nell'alveo del F. Corno e del F. Nera, tra Vallo di Nera e Macenano.

4.2. - DORSALE M. CALVO - M. ALTO

L'idrostruttura M. Calvo-M. Alto, situata nel settore occidentale del foglio 336, costituisce la parte orientale del sistema dei Monti Martani che si estende su una superficie di 240 km², dei quali circa 100 km² ricadono nel foglio 336, compresa tra Massa Martana, ad W, Spoleto, a N, e delimitata ad E dal corso del F. Nera e al margine meridionale dai depositi quaternari della Conca Ternana.

La dorsale, che si sviluppa lungo l'allineamento Spoleto-Terni, è formata al nucleo dai calcari Giurassici e risulta essere di sicuro interesse per il reperimento di risorse idriche sotterranee da destinare all'uso idropotabile, anche se il livello di saturazione di base risulta per lo più profondo ed è possibile che la qualità

delle acque non sia naturalmente elevata, in quanto le stesse possono presentare una consistente mineralizzazione dovuta sia a possibili tempi lunghi di residenza, sia all'interazione con le rocce dolomitiche ed evaporitiche triassiche. Elemento caratterizzante il sistema dei Monti Martani nella sua generalità è l'assenza di sorgenti significative, con un probabile preferenziale drenaggio profondo della circolazione idrica sotterranea, in direzione SW, che riemerge in corrispondenza delle sorgenti di Stifone (fuori foglio), con portate medie complessivamente superiori ai 10 m³/s, situate lungo il corso del F. Nera tra Narni e Nera Montoro. La ricarica complessiva del sistema è stata stimata in un volume medio annuo di 120 milioni di m³, alimentante principalmente un livello di saturazione di base la cui quota massima è stata ipotizzata essere compresa tra i 300 ed i 200 m.s.l.m.

4.3. - STRUTTURE DI M. MONTECCHIO E DI M. GALENNE

Della vasta superficie di quasi 700 km² del Sistema dell'Umbria N-Orientale, che si estende dalla struttura del Monte Cucco, a N, fino a comprendere, a S, le dorsali carbonatiche poste all'altezza di Spoleto, ricade nel foglio 336 solo il margine meridionale per un'area di poche decine di kmq in corrispondenza delle strutture di M. Montecchio e del M. Galenne, ubicate al margine sud-orientale della Valle Umbra ad Est di Spoleto. Tali strutture, che sono delimitate ad E dalla faglia della Valnerina, non presentano significative emergenze della circolazione idrica sotterranea che, molto probabilmente, trova recapito all'altezza dei depositi alluvionali della Valle Umbra, in corrispondenza della quota del livello di saturazione di base. I valori di infiltrazione efficace sono valutabili in 400/600 mm/anno per precipitazioni variabili tra 800 e 1300 mm. In generale per l'insieme delle strutture carbonatiche che caratterizzano il sistema dell'Umbria di NE si hanno estesi fenomeni carsici, che controllano in molte situazioni il drenaggio sotterraneo influenzando il regime delle emergenze, e dalla presenza di corsi d'acqua che drenano consistenti volumi idrici sotterranei. Le emergenze puntuali sono situate prevalentemente sui fianchi occidentali delle anticlinali con portate anche di alcune centinaia di l/s. La circolazione idrica sotterranea si esplica essenzialmente tramite un sistema più superficiale, relativo ai livelli acquiferi superiori, ed uno intermedio che si sovrappone al drenaggio profondo che alimenta la falda di base. Tale suddivisione del sistema di deflusso è identificabile anche tramite la caratterizzazione idrochimica, che individua tre gruppi principali di chimismo delle acque associati ai tre diversi livelli di circolazione. Mentre la qualità delle acque per i sistemi più superficiali ed intermedi risulta buona, i notevoli tempi di residenza relativi ai circuiti più profondi, o le interazioni con il substrato triassico, possono condurre ad un notevole incremento del contenuto salino delle acque, tale da renderle inutilizzabili ai fini idropotabili.

4.4. - PROPAGGINI MERIDIONALI DELL'ACQUIFERO ALLUVIONALE DELLA VALLE UMBRA

Nell'area del foglio 336, a Nord dell'abitato di Spoleto, ricade una porzione di alcuni km² dell'acquifero alluvionale della Valle Umbra S, parte dell'insieme dell'acquifero della Valle Umbra che è uno dei sistemi acquiferi più importanti e maggiormente indagato nell'ambito del territorio umbro. I primi studi ed indagini idrogeologiche, effettuati su tale sistema, risalgono difatti agli anni '70, cui sono seguite ulteriori ricerche specifiche con la realizzazione di un modello matematico di flusso, che ha simulato il sistema nel suo insieme come una falda freatica con una diramazione di acquifero in pressione nell'area di Cannara (Valle Umbra N). La base dell'acquifero è generalmente costituita dai depositi argillosi dei terreni plio-pleistocenici, la potenza delle sequenze permeabili risulta essere anche superiore ai 150 m nelle aree delle conoidi orientali come in particolare, per l'area ricadente all'interno del foglio 336, in corrispondenza della conoide del Torrente Spina all'altezza di S.Giacomo. Il bilancio idrogeologico dell'acquifero alluvionale della Valle Umbra, in particolare per la Valle Umbra S, è caratterizzato dalla consistente aliquota di alimentazione laterale dalle strutture carbonatiche che è stata valutata pari a 80 milioni di mc/anno. Per la Valle Umbra S che comprende anche la porzione dell'acquifero alluvionale ricadente nel foglio 336, è stata redatta la carte di vulnerabilità degli acquiferi a scala 1:25.000 che evidenzia il generale elevato grado di vulnerabilità della falda freatica, in particolare nelle aree contraddistinte da una rilevante produttività dell'acquifero.

5. - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA DEI DEPOSITI CONTINENTALI

I dati esaminati fanno esclusivamente capo a progetti o studi eseguiti o depositati presso il Servizio Geologico della Regione Umbria riguardanti per la maggior parte l'area circostante Spoleto. Le caratteristiche geotecniche dei depositi continentali di cui si ha disponibilità dei dati, sono indicate di seguito per tipologie di proprietà e per gli intervalli di valori più significativi.

- Argille (subsistema di Colle Fabbri, **MGN₂**)

a) proprietà fisiche

peso di volume	1,86-2,1 g/cm ³
ind. plasticità	22-39
contenuto d'acqua	12%-25%
limite di liquidità	46-50

b) proprietà meccaniche

coesione non drenata	70-800 kPa
coesione drenata	15-180 kPa
angolo di resistenza al taglio	14°-30°

- Limi e limi argillosi (subsistema di Colle Marozzo, **MGN₃**)

- a) proprietà fisiche
 - peso di volume 1,91-2,05 g/cm³
- b) proprietà meccaniche
 - angolo di resistenza al taglio 22°-37°
 - coesione drenata 30-40 kPa

- Ghiaie (subsistema di San Silvestro, **MGN₄**)

- a) proprietà fisiche
 - peso di volume 2,0-2,2 g/cm³
 - contenuto d'acqua 4%-13%
- b) proprietà meccaniche
 - angolo di resistenza al taglio 39°-43°

- Depositi alluvionali terrazzati

I- a componente prevalentemente argillosa :

- a) proprietà fisiche
 - peso di volume 1,8-1,95 g/cm³
 - contenuto d'acqua 20% (dato singolo)
- b) proprietà meccaniche
 - coesione non drenata 10-80 kPa
 - coesione drenata 0-40 kPa
 - angolo di resistenza al taglio 22°-27°

II - a componente prevalentemente sabbioso-limosa :

- a) proprietà fisiche
 - peso di volume 1,85-2,1 g/cm³
- b) proprietà meccaniche
 - angolo di resistenza al taglio 26°-34°

III - a componente prevalentemente ghiaioso-sabbiosa :

- a) proprietà fisiche
 - peso di volume 1,9-2,1 g/cm³
- b) proprietà meccaniche
 - angolo di resistenza al taglio 31°-42°

- Detriti di falda

- a) proprietà fisiche
 - peso di volume 1,87-2,1 g/cm³
 - ind. plasticità 19-24
 - contenuto d'acqua 13%-15%
- b) proprietà meccaniche
 - angolo di resistenza al taglio 30°-38°
 - angolo d'attrito residuo 20°-23°

- Accumuli antropici

- a) proprietà fisiche
 - peso di volume 1,7-1,95 g/cm³
- b) proprietà meccaniche
 - angolo di resistenza al taglio 17°
 - coesione drenata 40 kPa

6. - SISMICITÀ STORICA

Le zone comprese nel foglio 336, come risulta dai dati sottoelencati, sono state storicamente colpite da terremoti distruttivi.

Tali eventi sismici, con profondità ipocentrali stimate tra 5 e 15 chilometri e magnitudo Richter massime intorno a 6, sono riconducibili al quadro regionale dei movimenti estensionali di faglie responsabili della formazione delle principali valli umbre e dei bacini intermontani.

Si riportano di seguito alcuni dei principali terremoti storici localizzati nell'area del foglio 336.

Anno	Località epicentrale	Intensità M.C.S.
1246	Spoletto	7.5
1277	Spoletto	8.0
1667	Spoletto	7.0
1745	Spoletto	8.0
1910	S. Anatolia di Narco	7.5
1979	Norcia	8.5

Naturalmente i centri urbani del foglio 336 hanno risentito anche degli eventi sismici verificatisi nelle zone e nelle regioni limitrofe (CAMASSI & STUCCHI, 1997; BOSCHI *et alii*, 1998); qui di seguito ne sono riportati i principali con l'indicazione delle intensità M.C.S. epicentrali e delle intensità risentite nei principali centri urbani all'interno del Foglio 336 :

Anno	Località epicentrale	Intensità epicentrale	Intensità risentita in Umbria
1328	Norcia	10	9.0
1349	Venafro	10	8.0
1703	Norcia	11	8.5
1767	spoletino	7.5	7.5
1785	Piediluco	8	7.0
1838	Valnerina	8	6.5
1873	S. Ginesio	8	7.0
1878	Montefalco	8	7.0
1915	Avezzano	11	6.5
1997	Massa Martana	7	6.5
1997/98	Colfiorito	9	7.0

La crisi sismica del 1703, localizzata tra Umbria e Abruzzo, fu una delle più gravi sequenze simiche storiche italiane, causando un numero elevato di vittime ed estese distruzioni. Fu caratterizzata da tre scosse sismiche principali, il 14 e 16 gennaio ed il 2 febbraio 1703. Tutta l'area del Foglio 336 subì gravi danneggiamenti.

Il terremoto del 19 settembre 1979 di Norcia, seguito da molte scosse minori, è stato localizzato al margine orientale del Foglio Spoleto. A causa di tale evento molti centri abitati del margine orientale del Foglio 336 subirono notevoli danneggiamenti.

La crisi sismica del maggio 1997 nell'area dei Massa Martana, anche'essa confinata nei primi 7-8 km di profondità, ha interessato l'area contigua ad Ovest del Foglio Spoleto, mentre una serie iniziale di scosse sismiche nei primi giorni del maggio 1997 si è localizzata nell'area di Cerreto di Spoleto, quindi anch'essa poco esterna, a Nord del Foglio 336. La crisi simica di Colfiorito del 1997-1998 ha lambito marginalmente la parte settentrionale del Foglio Spoleto, con eventi in posizione relativamente più ravvicinata relativi alle strutture attivatesi nell'Ottobre 1997 nell'area di Sellano.

Tra gli anni 1991 e gli anni 1999 la Rete Sismica locale dell'Umbria (Re.Si.L.) ha registrato nell'area del foglio 336 circa 200 scosse sismiche con magnitudo medie Richter da 2 a 3 e profondità ipocentrali medie tra 6 e 8 chilometri, con alcuni eventi più profondi.

7. - FRANOSITÀ DELL'AREA

I corpi di frana segnalati nel Foglio Spoleto non raggiungono complessivamente la superficie di 20 kmq. Sono concentrati prevalentemente nel settore NE del foglio, laddove è più alta l'energia di rilievo, nei versanti occidentali del Gruppo Coscerno-Aspra. Nella maggior parte dei casi non mostrano indizi di attività. Gli episodi franosi sono stati individuati quasi esclusivamente in corrispondenza delle coperture detritiche e delle unità marnoso-argillose tra cui principalmente le marne a fucoidi e quando presente la scaglia cinerea. Talvolta sono impostati in corrispondenza di piani di faglia, anche distensivi, ed in presenza di sorgenti. Le tipologie di frana sono ascrivibili al crollo, allo scorrimento e al colamento.

La particolare natura delle rocce del foglio Spoleto, prevalentemente calcaree e calcareo-marnose, con altissimi valori della coesione intrinseca, non permette l'insorgere di frequenti episodi di dissesto gravitativo, tuttavia possono risultare di notevole pericolosità, seppure di superficie modestissima, i fenomeni di crollo, tipici delle pareti in: calcare massiccio, corniola e maiolica, più rari nelle pareti in scaglia rossa o in scaglia bianca. I fenomeni di scorrimento, spesso preponderante componente traslativa, sono riferibili ai litotipi marnoso-argillosi

stratificati, come quelli delle marne a fucoidi e scaglia cinerea, nonché a quelli detritici. In quest'ultimo caso, seppur raramente, sono stati riferiti episodi di colata e scorrimento-colata di materiali clastici eterometrici (*debris flow*) in concomitanza di particolari eventi meteorologici. La composizione dei corpi di frana è in stretta connessione con la litologia delle formazioni ospitanti; sui corpi dei depositi detritici è costituita da clasti calcarei eterometrici, centimetrici-decimetrici, spesso inglobati in matrice limo-argillosa rossastra; sulle marne a fucoidi, rosso ammonitico e scaglia cinerea è costituita da residui di strati, da clasti marnoso-calcarei e marnosi, dispersi in una abbondante matrice argilloso-limoso. Il materiale coinvolto nei fenomeni di crollo è quasi sempre costituito da grossi massi, fino ad alcuni metri cubi di volume, provenienti dai calcari massivi o dai calcari stratificati a spessore decimetrico.

- 1 - Nell'area di NE del foglio merita una descrizione il caso di Piedipaterno (Comune di Vallo di Nera [030]). Qui sono presenti contemporaneamente tutte le tipologie di frana riscontrate nel foglio: fenomeni di crollo dalle pareti in scaglia rossa sopra l'abitato e la viabilità principale; possibile innesco di colate di detrito per particolari eventi meteorologici lungo il fosso che attraversa il paese; probabile riattivazione per scorrimento del corpo detritico il cui piede sovrasta l'abitato e parzialmente lo ospita. La zona, in ambito di "Piano di Assetto Idrogeologico del Bacino del F. Tevere" (L 267/1998), è stata riconosciuta a rischio molto elevato. Sono state eseguite e sono in progettazione opere di consolidamento e messa in sicurezza (fig. 30). Tra i fenomeni profondi, di particolare interesse è la DPGV (= Deformazione Gravitativa Profonda di Versante) che si sviluppa sul versante meridionale del M. Coscerno -a partire dalla cima- imponente movimento con vistose evidenze morfologiche, tra cui lo sdoppiamento della linea di cresta.



Fig. 30 - Panoramica in località Piedipaterno. Zona di alimentazione della frana di crollo (Versanti sovrapposti all'abitato e alla strada).

Tra i processi a cinematica veloce, nell'area M. Coscerno-M. Civitella sono particolarmente attivi fenomeni di *debris flow*, che spesso rimuovono le coperture detritiche instabili. Le colate di detrito più estese sono localizzate soprattutto lungo la Val Casana, dove anche recentemente (1999) si sono manifestati episodi di *debris flow* sul versante NE di M. Civitella, a monte del Piano delle Melette (figg. 31-32-33).

Altra situazione degna di nota è riferibile ai fenomeni di crollo lungo i tratti della strada principale della Valnerina in corrispondenza delle pareti subverticali della scaglia rossa [030].

Il particolare stato fessurativo e plicativo della roccia stratificata, unitamente all'esistenza di spessi strati calcarei e calcarenitici, favorisce la separazione e il crollo di blocchi e cunei.



Fig. 31 - Traccia del percorso del *debris flow* di M. Civitella (Nella parte sinistra della foto).

Durante le crisi sismiche del 1997-1998 (IV, 6.) il contemporaneo verificarsi di tali fenomeni causò moltissimi danni e la chiusura della viabilità per alcuni mesi. Sono state successivamente realizzate numerose opere di messa in sicurezza consistenti principalmente in barriere paramassi e protezioni corticali. Lungo il corso del T. Tissino, in destra idrografica di fronte a Roccatamburo [080] ed in sinistra idrografica presso Colle Paradiso [030, 040] e a S di Nortosce [040], alcuni corpi di frana, con indizi di attività a Colle Paradiso, interessano depositi detritici sovrapposti alle marne a fucoidi.

Ad W di Poggiodomo [080] e tra Poggioprimocaso e Giappiedi [040, 080] è invece la scaglia cinerea ed il detrito ad essa sovrapposto che ospita alcuni fenomeni di dissesto gravitativo.

- 2 - Nelle aree di SE, nel versante S di M. Rotondo e M. Birbone [110, 150], le zone di distacco di alcune frane con superfici di decine di ettari sono coincidenti con allineamenti strutturali ed eccezionalmente non sono associate a formazioni marnoso-argillose, essendo presente la maiolica.

In ultimo è doveroso segnalare gli episodi presenti ad W ed a S di Usigni [120] in quanto collegati alla presenza della sottile striscia di scaglia cinerea posta al letto di uno dei principali fronti di sovrascorrimento del foglio (Coscerno-Aspra).

- 3 - Nelle aree di SW del foglio sono degne di rilievo le situazioni con fenomeni di crollo, dalle pareti di calcare massiccio e di corniola, minaccianti alcune zone dell'abitato di Precetto [110]. Tali aree sono state tra l'altro dichiarate a rischio molto elevato nell'ambito del " Piano di Assetto Idrogeologico del Bacino del F. Tevere" (L 267/1998).

In località Belvedere [140], una frana di alcuni ettari di superficie, contenente episodi distinti di riattivazione, nella zona di distacco è impostata completamente sui depositi di natura detritica.

A S di Castellonalto [140] una superficie molto vasta, di poco inferiore al kmq, è coinvolta in una frana complessa, composta di vari episodi con distinti momenti di attivazione e riattivazione. La frana ha origine a quota 800 m s.l.m. circa e giunge a valle fin quasi al corso del Fosso del Castellone, tributario del F. Nera. Anche in questo caso l'unità coinvolta nella zona di distacco è quella della marne a fucoidi. Il dissesto interessa, oltre ad alcuni nuclei abitati, gran parte di un tracciato stradale di importanza regionale. La frana descritta è la più

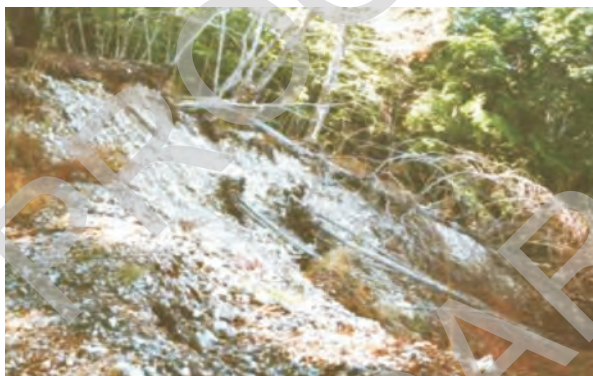


Fig. 32-33 - Particolari del drebis flow di M. Civitella.

meridionale dell'insieme di dissesti gravitativi ubicati nei versanti occidentali del Gruppo Coscerno- Aspra, laddove il rilievo degrada omogeneamente in brevi spazi da quota 1700 m circa fino al F. Nera a quota 250 m circa. Le frane occupano spesso la fascia più bassa dei versanti e si innescano quasi sempre in corrispondenza degli affioramenti delle marne a fucoidi (a: E di Terria [110]; S di M. San Vito [110]; S di M. Civitella [110]; Caso [070]; E di S. Anatolia di Narco [070]; versante S di Valle Lunga a S di Vallo di Nera [070]).

- 4 - Nelle aree di NW del foglio, alla testata di un tributario del Fosso Alveo presso la località Montione [010] -nell'unica zona di affioramento della marnoso arenacea, qui in facies prevalentemente marnoso-argillosa- sono rilevabili episodi di frana per alcuni ettari di estensione.

A N di Scheggino [060], in destra idrografica del F. Nera; il corpo di frana è impostato sul detrito e con il piede lambisce la viabilità principale;

A N di Castelmonte [060], prevalentemente in sinistra idrografica del Fosso Valcieca, vi sono alcune frane la cui origine è associabile alla presenza delle marne a fucoidi.

PROGETTO
CARGO

V - ABSTRACT and LEGEND

The Sheet F. 336 "Spoleto" is located in the SW part of the Umbria-Marche Apennines, and at the southern end of the NNW-SSE trending Umbria Valley, which crosses the whole Umbria region from Citta'di Castello to Spoleto. Most of the Sheet corresponds to a mountain range (Spoleto and Valnerina Mountains), consisting of N-S trending ridges, where Jurassic to Paleogene carbonates (*successione umbro-marchigiana*) are exposed. This mountain range, located between the M. Martani (to the west) and the M. Sibillini (to the east), represents the southern continuation of the Inner Ridge (*Ruga Interna*, SCARSELLA, 1951) of the Umbria-Marche fold and thrust belt. Only in the northwestern corner of the Sheet, Miocene turbidites of the *Marnoso-arenacea umbra (e romagnola)* crop out.

The tectono-sedimentary evolution of the Umbria-Marche Apennines consists of three major events:

- extensional deformation (Jurassic to Paleogene), initially related to the opening of the Ligure-Piemontese Ocean, accomodates the deposition of a mainly carbonatic, passive margin, succession (*successione umbro-marchigian*", CRESTA et alii, 1989 for a general review);
- compressional deformation (Late Miocene to Early Pliocene), produces the Umbria-Marche fold and thrust belt, onsetting turbiditic, foredeep and thrust top basins;
- extensional deformation (Middle Pliocene to Quaternary), generates a set of intermontane grabens and semi-grabens.

This evolution is reflected by the stratigraphy of the Spoleto Sheet, whose deposits can be divided into three major groups.

a) Pre-orogenic succession, related to an extensional, passive margin environment, and including:

- an early Liassic carbonate platform (*calcare massiccio*);
- a middle Liassic-Lower Miocene, pelagic succession, mainly consisting of a carbonatic multilayer, with intercalated marly and cherty levels, and generally referred to as the “Umbria-Marche succession”. The deposition of the lower part of this succession (Middle Liassic-Early Cretaceous) is affected by extensional tectonics (related to the opening of the Ligurian-Piedmont ocean), dissecting the basin into a set of structural highs and troughs, and producing large lateral variation in thickness and lithology. The middle part of the succession (Cretaceous-Middle Eocene), mainly made up of calcareous pelagic rocks, is most uniform, even if in the eastern part of the Sheet, calcareous turbidites, produced from the southernmost Lazio-Abruzzi platform, are alternated within the pelagic succession. The uppermost part of the succession (Upper Eocene-Lower Miocene p.p.) is characterised by a significant increase of the marly component.

b) Syn-orogenic succession, mainly consisting of Lower p.p.-Middle Miocene marine clastic wedges (turbiditic sandstones), deposited in a foredeep basin (Marnoso arenacea umbra (e romagnola) or in a thrust-top basin (Vallocchia-Belvedere unit).

c) Post-orogenic deposits, consisting of Middle Pliocene-Holocene, continental (lacustrine and fluvial sediments), unconformably deposited over the previous successions, infilling the recent, extensional basins of the region (intermontane basins).

All these successions are locally covered by the Late Pleistocene and Holocene deposits, related to the recent geomorphological evolution of the region (e.g. debris gravels, recent alluvial, landslides).

The sedimentary successions and the single formations, exposed in the Spoleto Sheet, are described in detail in the map legend.

The majority of the Spoleto Sheet is characterised by the exposure of the pre-orogenic, Umbria-Marche succession. The syn-orogenic succession crops out in the NW corner of the Sheet (Marnoso-Arenacea Fm.) and in a very small outcrop, located at the core of a deep syncline, few km south of Spoleto (Vallocchia-Belvedere unit). Finally, the major, post orogenic basins are located in the Spoleto area -in the NW part of the Sheet- and along the Nera valley -in the southern part of the Sheet- (both referred to the Supersintema Tiberino, Middle Pliocene-Pleistocene), and in the Monteleone-Ruscio area, in the SE corner of the sheet (Supersintema Conca di Rieti, Lower-Middle Pleistocene).

The distribution and variability of the Jurassic succession within the Spoleto Sheet, effectively reflects the activity of the extensional tectonics during this time period (DECANDIA, 1982; BARCHI, 1991). The instability of the marine floor also results in the abundance of calcareous turbidites and intra-formational slumps, occurring in the basinal successions ("successioni complete"). In the Spoleto area, megabreccia and olistoliths and olistostromes of carbonate platform have also been discharged in the pelagic Middle Liassic basin, indicating the presence of a syn-sedimentary, steep fault scarp.

Despite of these evidences of tectonic activity, it is difficult to single out actual fault planes, univocally related to this tectonic phase: the best example is a set of E-W trending fault, dissecting the core of the M.Solenne-Ferentillo anticline, in the southern part of the Nera Valley, separating different, Jurassic successions. These faults have been reactivated during the successive tectonic phases, showing complex, polyphase kinematics.

The presence of calcareous turbidites, alternated with pelagic limestones, represents the main evidence of tectonic activity in the Cretaceous-Paleogene time interval (NOCCHI et alii, 1986b; MONACO, 1989). The calcareous turbidites, sourced from the Lazio-Abruzzi platform, are distributed only in the eastern part of the Sheet, east of the "Valnerina Line", which for this reason is considered an important paleogeographic boundary (RENZ, 1951). Mesoscopic faults have also been recently recognised, along the Valnerina Line (TAVARNELLI, 1993, 1996a, b).

In the Spoleto Sheet the compressional deformations, related to the Umbria-Marche fold and thrust belt occur mostly during the Serravallian-Messinian time interval (DECANDIA & GIANNINI, 1977; CIPOLLARI & COSENTINO, 1997; BARCHI et alii, 1998).

The compressional structures consist of:

- *East verging, box shaped anticlines and interposed, narrower and deeper synclines;*
- *West-dipping thrusts and east-dipping backthrusts;*
- *transcurrent and transpressional faults.*

The box-shaped anticlines have a flat, gently west dipping crest zone and steep limbs, and a typical wavelength of 5-7 km. They are N-S trending and often N plunging, and correspond to the main ridges of the region. Relief inversion phenomena, with valleys imposed along anticline axes, are very rare in this region (e.g. Spoleto and F. Corno anticlines). Liassic (Calcare Massiccio) to Lower Cretaceous (Maiolica) rocks generally crop out at the core of the anticlines.

Deep and narrow synclines, characterized by exposure of Lower Tertiary marly formations (Scaglia Variegata, Scaglia Cinerea and Bisciaro) are interposed to the major anticlines. The major folds are accomplished by trains of minor folds, giving spectacular exposures along the Nera River Valley.

The eastern limb of the anticlines is systematically cut by a forethrust, which produces the tectonic transport towards the East, over the adjacent syncline and in some cases (Spoleto thrust) over a set of pre-existing, external folds. Thrust folds are generally parallel to the folds, trending N-S, and show a slight, dextral component of displacement. The Spoleto thrust can be considered the most remarkable structure of the Spoleto Sheet. Since the beginning of the 20th Century (VERRI, 1903; LOTTI, 1905 and in particular LOTTI, 1926) the presence of the Liasic calcareo massiccio, directly superposed to the Late Cretaceous-Early Tertiary scaglia rossa was clearly recognised by the Italian geologists, and many studies have been performed since that time about this important structure (MANGANELLI & TILIA ZUCCARI, 1969; DUFOUR & MAGNE, 1970; DUFOUR, 1970; DECANDIA & GIANNINI, 1977a,b,c; DECANDIA, 1982; BARCHI, 1990; BARCHI & BROZZETTI, 1991; DECANDIA & TAVARNELLI, 1991). The flat attitude of the Spoleto thrust results in a very complex intersection with the topography, generating a pattern of klippen and tectonic windows, that is unique in the Umbria-Marche Apennines.

The displacement associated to the thrust folds varies from some hundred of meters to several km. In the latter case, the hanging wall anticlines is transported to a greater structural elevation (e.g. Spoleto and M. Coscerno thrusts). The thrust surfaces dip westward 20°-30°, and are characterized by well developed fault rocks, particularly where the footwall consists of marly rocks: excellent exposures of the foliated fault rocks occur along the Spoleto and M. Coscerno thrusts (LOTTI, 1926; BARCHI & LEMMI, 1996; TAVARNELLI, 1997).

Steep reverse faults, or back-thrusts, occur in the western limb of some anticlines, generally displacing the lowermost, Jurassic portion of the carbonate succession. The best example of these structures is located in the western limb of the M. Coscerno anticline (BARCHI & LEMMI, 1996).

The compressional structures of the Spoleto Sheet can be referred to four major 'tectonic units', separated by the major thrusts. From west to east, they are: the Spoleto unit, the Valnerina unit, the M. Coscerno unit and the F. Corno unit.

Folds and thrusts are locally displaced and rotated by systems of later strike-slip and transpressive faults, oriented respectively N-S to N20° (dextral) and E-W to N110° (sinistral), which can be related to the late compressional deformation (Lower Pliocene ?).

The Valnerina fault is one of the most important, transpressive fault zones of the Umbria-Marche region, crossing the central part of the Spoleto Sheet, with a general trend N20° and a dextral sense of movement. This fault could have played a role in the Mesozoic paleogeographic evolution of the area, and has been reactivated during the Tertiary compressional phase and possibly during the recentmost, extensional tectonics.

The Valserra fault, located in the western part of the Sheet, represents the northernmost portion of an important, dextral regional fault zone (Cottanello Fault).

Since Middle Pliocene, the Umbria region is affected by an eastward propagating, extensional deformation, generating systems of NNW-SSE trending normal faults, which the present day seismicity of the area is related to, and a set of parallel graben and semi-graben, infilled with mainly continental, fluvial and lacustrine deposits.

Within the Spoleto Sheet, the Middle Pliocene-Quaternary normal faults are located along NW-SE trending alignments or fault zones. N-S (Spoleto area) and E-W (Monteleone area) trending, normal faults are also present, and are generally pre-existing, reactivated faults.

From west to east, the major fault systems that can be recognised are: the Valle Umbra-Valle del Tessino system, the Valcasana system, the M. Maggio system and the Ruscio-Monteleone system.

Extensional basins, infilled with fluvio-lacustrine deposits, are generally associated to the activity of the normal fault systems ("conche intermontane"). No good example of these basins can be mapped in the Spoleto sheet area: the southernmost portion of the Valle Umbra graben crops out in the northwestern corner of the Sheet, while the northernmost part of the Leonessa-Monteleone basin occupies the southeastern corner. Minor, narrow structurally downthrown areas, elongated in a NW-SE direction, are present in the areas of Borgiano-Pieve di Vallocchia, Val Casana and Rocchetta-Poggioprimeso.

LEGEND

CONTINENTAL DEPOSITS WHOSE DISTINCTION DOES NOT INDICATE THE HOST BASIN

Anthropic deposits (h)

Repository of unsorted, loose deposits of variable thickness (in the order of few metres), deriving from human activity.

Holocene

Landslide deposit (a₁)

Chaotic deposits (both quiescent and active) with variable grain size, emplaced due to gravitational processes.

Pleistocene (?) - Holocene

Scree and Talus (a₃)

Scree and talus deposits with variable grain size, well sorted or heterometric, unconsolidated or poorly cemented. The base of these deposits is often well cemented, massive or coarsely stratified. The clasts are very angular to little or moderately rounded.

Upper Pleistocene (?) - Holocene

Alluvial deposit (b)

Clastic, alluvial deposits, occurring along modern river beds (a), mainly fine-grained sediments or product of debris flow processes (b), locally corresponding to present-day and/or recent alluvial fans or fan deltas, consisting of heterometric pebbles in reddish sandy-silty matrix arranged in coarse strata, occasionally still active and located at the mouth of secondary rivers

Pleistocene (?) - Holocene

Eluvial and colluvial Cover (b₂)

Fine grained deposits with clasts of variable size, mainly derived from weathering of the substratum, accumulated in situ (eluvium) or emplaced due to diffuse rill (colluvium). These deposits occur both on the flanks and in the bottom of minor valleys.

Upper Pleistocene (?) - Holocene

Alluvional deposits in terraces (b_n)

Poorly to moderately cemented gravels with silt and sand lenses, arranged in terraces of variable elevation above the thalwegs of actual streams and rivers. These deposits represent the fill of valleys that have been subsequently incised. The single order of the terraces above the most recent one has not been shown on the sheet due to the difficult graphic representation. In general the clasts of these older deposits are, of centimetric size, well rounded, and locally altered with reddish or black patina. Where possible, the dominant lithotypes have been distinguished: a) gravels; b) sandy clayous gravels.

Pleistocene- Holocene

Lacustrine and Swamp Deposit (e)

Fine grained sediments, mixed with coarser elements, deposited within mainly fault-controlled intramontane basins in lacustrine, fluvial-lacustrine and marsh swamp environments.

Pleistocene (?) - Holocene

PLIOCENE-PLEISTOCENE UNCONFORMITY-BOUNDED CONTINENTAL SEQUENCES (=UBSU)

SUPERSINTEMA CONCA DI RIETI

Sintema di Rieti (SRI)

*Massive to coarsely stratified lithoid phytohermal travertines and arenites, white to yellow in colour, that are locally overlain by alluvial terraces (**b_{2-n}**). These deposits, whose thickness may locally exceed 10 m, crop out extensively along the F. Nera valley (at Castel San Felice, and between S. Anatolia di Narco and Scheggino).*

Upper Pleistocene (?)

Sintema di Casale Giannantoni (GNT)

Three lithofacies have been recognized.

Lithofacies c (GNT_c) - Silty arenites and pelites containing volcanoclastic horizons, cropping out to the East of the Piana di Ruscio. The total thickness of these deposits of lacustrine to marsh swamp environment exceeds 140 m. (Middle Pleistocene)

Lithofacies b (GNT_b) - Cemented deposits with pluricentimetric, rounded clasts, containing arenite horizons. These deposits are related to fans or fan deltas. The finer grains prevail in the upper portion. Volcaniclastics are also present to the immediate South of the mapped area. (Middle Pleistocene)

Lithofacies a (GNT_a) - White, light brown and grey-blue silty clayey sand deposits alternating with lignite and peat levels of marsh swamp and lacustrine environment. These deposits contain ostracods, gastropods and a palynological association of important climatic (interglacial) and chronostratigraphic significance. (Lower Pleistocene)

Lower- Middle Pleistocene

SUPERSINTEMA TIBERINO

Sintema di Maiano (MNO)

Detritic deposits, ruditic at the base and grading upwards into arenitic clayey silts, located in the plain North of Spoleto. These sediments represent the lacustrine, fluvial -lacustrine and marsh swamp terminal deposits of the ancient "Tiberino Lake".

Upper Pleistocene (?) - Holocene

Sintema di Montebibico (MNB)

Massive siliceous rudites (1-2 cm in diameter), angular, in a dominant or

subordinate reddish clayey matrix, with little altered Fe-Mn nodules. Sometimes residual reddish silty-clayey levels, interbedded with calcareous angular clasts and gravels, are found at the base of vertical cliffs. These levels, that were not separately mapped, contain biotite, sanidine, pyroxene and magnetite, interpreted as deriving from alteration of volcanoclastics.

Middle Pleistocene

Sintema di Monteleone Sabino (MNS)

Ruditic fluvial deposits representing the most recent stratigraphic terms related to the fluvial-deltaic systems of the Palaeo-Nera and the Palaeo-Tescino rivers. Two main lithofacies are distinguished.

Lithofacies b (MNS_b) - *Coarse-grained (cm and dm in diameter) ruditic deposits, with subspherical to flattened clasts, in abundant yellow silty matrix, that turns to red in altered surface. Yellow silty arenite levels, and more rarely clay horizons, also occur especially at the base (e.g. at Casal di Mezzo, nearby Strettura). These deposits are coarsely stratified or massive.*

Lithofacies a (MNS_a) - *Well-cemented, white coloured coarse ruditic deposits with angular to rounded pluridecimetric clasts (20-30 cm in diameter). These deposits are arranged in very thick beds and are of probable fluvial-deltaic environment. Mild cross-bedding, gradation and channeling features can locally be observed. The grain size seems to decrease upwards, where the clast roundness increases.*

Lower Pleistocene-Middle Pleistocene p.p. (?)

Sintema di Morro (RRO)

Light brown and yellow arenites, locally cemented, and clays with gravel (0,5-0,7 cm) in lenses.

Lower Pleistocene p.p.(?)-Middle Pleistocene p.p. (?)

Sintema di Morgnano (MGN)

Fluvial, lacustrine and fluvial-lacustrine deposits with variable grain size. Their base is made of coarse gravel, and grades upwards into sands, silts and clays. Gravels are present at the top. These deposits, clearly deformed, occupy the hills that flank the Spoleto plain to the west and to the south; they are ascribed to several filling cycles of the SE branch of the ancient "Tiberino Lake".

Lower Pliocene p.p. (?) - Upper Pliocene (?)

Subsintema di San Silvestro (MGN₄)

Stratified rudites with heterometric calcareous clasts, up to 15 cm in diameter, poorly sorted and with varied roundness. Sand, silt and clay lenses are present.

Middle Pliocene p.p. (?) - Upper Pliocene (?)

Subsintema di Colle Marozzo (MGN₃)

Yellow arenites with clayey silts, with lenticular intercalations of angular and rounded centimetric rudites.

Middle Pliocene p.p. (?)

Subsintema di Colle Fabbri (MGN₂)

Shales and marls overlying the San Filippo Subsintema, where present, or unconformably aggradational onto the marnoso arenacea umbra (e romagnola). The lower part is characterised by an important lignite level, that has been mined for several decades. At the top of this level porcellanites (MGN_{2a}) occur, originated by melting of country rocks induced by lignite autocombustion. In addition to a rich diatomeae flora, a mammal fauna is present: Tapirus arvernensis (CROJET & JOBERT, 1828), Anancus arvernensis (CROJET & JOBERT, 1828), Castor sp. e "Mammut" borsoni (HAYS, 1834).

Middle Pliocene p.p.

Subsintema di San Filippo (MGN₁)

Rudites with calcareous clasts of variable size (3-15 cm in diameter), both angular and rounded, sometimes very well cemented. A silty-sandy matrix is rarely present. These deposits, where present, unconformably overlie the marnoso arenacea umbra (e romagnola).

Lower Pliocene p.p. (?) - Middle Pliocene p.p.

Sintema di San Giuliano (SGU)

Detrital and detrital-alluvial deposits, mainly ruditic, coarsely stratified. These deposits flank the calcareous ridges to the South of Spoleto, on the dextral side of the Tessino River, and are probably related to fan deltas. Two different lithofacies have been mapped.

Lithofacies b (SGU_b) - Rudites with heterometric (1-4 cm, up to 20 cm in diameter) calcareous clasts. These deposits have different degrees of roundness, are coarsely stratified with rare arenite and clayey silt levels, and are more evolved with respect to those of the underlying lithofacies.

Lithofacies a (SGU_a) - Coarse rudites, mainly cemented, made up of heterometric calcareous clasts, frequently angular and more rarely subrounded, up to 50 cm in diameter. These deposits are arranged in coarse strata, that sometimes are cross-bedded.

Lower Pliocene p.p. (?) - Middle Pliocene p.p. (?)

DOMINIO UMBRO**NORMAL OR COMPLETE MARINE PELAGIC SUCCESSION****Unità Vallocchia- Belvedere (VLH)**

Rudites (dominant in the lower part), sandstones, siltstones and grey-brown shales. The conglomerates are also made of well-rounded calcareous and marly-calcareous pebbles derived from the scaglia rossa ; the matrix is quartzarenitic-feldspatic and the cement is calcareous. An ostracofauna and a calcareous nannoflora have been recognised, indicating the MNN6b-MNN7 nannozones.

Middle-Upper Serravallian

Marnoso arenacea umbra (e romagnola) (MUM)

Alternated shales and turbidite sandstones, with sandstone/pelite ratio lower than 1. The N8-N10 and MNN5 (basal)-MNN7 biozones have been recognised based on foraminifera and calcareous nannofossil content, respectively.

Burdigalian p.p. - Upper Serravallian

Bisciaro (BIS)

Dark grey marly limestones alternated with grey marls. The lower part contains characteristic black chert levels and thin intercalations of altered ocraceous volcanoclastics. The unit contains fish teeth, echinida, pteropoda, sponge spicules etc.; it is referred to the N4b - N6 and MNN1-MNN3 biozones, based on plankton foraminifera and calcareous nannofossils, respectively. Regional magnetostratigraphic and absolute age data reveal a 21,9-17,1 My interval.

Lower Aquitania p.p.-Burdigalian p.p.

Scaglia cinerea (SCC)

Green-grey to cinder-grey marls and shales alternated with thin (10-30 cm) grey marly limestone levels, abundant in the lower part. Grey macroforaminifera-bearing calcarenites in 10-60 cm thick levels, often abundant, are also present in the eastern portion of the sheet (Colle Castellano marls). The unit is referred to the P17 p.p.-N4a and NP21 p.p. - MNN1d zones, based on its foraminifera and nannofossil content, respectively.

Upper Eocene p.p. - Lower Aquitanian p.p.

Scaglia variegata (VAS)

Red, gray and green marly limestones and limestones, grey and red marls with black chert in thin (2-20 cm) layers, interbedded with thick calcarenite levels. In the eastern part of the sheet, a marly lithofacies is prevalent, contain-

ning calciruditic intercalations (Colle Castellano marls). The unit has been referred to the P10 p.p.-P17 p.p. and NP14 p.p.-NP21 p.p. zones, based on plankton foraminifera and calcareous nannofossil content, respectively.

Middle Eocene p.p. - Upper Eocene p.p.

Scaglia rossa (SAA)

Pink, dark red or white calcilutites and marls, with red or pink chert in nodules and ribbons. Thick grey or white calcarenite levels, frequently laminated and channelised, are also present. The unit extends from the Whiteinella archaeocretacea Zone to the P10 p.p. zone, based on foraminifera, and to the NP14 p.p. zone, based on nannofossil content.

Lower Turonian p.p. - Middle Eocene p.p.

Scaglia bianca (SBI)

White or pale grey calcilutites in thin (10-35 cm) beds, with black or grey chert ribbons in the upper part, and white or pink chert ribbons in the lower part. Calcarenite and calcirudite levels are also present. In the upper part, a few metres below the base of the overlying Scaglia Rossa, the "Livello Bonarelli" (m 0.50 - 1.50), made up of black anoxic bituminous shales, is generally present. The fossil content is represented by foraminifera and nannofossils: the foraminifera indicate the Rotalipora appenninica-Whiteinella archaeocretacea zone interval. In places the "Livello Bonarelli" contains radiolaria and fish rests.

Upper Albian p.p. - Lower Turonian p.p.

Marne a fucoidi (FUC)

Grey, green and red calcareous and shaly marls, with abundant clay levels, in places laminated, and alternated with black bituminous shales. Planolite, Chondrite and Zoophycus bioturbations, collectively indicated as "fucoids", are especially abundant in the marly and calcareous-marly levels. Radiolarians and foraminifera are present, along with nannoplancton indicating the NC6 - NC9 p.p. nannozone.

Lower Aptian p.p. - Upper Albian p.p.

Maiolica (MAI)

White, ivory and sometimes yellow, very fine grained calcilutites in regular strata ranging in thickness from 10 and 50 cm, in places alternating with dark grey or black, very thin shales. These strata often contain abundant grey chert nodules and lenses, and are outlined by a pervasive system of stylolites, sometimes bedding-parallel. Marcasite sphaerical nodules are also present. Aptici and rare ammonites (Berriasiella privasensis, PICTET, 1867) have been

found in the lower part of the formation. The microfauna is constituted by radiolarians and tintinnids indicating the Calpionellopsis simplex zone, and by calcareous nannofossils and Nannoconides indicating the NJ19/20, NJK1-3, NJ4 - 5 nannozones.

Tithonian - Lower Aptian p.p.

Calcari diasprigni (CDU)

Red, green and grey, finely to very finely bedded (4-10 cm, rarely decimetric) mudstones and grainstones, frequently alternating with marly shales interbeds. Chert nodules, lenses and ribbons are present, and sometimes constitute the dominant lithotype. Radiolaritic sandstones are also present in very fine levels. In the upper part of the formation, detrital arenaceous-calcareous interbeds are diffuse: these are more abundant and coarser-grained proceeding eastwards (Ponte delle Ferriere). The upper part is sometimes characterised by grey, green and white, very thick limestone and marly limestone levels with pelagic echinoderma (Saccocoma sp.), associated with aptici and brachiopoda ("Calcari a Saccocoma e ad Aptici" Auctt.). Filaments and silicified fossil rests are both very abundant. The radiolarian content would indicate that the beginning of deposition of this unit has to be referred to the Bathonian/Oxfordian time interval. However, abundant nannoplankton rests suggest that deposition occurred during a time interval between the NJT9 and the NJ19 nannozones.

Upper Bajocian - Lower Tithonian (?)

Calcari e marne a Posidonia (POD)

Brown, grey and red, finely bedded (2-10 cm) limestones and marly limestones. Chert nodules and ribbons are particularly abundant on the dextral flank of the F. Nera. Rare intercalations of grey-green marls, and coarsely stratified (1-100 cm), well-sorted, laminated brown calcarenites are particularly abundant. In addition to brachiopoda, bryozoa, echinoderma and foraminifera (Lagenina and Textulariina), Posidonia filaments are also abundant and critical for Palaeontological determinations. The study of calcareous nannofossils has been very important for the recognition of the NJT8a, b, c nannozones.

Upper Toarcian p.p. - Lower Bajocian

Rosso ammonitico (RSA)

Marly limestones and nodular bioturbated limestones alternating with dark red, purple and green shaly or calcareous marls. The whole unit is regularly stratified in thin (3-25 cm) beds, and is locally heteropic with the Marne di Monte Serrone Fm. Based on the ammonite content (Harpoceratinae e Hildoceratinae subfamilies), the following cenozones have been recognised: a)

Falcifer; b) *Mercati*; c) *Erbaense*. The foraminifera, irrelevant for chronostratigraphic determinations, are only important for their palaeoecological bearing, whilst abundant calcareous nannofossils make it possible to recognise the NJT5b - NJT8 nannozone.

Lower Toarcian p.p. - Upper Toarcian p.p.

Marne di Monte Serrone (RSN)

Green, grey and reddish, finely bedded marls and shaly marls alternating with nodular marly limestones. The upper part contains fine grained limestone levels with hummocky structures. Chert nodules are locally present in the western part of the mapped sheet. The whole unit is heteropic with the lower part of the rosso ammonitico, that is completely replaced only locally. Amongst the foraminifera, specimen of the Lagenina (Lenticulina sp., Paralingulina sp.) sub-order are dominant, while agglutinants are rare. A rich nannoflora made it possible to recognise the NJT5b p.p. - NJT7 nannozone.

Lower Toarcian p.p. - Middle Toarcian

Corniola (COI)

Grey or brown limestones, in 20-50 cm thick beds (occasionally thicker), with nodules and ribbons of white and grey chert. Metric calcareous turbidites are frequently present at the base, whereas grey-green thin shaly-marly interbeds are abundant in the upper part. Sponge spicule, rare ammonites, radiolarians, benthonic foraminifera (Involutina sp., Trocholina sp., Lenticulina sp., Dentalina sp., Marginulina sp., ecc.), rare porcellanaceous and agglutinants are found. The calcareous nannofossils, even though rare, indicate the NJT2b - NJT5b nannozone. The upper part contains filaments and radiolarians, whereas the calcarenite levels contain bioclasts of echinoderma, lamellibrachae, brachiopoda and calcareous algae.

Lower Sinemurian p.p. - Upper Pliensbachian

REDUCED, INCOMPLETE OR CONDENSED MARINE PELAGIC SUCCESSIONS

Gruppo del Bugarone (BU)

Grey, brown or pink micrites, with nodular texture in the upper part, locally dolomitized, alternating with green marls, in 40-80 cm thick beds. Within the condensed successions, the thickness of the entire unit (a few metres) may entirely replace the corniola-maiolica interval of the normal complete succession. Articles of crinoids, ammonite microconchs, and rare foraminifera are present.

Upper Toarcian - Tithonian p.p.

MARINE SUCCESSION OF CARBONATIC PLATFORM ENVIRONMENT**Calcare massiccio (MAS)**

White or grey, more rarely pale brown, limestones, made up of oolite grainstones, packstones and less common wackestones. The unit is massive or coarsely bedded; the beds become thinner upwards, and sometimes display cyclothemetic features, indicating a tidal environment. In addition to bivalves, crinoids and gastropods, calcareous algae are also present.

Hettangian - Sinemurian p.p.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1993) - *Progetto RE.SIL., stralcio Valnerina*. Regione Umbria, Nuova serie, Collana Sismica n. 2.
- AA.VV. (1995) - *Progetto RE.SIL., bollettino sismico (maggio 1991 -dicembre 1994)*. Regione Umbria, Nuova serie, Collana Sismica n. 3.
- AA.VV. (1997) - *Progetto RE.SIL., bollettino sismico (gennaio 1995 -dicembre 1995)*., Regione Umbria, Nuova serie, Collana Sismica n. 4.
- ABBAZZI L., ALBIANELLI A., AMBROSETTI P., ARGENTI P., BASILICI G., BERTINI A., GENTILI S., MASINI F., NAPOLEONE G. & PONTINI M.R. (1997) - *Paleontological and sedimentological record in Pliocene distal alluvial fan deposits at Cava Toppetti (Todi, Central Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., **36** (1-2): 5-22.
- ABBOLITO E. (1942) - *I minerali di Fe e Mn di Montalcino (Siena) e di Monteleone (Spoleto)*. La Ricerca Scientifica, **13**.
- ACCORDI B. & MORETTI A. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 131 FOLIGNO*. Serv. Geol. d'It., pp. 61. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (Napoli).
- A.G.I. (1966) - *Glossary of geology and related Science*. American Geol. Inst., pp. 325 + 71 (suppl.).
- A.G.I. (1973) - *Glossary of geology and related Science*. American Geol. Inst., pp. 805 + 52 (appendice).
- A.G.I. (1987) - *Glossary of Geology*. BATES R.L. & JACKSON J.A. (Eds.), pp. 788. American Geol. Inst., 3° edizione.
- ALBERTI M. (2000) - *Along-strike variations of thrusts in the Spoleto-Valnerina area: genesis and influence on the evolution of the Umbria-Marche Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 655-665.
- ALFONSI L., FUNICIELLO R. & MATTEI M. (1991) - *Strike-slip tectonics in The Sabina area*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 481-488.
- ALVAREZ W. (1989 a) - *Evolution of the Monte Nerone seamount in the Umbria - Marche Apennines: 1- Jurassic-Tertiary stratigraphy*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 3-21.
- ALVAREZ W. (1989 b) - *Evolution of the Monte Nerone seamount in the Umbria - Marche Apennines: 2- Tectonic control the seamount-basin transition*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 23-39.
- ALVAREZ W. (1990) - *Pattern of extensional faulting in pelagic carbonates of the Umbria-Marche Apennines of central Italy*. Geology, **18**: 407-410.
- ALVAREZ W., ENGELDER T. & GEISER P. (1978) - *Classification of solution cleavage in pelagic limestone*. Geology, **6**: 59-96.
- AMBROSETTI P., BASILICI G., CAPASSO BARBATO L., CARBONI M.G., DI STEFANO G., ESU D., GLIOZZI E., PETRONIO C., SARDELLA R. & SQUAZZINI E. (1995) - *Il Pleistocene inferiore nel ramo sud-occidentale del Bacino Tiberino (Umbria): Aspetti litostratigrafici e biostratigrafici*. Il Quaternario, **8** (1): 19-36.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., ESU D., GIROTTI O., LA MONICA G.B., LANDINI B. & PARISI G. (1987) - *Il Pliocene e il Pleistocene inferiore del bacino del Fiume Tevere nell'Umbria meridionale*. Geogr. Fis. Din. Quat., **10**: 10-33.
- AMBROSETTI P., CARRARO G., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia Centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio*. CNR, Contr. Carta Neotettonica d'Italia, pubbl. no. **513**: 219-223.
- A.N.A.S. AZIENDA AUTONOMA DELLE STRADE - COMPARTIMENTO DELLA VIABILITÀ DELL'UMBRIA (1992) - *S.S. n° 3 "Flaminia". Lavori di adeguamento in variante della piattaforma stradale al tipo III delle norme C.N.R. nel tratto compreso tra Foligno e Spoleto. I tratto: svincolo strada Tre Valli Umbre - Pigge*. Rapp. Interno inedito.

- ANDREINI G., CARACUEL J.E. & PARISI G. (2001) - *Calpionellids biostratigraphy from Guidaloca section (Western Sicily)*. Geoitalia, 3° Forum FIST, 2001, abstract book, pp. 201.
- AQUATER, R.P.A. (1984) - *Studio Idrogeologico nella Valle Umbra Sud*. Regione dell'Umbria, Uff. Difesa del Suolo, Perugia, maggio 1984.
- ARTHAUD F. & MATTAUER M. (1972) - *Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles à la stratification; leur relation avec une phase de distension (exemple de Languedoc)*. Bull. Soc. Géol France, **14**: 12-17.
- AUFSATZ A. (1968) - *Zur Entstehung und Alterstellung der travertine limnischen Sedimente und fluviatilen Terrassen in Gebiet der Mittleren Nera und des Corno (Umbrien, Mittelitalien)*. Eiszeitalter und Gegenwart, **19**: 5-30; Ohningen (Württ).
- BACHILLI D. (1914) - *Sulla composizione delle ligniti del territorio di Spoleto*. Rassegna Mineraria, a. XX, **40** (2): 29-30.
- BALDANZA A., COLACICCHI R. & PARISI G. (1982) - *Controllo tettonico sulla deposizione dei livelli detritici nella Scaglia Cretaceo-Paleocenica (Umbria Orientale)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 11-14.
- BALDANZA A. & MATTIOLI E. (1992 a) - *Biostratigraphical synthesis of nannofossils in the Early-Middle Jurassic of Southern Tethys*. Knihovnicka, ZPN, **14 a** (1): 111-141, Hodonin.
- BALDANZA A. & MATTIOLI E. (1992 b) - *Biozonazione a Nannofossili calcarei del Giurassico Inferiore-medio della Provincia Mediterranea (Dominio Tetideo): revisione ed ampliamento*. Paleopelagos, **2**: 69-78.
- BALDANZA A. & MATTIOLI E. (1999) - *Calcareous nannofossils*. Paleopelagos, spec. publ., **3**: 107-111.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER R.C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced section and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.
- BARCHI M. (1990) - *Deformazioni compressive e distensive nel settore meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano: analisi cinematica e interpretazione strutturale*. Tesi di dottorato inedita; Università degli Studi di Perugia, Fac. Sc. MM. FF. e NN..
- BARCHI M. (1991 a) - *Integration of a seismic profile with surface and subsurface geology in a cross-section through the Umbria-Marche Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 469-479.
- BARCHI M. (1991 b) - *Una sezione geologica bilanciata attraverso il settore meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano: l'Acquasparta-Spoleto-Accumoli*. In: PIALLI G., BARCHI M. & MENICCHETTI M. (Eds.): "Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce". Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1991/1**: 347-362.
- BARCHI M. & BROZZETTI F. (1991) - *Il sovrascorrimento di Spoleto: un esempio di tettonica da inversione nell'Appennino umbro-marchigiano?* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1991/1**: 337-345.
- BARCHI M. & BROZZETTI F. (1994) - *The role of fault reactivation processes in the Pliocene-Quaternary tectonic evolution of the Umbria-Marche Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 559-560.
- BARCHI M., CARDINALI M., GUZZETTI F. & LEMMI M. (1993) - *Relazioni tra movimenti di versante e fenomeni tettonici nell'area del M. Coscerno-M. di Civitella, Valnerina (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 83-111.
- BARCHI M., DE FEYTER A., MAGNANI M.B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA B.M. (1998) - *The deformed foreland of the Northern Apennines and its structural style*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 557-578.
- BARCHI M. & LAVECCHIA G. (1986) - *Structural style of the Umbria-Marches fold belt: buckle folding or thrust ramping?* Atti del 73° Congr. Soc. Geol. It., prestampate: 79-80, Roma.
- BARCHI M., LAVECCHIA G., GALADINI F., MESSINA P., MICETTI A. M., PERUZZA L., PIZZI A., TONDI E. & VITTORI E. (a cura di) (2000) - *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*. CNR-GNDT, Volume congiunto dei Progetti 5.1.2, 6a2, 5.1.1, Esagrafica, Roma.
- BARCHI M. & LEMMI M. (1996) - *Geologia dell'area di Monte Coscerno - M. di Civitella, Valnerina (Umbria sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 601-624.

- BARCHI M., MENICCHETTI M., PIALLI G., MERANGOLA S., TOSTI S. & MINELLI G. (1996) - *La struttura della ruga marchigiana esterna a M. S. Vicino-M. Canfaieto*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 625-648.
- BARTOLINI C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (provincia di Lucca e Pistoia)*. Geogr. Fis. Din. Quatern., **3**: 42-60.
- BARTOLINI A., BAUMGARTNER P.O. & MATTIOLI E. (1995) - *Middle and Late Jurassic Radiolarian biostratigraphy of the Colle Bertone and Terminilletto sections (Umbria-Marche-Sabina Appennines, Central Italy): an integrated stratigraphical approach*. In: BAUMGARTNER P.O. et alii (Eds.): "Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: occurrences, sistematics, biochronology". Mém. de Géol. Lausanne, **23**: 817-831.
- BASILICI G. (1997) - *Sedimentary facies in an extensional and deep-lacustrine depositional system: the Pliocene Tiberino Basin, Central Italy*. Sedimentary Geology, **109**: 73-94.
- BASILICI G., BERTINI A. & PONTINI M.R. (1995) - *Oscillations climatiques dans le Pliocene de l'Italie Centrale: l'exemple de la section de Fosso Bianco (Bassin Tiberino, Umbria)*. 14° Symp. de l'Ass. des Palynologues de Langue française (Résumés), **18**. BATTISTELLA R. (1960) - *L'Umbria e le sue ligniti*. pp. 166, Giuffrè, Milano.
- BAUMGARTNER P.O., O'DOHERTY Y.L., GORICAN S., URQUHART E., PILLEVUIT A. & DE WEVVER P. (Eds.) (1995) - *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Sistematics, Biochronology*. Mémoires de Géologie, **23**, pp. 1172, Lausanne.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. III & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*. In: BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. III, AUBRY M.P. & HARDENBOL J. (Eds.): "Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation". SEPM, spec. publ., **54**: 129-212.
- BERNOULLI D., KÄLIN O. & PATACCA E. (1979) - *A sunken continental margin of the Mesozoic Tethys: the Northern and Central Apennines*. Ass. Sedim. Fran., spec. publ., **1**: 197-210.
- BIANCHI A.A., CIRICIOFOLO E. & RAGLIONE M. (1986) - *Il girasole nella pianura di Rieti e nell'altopiano di Leonessa (RI)*. Sementi Elette, **32** (4): 9-22.
- BICE D. M. & STEWART K.G. (1985) - *Ancient erosional grooves on exhumed bypass margins of carbonate platform: examples from Apennines*. Geology, **13**: 565-568.
- BICE D. M. & STEWART K.G. (1990) - *The formation and drowning of isolated carbonate seamount: tectonic and ecological controls in the Northern Apennines*. Int. Ass. Sed., spec. publ., **9**: 145-168.
- BLOW W. (1969) - *Late Middle Eocene to recent planktonic biostratigraphy*. Pr. of the 1st Int. Conf. on Planktonic Foraminiferal: 149-151, Jéiden.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995) - *Le fasi compressive neogenico-quadernarie nell'Appennino settentrionale: relazione con l'evoluzione dei bacini interni e con la tettonica del basamento*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1995/1**: 51-72.
- BOILA P. & CHECCUCCI R. (1995) - *Relazioni tra dinamica di deflusso delle sorgenti e suscettibilità all'inquinamento di idrostrutture carbonatiche nell'Appennino Centrale*. In: "Atti 2° convegno nazionale sulla protezione e gestione delle acque sotterranee: metodologie, tecnologie e obiettivi": 297-310. Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora Editrice Bologna.
- BOMBARDIERE L. (1993) - *Analisi sedimentologica ed ultrastrutturale del fango carbonatico della corniola dei Massicci Perugini (Umbria occidentale) e di alcune sezioni dell'area umbro-marchigiana*. Paleopelagos, **3**: 279-382.
- BONCIO P., BACHECA A., BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1995) - *Analisi geometrica e cinematica del settore centrale della catena Narnese-Amerina (Umbria sud-occidentale)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1995/1**: 73-86.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1986) - *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 991-1012.

- BONI C. & PREZIOSI E. (1993) - *Una possibile simulazione numerica dell'acquifero basale di Monte Coscerno - Monte Aspra (bacino del Fiume Nera)*. Geol. Applicata e Idrogeologia, **28**: 131-140.
- BONINI M. (1997) - *Evoluzione tettonica plio-pleistocenica ed analisi strutturale del settore centro meridionale del bacino tiberino e del bacino di Rieti (Appennino Umbro-Sabino)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 279-318.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G. & VALENSISE G. (1998) - *I terremoti dell'Appennino umbro-marchigiano. Area Sud orientale dal 99 a.C. al 1984*. Istituto Nazionale di Geofisica, SGA Storia Geofisica Ambientale. pp. 267, Editrice Compositori, Bologna.
- BOWN P.R. (Ed.) (1998) - *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropaleontological Society Publication Series: pp. 315, Chapman & Hall (cum biblio).
- BRALOWER T. J. (1987) - *Valanginian to Aptian calcareous nannofossils stratigraphy and correlations with the upper M-sequence magnetic anomalies*. Marine Micropaleontology, **11**: 293-310.
- BRALOWER T.J., MONECHI S. & THIERSTEIN H.R. (1989) - *Calcareous nannofossils zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlations with the Geomagnetic Polarity Timescale*. Marine Micropaleontology, **14**: 153-235.
- BREISLAK S. (1798) - *Relazione sulla miniera di ferro di Monteleone e ferriera di Terni*. Roma, Vincenzo Poggioli, anno VI Repubblicano. Ristampa anastatica: ICSIM - Istituto per la Cultura e la Storia d'Impresa "F. Momigliano", Terni. Litografia Stella, ottobre 2000.
- BROZZETTI F. & LUCHETTI L. (2002) - *Vincoli stratigrafici all'evoluzione tettonica dell'avansossa miocenica nell'Appennino settentrionale*. In: "Atti del Terzo Seminario sulla Cartografia Geologica", 2002, Bologna.
- BRUNAMONTE F., MICHETTI A.M. & VILLA I.M. (1991) - *Segnalazione e datazione $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ di un deposito piroclastico rinvenuto nei pressi di Poggio Bustone (Bacino di Rieti)*. Workshop: "Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario dell'area Tosco-Laziale". Pisa 12-13 Giugno 1991, Riassunti: 75-76.
- BUONORA P. (1994) - *La Valle Umbra. Genesi e trasformazione di un sistema idraulico (secoli XVI - XIX)*. Quaderni monografici di "Proposte e ricerche", **17**: 1-300, Ancona, 1994.
- CALAMITA F. (1990) - *Thrust and fold related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, **4**: 83-117.
- CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1982 a) - *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depression (Umbria-Marche Apennine)*. Geogr. Fis. e Din. Quat., **5**: 263-276.
- CALAMITA F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982 b) - *Dati preliminari sulla neotettonica del Foglio 131 (Foligno, I° e II° quadrante) e 123 (Assisi, III° e IV° quadrante)*. In: C.N.R., Prog. Fin. Geod., Sottoprog. Neotettonica, Contr. prel. alla realizz. della Carta Neotettonica d'Italia: 73-89.
- CALAMITA F., DEIANA G. & PANBIANCHI G. (1981) - *Considerazioni strutturali sull'area compresa tra la conca di Cascia e la Valle del Tronto (appennino umbro-marchigiano meridionale). Problemi di raccorciamento e neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 415-422.
- CALAMITA F. & PIERANTONI P.P. (1994) - *Structural setting of the Southern Martani Mountains (Umbrian Apennines: Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 549-557.
- CAMASSI R. & STUCCHI M. (1997) - *NT4.1 un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di danno*. CNR- GNDT, Milano
- CAPACCI C. (1890) - *Studi sulle ligniti*. Enciclopedia delle Arti e Industrie: 1473-1595. UTET, Torino.
- CAPELLINI G. (1881) - *Resti di mastodonte rinvenuto a Spoleto in un giacimento di lignite*. Rend. Acc. delle Scienze (1879 - 1880), Bologna.
- CAPELLINI G. (1882) - *Rapporto sulla cava di lignite fra S. Croce e Morgnano*. Boll. R. Com. Geol. d'It. (1981-1982).

- CAPPELLANI G., GALLI M., GENTILI F. & GUZZETTI F. (a cura di) (1994) - *Elenco delle cavità naturali della Regione dell'Umbria*. Regione dell'Umbria, Catasto Speleologico dell'Umbria, Gruppo Speleologico C.A.I. Perugia.
- CARDINALI M., DRAGONI W. & GUZZETTI F. (1989) - *Prime osservazioni sui probabili fenomeni gravitativi di versante del Monte Coscerno (Valle del Nera, Appennino umbro-marchigiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **108** (3): 373-378.
- CAROSELLI S., DI RUSSO G., CONVERSINI P. & SABATINI P. (1980) - *Galleria di Forca di Cerro. Indagini geologiche*. Nuova Economia, anno XCII, **1**: 11-26, Perugia, C.C.I.A.A..
- CARRARA C., BRUNAMONTE F., FERRELLI L., LORENZONI P., MARGHERITA L., MICHETTI A.M., RAGLIONE M. & SERVA L. (1992) - *I terrazzi della media-bassa valle del Velino*. Studi Geol. Camerti., Vol. Spec. **1992/1**: 97-102.
- CASTELLANI F. (1990-1991) - *Stratigrafia ed ammoniti nella sequenza liassica del Monte Eremita (Umbria meridionale)*. Tesi di Laurea inedita con atlante; Università degli Studi di Perugia, Fac. Sc. MM. FF. e NN..
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la "Linea Ancona-Anzio", dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Romana, **17**: 161-189.
- CASTELLI G. (1918 e 1919) - *I giacimenti di combustibili fossili italiani*. L'industria: 1918, **32** (23) e 1919, **33** (2, 9, 10), estratto di pp. 42.
- CASTRACANE F. (1885) - *Analisi microscopica di un calcare del territorio di Spoleto*. Atti Pontificia Acc. De' Nuovi Lincei, **38**: 113-119. Roma.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossils Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 207-253.
- CATTUTO C. (1962) - *Alcune considerazioni sulla "Grotta del Chiocchio"*. Rass. Speleol. It., **14** (3).
- CATTUTO C. (1967) - *Fenomeni carsici nei dintorni della "Grotta del Chiocchio"*. In: G.S.S. POLISPORTIVA SPOLETO: "La Grotta del Chiocchio", Panetto e Petrelli.
- CATTUTO C. (1980) - *Idrografia e sismicità in Valnerina*. Umbria Economica, **2**: 53-57.
- CATTUTO C., CONTI M.A., NICOSIA U., & PARISI G. (1979) - *Relazione sulla tettonica dei Fogli 130, 131, 137 e 138*. In: C.N.R., Prog. Fin. Geod., Sottoprogramma Neotettonica, Contr. prel. alla realizz. della Carta Neotettonica d'Italia, Pubbl. no. **251**: 13-28.
- CECCA F., CRESTA S., PALLINI G. & SANTANTONIO M. (1987) - *Il Giurassico del Monte Nerone (Appennino marchigiano, Italia centrale): biostratigrafia, litostratigrafia ed evoluzione paleogeografica*. Atti II Convegno "Fossili, Evoluzione, Ambiente": 63-139, Pergola.
- CECCA F., CRESTA S., PALLINI G. & SANTANTONIO M. (1991) - *Giurassico Umbro-Marchigiano: progressi nel periodo 1982-1991 sulla paleontologia e biostratigrafia ad Ammoniti. Riflessi sull'inquadramento degli eventi sedimentari*. Palaeopelagos, **1**: 83-112.
- CENCETTI C., DRAGONI W. & NEJAD MASSOUM M. (1989) - *Contributo alle conoscenze delle caratteristiche idrogeologiche del Fiume Nera (Appennino centro-settentrionale)*. Geol. Applicata e Idrogeologia, **24**: 191-210.
- CENTAMORE E., CHIOCCINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1969) - *Considerazioni preliminari su alcune serie mesozoiche dell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1): 38-46.
- CENTAMORE E., CHIOCCINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**: 70-90.
- CHECCUCCI R., DRAGONI W. & MARCHETTI G. (1999) - *Le risorse idriche strategiche in Umbria. Conoscenza e prospettive di utilizzo*. Atti del 3° Conv. Naz. sulla protezione e gestione delle acque sotterranee per il III millennio: 4133-4142. Quad. di Geologia Applicata, Pitagora Editrice Bologna.

- CHILOVI C., DE FEYTER A. J., BARCHI M.R. & MINELLI G. (2002) - *Neogene strike - slip reactivation of Jurassic normal faults in the M. Nerone - M. Catria Anticline (Umbro-Marchean Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec 1/2002: 199-208.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladati e calpionelle delle successioni mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec.: 9-128.
- CHIOCCHINI M., MANFREDINI M., MANGANELLI V., NAPPI G., PANNUZI L., TILIA ZUCCARI A. & ZATTINI N. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 138-144 TERNI - PALOMBARA SABINA*. Serv. Geol. d'It., pp. 117. Arti Grafiche Panetto e Petrelli, Spoleto.
- CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., FREDI P. & PAMBIANCHI G. (1985) - *Geomorphological and neotectonic evolution of the Umbria-Marche Ridge, Northern sector*. Studi Geologici Camerti, **10**: 7-15.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. (1997) - *Il bacino di Belvedere - Vallocchia (Monti di Spoleto): un thrust-top basin dell'Appennino Serravalliano*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 347-362.
- CLERICI E. (1894) - *Sul ritrovamento del Castoro nelle ligniti di Spoleto*. Boll. Soc. Geol. It., **13**: 169 e 199-202.
- CLERICI E. (1895) - *Rinvenimento di resti di Tapiro nelle ligniti di Spoleto*. Boll. Soc. Geol. It., **14**: 296-297.
- COCCIONI R. & MONTANARI A. (1994) - *L'orizzonte del bisciaro*. In: Soc. GEOL. IT.: *Guide geologiche regionali: Appennino umbro-marchigiano*. Vol. 7: 36-38.
- COLACICCHI R. & BALDANZA A. (1986) - *Carbonate turbidites in a mesozoic pelagic basin: Scaglia formation, Apennines - Comparison with silicoclastic depositional models*. Sedimentary Geology, **48**: 81-105.
- COLACICCHI R., BALDANZA A. & PARISI G. (1985) - *Torbiditi carbonatiche nella Scaglia Rossa del bacino Umbro-marchigiano: stratigrafia, sedimentologia e confronto con le torbiditi silicoclastiche*. Geologica Romana, **24**: 35-72.
- COLACICCHI R., NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., BALDANZA A., CRESTA S. & PALLINI G. (1988) - *Paleoenvironmental analysis from Lias to Malm (Cormiola to Maiolica Formations) in the Umbria-Marche basin, Central Italy (preliminary report)*. In: ROCHA R.B. & SOARES A.F. (Eds.): "2nd Int. Symp. on Jurassic Strat.": 717-728, Sept.1987, Lisboa.
- COLACICCHI R. & PARISI G. (1999) - *A multidisciplinary approach to the geology of the Italian Jurassic: Twelve years of research into the Umbria-Marche Basin (Central Italy)*. Paleopelagos, spec. publ., **3**: 85-184.
- COLACICCHI R., PARISI G. & ZAMPARELLI V. (Eds.) (1999) - *Bioevents and Integrate Stratigraphy of the Triassic and Jurassic in Italy*. Paleopelagos, spec. publ., **3**: pp. 184 (cum biblio).
- COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese Umbro-Marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9** (4): 839-874.
- COLACICCHI R. & PIALLI G. (1969) - *Relationship between some peculiar features of Jurassic sedimentation and paleogeography in the umbro-marchigiano basin (Italy)*. Preprints of Mediterranean Jurassic Colloquium: pp.14, Budapest, 3-8 sept.
- COLACICCHI R. & PIALLI G. (1973) - *Significato paleogeografico di alcuni depositi ad alta energia nella parte sommitale del calcare massiccio (nota preliminare)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, suppl.: 173-187.
- COLI M. (1980) - *The role of salt tectonics in the sedimentary and tectonic evolution of the Umbria-Marche region, Northern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **3**: 11-12.
- COLTORTI M. (1981) - *Lo stato attuale delle conoscenze sul Pleistocene ed il Paleolitico inferiore e medio della regione marchigiana*. In: "Atti I° Conv. Beni Culturali Ambientali delle Marche": 63-122. Numana 8-10 maggio 1981. Paleane Ed..
- COLTORTI M., ALBIANELLI A., BERTINI A., FICCARELLI G., LAURENZI M.A., NAPOLEONE G. & TORRE D. (1998) - *The Colle Curti mammal site in the Colfiorito area (Umbria-Marchean Apennine, Italy): geomorphology, stratigraphy, paleomagnetism and palinology*. Quaternary International, **47/48**: 107-116.

- COLTORTI M. & BOSELLINI A. (1980) - *Sedimentazione tettonica nel giurassico della dorsale marchigiana*. Studi Geol. Camerti, **6**: 13-21.
- COLTORTI M., DELITALA M.C., DRAMIS F., FORNASERI M. & PARIS E. (1987) - *K-Ar dating of piroclastites as contribution to the geomorphic evolution of Norcia and Cascia tectonic depression (Central Italy)*. Abstract in Terra Cognita, **3** (2-3): 328.
- COLTORTI M., DELITALA M.C., DRAMIS F., FORNASERI M. & PARIS E. (1989) - *Datazione al K/Ar di piroclastiti come contributo alla conoscenza dell'evoluzione geomorfologica della depressione tettonica di Norcia (Appennino centrale, Italia)*. Studi Geologici Camerti, **11**: 77-85.
- COLTORTI M., PIERANTONI P.P. & PIERUCCINI P. (1995) - *I depositi fluvio-lacustri di Montebibico (Monti Martani meridionali) ed il loro significato nell'evoluzione tettonico-sedimentaria del Bacino Tiberino*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1995/1**: 305-314.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1997 a) - *The Southeastern Tiber Basin (Spoleto, Central Italy): geology and stratigraphy of Plio-pleistocene sediments*. Il Quaternario, **10** (2): 159-180.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1997 b) - *Middle-Upper Pliocene "Compression" and Middle Pleistocene "Extension" in the East Tiber Basin: from "synform" to "extensional" basins in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines (Central Italy)*. Il Quaternario, **10** (2): 521-528.
- CONTI M.A. & GIROTTI O. (1977) - *Il Villafranchiano nel "Lago Tiberino", ramo sud-occidentale: schema stratigrafico e tettonico*. Geol. Romana, **16**: 67-80.
- CONVERSINI P., PIALLI G. & SESTI G. (1983) - *Ricerche di geologia e geologia applicata per la zonazione sismica del Comune di Poggiodomo (Provincia di Perugia)*. Graf. Salvi, Perugia.
- COOPER J.C. & BURBI L. (1986) - *The Geology of the central Sibillini Mountains*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 323-347.
- COSENTINO D., PAROTTO M., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1996) - *Carta geologica della media Valnerina (Umbria)*. Inedita.
- 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.
- CRESTA S., CECCA F., SANTANTONIO M., PALLINI G., BRÖNNIMAN P., BALDANZA A., COLACICCHI R., MONACO P., NOCCHI M., PARISI G. & VENTURI F. (1988) - *Stratigraphic correlation in the Jurassic of the Umbria - Marche Apennines (Central Italy)*. In: ROCHA R.B. & SOARES A.F. (Eds.): "2nd Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy", 2: 729-744, Lisboa.
- DAMIANI A.V. (1977) - *Aspetti geomorfologici e possibile schema evolutivo dei monti Sibillini (App. umbro-marchigiano)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **96** (2), (1975): 231-314.
- DAMIANI A.V. & PECCERILLO A. (2003) - *The volcanism-paravolcanism in Umbria: Geodynamic significance and genesis*. Gruppo Italiano di Geologia strutturale, Riunione annuale 28-29 Gennaio 2003 (Foligno), Abstracts: 14-16. DAMIANI A.V., VECCHIA P. & TUSCANO F. (1995) - *Assetto strutturale del M. Subasio e delle circostanti successioni silico clastiche mioceniche (Umbria)*. In: Convegno Geol. e Tettonica attiva del Sistema Tirreno-Appennino. Studi Geol. Camerti, Vol. Sp. **1995/1**: 349-357.
- DAMIANI A.V., TUSCANO F. & CASCELLA A. (1997) - *Inquadramento geologico-stratigrafico delle unità silico-clastiche affioranti in Umbria*. Boll. Serv. Geol. d'It., **114** (1995): 57-86.
- DECANDIA F.A. (1982 a) - *Geologia dei monti di Spoleto (provincia di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **101** (2): 291-315.
- DECANDIA F.A. (1982 b) - *Un fenomeno di tracimazione nell'area di Spoleto (Prov. di Perugia) e sue relazioni con la tettonica recente*. Boll. Soc. Geol. It., **101** (1): 85-88.
- DECANDIA F.A. & GIANNINI E. (1977 a) - *Studi geologici nell'Appennino umbro-marchigiano. 1) Evidenze di due fasi tettoniche terziarie a SE di Spoleto (Provincia di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 713-722.

- DECANDIA F.A. & GIANNINI E. (1977 b) - *Studi geologici nell'Appennino umbro-marchigiano. 2) Le scaglie di copertura*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 723-734.
- DECANDIA F.A. & GIANNINI E. (1977 c) - *Studi geologici nell'Appennino umbro-marchigiano. 3) Tettonica della zona di Spoleto*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 735-746.
- DECANDIA F.A., GIANNINI E. & MICHELUCCHINI M. (1980) - *I fenomeni sismici ed il recente terremoto in Valnerina (Umbria)*. Geol. Tecnica, **27** (1): 37-46.
- DECANDIA F.A. & TAVARNELLI E. (1990) - *Il sovrascorrimento di Monte Sant'Angelo - M. Solenne (Ferentillo - Terni)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1990**: 51-56.
- DECANDIA F.A. & TAVARNELLI E. (1991 a) - *Cronologia delle deformazioni nell'area di Spoleto (Umbria S-orientale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1991/1**: 329-330.
- DECANDIA F.A. & TAVARNELLI E. (1991 b) - *Strutture maggiori, geometria e stile deformativo nell'area di Spoleto (Umbria sud-orientale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1991/1**: 331-335.
- DECANDIA F.A. & TAVARNELLI E. (1991) - *Strutture maggiori, geometria e stile deformativo nell'area di Spoleto (Umbria sud-orientale)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1991/1**: 331-337.
- DECANDIA F.A., TAVARNELLI E. & ALBERTI M. (2002) - *Pressure-solution fabrics and their overprinting relationships within a minor fold train of the Umbria-Marche Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1/2002**: 687-694.
- DEIANA G. (1979) - *La struttura di M. Vetica-M. Macchialunga (F. Norcia) nel quadro tettonico dell'Appennino umbro-marchigiano meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **2**: 39-40.
- DEIANA G. & PIERUCCINI U. (1971) - *Primi dati sul Giurassico dei Monti Sibillini*. Studi Geol. Camerti, **1**: 91-95.
- DEL CAMPANA D. (1910) - *I Tappi del terziario italiano (Spoleto)*. Palaeontographia Italica, **16**: 147-204.
- DEMANJOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*. Mem. et Doc. CNRS, pp. 403.
- DE MARCHI L. (1881) - *Bacino lignifero pliocenico di Spoleto*. Rel. Serv. Min., 1881; Riv. Min., 1884.
- DESPLANQUES H. (1969) - *Campagnes Ombriennes*. pp. 544, CNRS, Paris.
- DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1991) - *Il ruolo di elementi trasversali sull'evoluzione tettonico sedimentaria della regione marchigiana*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **2**, CROP. **11**: 283-286.
- DUFOUR T. (1970) - *Sur la tectonique de la région de Spoleto (Ombrie, Italie)*. Bull. Soc. Géol. de France (7), **12** (3): 431-434. DUFOUR T. (1971) - *Quelques remarques sur le Plio-Quaternaire de l'Ombrie du Sud (Italie)*. Com. Rend. Soc. Géol. de France, **8**: 379-380.
- DUFOUR T. & MAGNÉ J. (1970) - *Précision sur l'âge de la mise en place du chevauchement de Spoleto (Ombrie)*. Com. Rend. Soc. Géol. de France, **7**: 311-313.
- DU RICHE PRELLER C.S. (1919) - *The ancient sea and lake basins of Central Italy*. The Scottish Geographical Magazine, **35**: 177-230.
- ESU D. & GIROTTI O. (1974) - *La malacofauna continentale del Plio-Pleistocene dell'Italia centrale. I: Paleontologia*. Geologica Romana, **13**: 203-293.
- ESU D., GIROTTI O. & KOTSAKIS T. (1986) - *Lineamenti di paleobiogeografia dei vertebrati e dei molluschi continentali dell'Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 245-255.
- FARALLI L. (1996) - *La faglia della Valnerina (Umbria sud-orientale): rilevamento geologico e caratterizzazione cinematica fra Meggiano e Scheggino*. Tesi di Laurea inedita. Univ. Perugia, Fac. Sc. MM. FF. NN., A.A. 1995 - 1996.
- FARAONI P., MARINI A., PALLINI G. & VENTURI F. (1996) - *New Carixian ammonite assemblage of Central Apennines (Italy) and their impact on Mediterranean Jurassic biostratigraphy*. Paleopelagos, **6**: 75-122.
- FARINACCI A. (1959) - *Le microfacies giurassiche dei Monti Martani*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Univ. Roma, **41**: 1-61. FAZI F. (1906) - *I bacini ligniferi dell'Umbria e loro utilizzazione*. Campi, Foligno.

- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996 a) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996 b) - *Late Oligocene to Early Middle Miocene quantitative nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42** (1): 1-36.
- GALDENZI S. (1986 a) - *Megabreccie giurassiche nella dorsale marchigiana e loro implicazioni paleotettoniche*. Boll. Soc. Geol. It., **105**: 371-382.
- GALDENZI S. (1986 b) - *Rapporti laterali tra diverse sequenze giurassiche nella dorsale marchigiana fra la Gola della Rossa e Monte Confaito*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 49-55.
- GE.MI.NA. (= GEOMINERARIA NAZIONALE) (1963) - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. A cura di AA. VV., pp. 319, ILTE, Torino.
- GENTILESCHI M.L. (1961) - *Fenomeni carsici nell'alto bacino del Corno*. Boll. Soc. Geogr. It., **9**, 2 (7-8): 325-375.
- GENTILI L., GIACCHÈ L., RAGNI B. & TOSCANO B. (1978) - *L'Umbria. Manuali per il territorio*. Spoleto. Edindustria Roma: 1-656.
- GIOMBINI L. (1996) - *La faglia della Valnerina (Umbria sud-orientale): rilevamento geologico e caratterizzazione cinematica fra Scheggino e Ferentillo*. Tesi di Laurea inedita. Univ. Perugia, Fac. Sc. MM. FF. NN., A.A. 1995 - 1996.
- GIULIANO G. & SCIOTTI M. (1981) - *Schema idrogeologico del bacino del Tevere*. Pubbl. no. 3 "Istituto di Ricerca sulle Acque". CNR, Quaderno n. **48**: 1-128, Roma.
- GIBBS A.D. (1984) - *Structural evolution of extensional basins margins*. Journ. Geol. Soc. London, **141**: 609-620.
- GILIOZZI E., ABBAZZI L., AMBROSETTI P., ARGENTI P., AZZAROLI A., CALOI L., CAPASSO BARBATO L., DI STEFANO G., FICCARIELLI G., KOTSAKIS T., MASINI F., MAZZA T., MEZZABOTTA C., PALOMBO M. R., PETRONIO C., ROOK L., SALA B., SARDELLA R., ZANALDA E. & TORRE D. (1997) - *Biochronology of selected mammals, molluscs and ostracods from the middle Pliocene to late Pleistocene in Italy. The State of Art*. Riv. It. Paleont. Strat.: 369-388.
- GRANDINETTI F., MARCELLI C., FERRARA E. & BARCHI M. (2000) - *Modelli di evoluzione cinematica per un'anticlinale umbro-marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 541-552.
- GREGORI L. & CATTUTO C. (1986) - *Elementi geomorfologici ed episodi di tettonica recente nei dintorni di Spoleto (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., **105**: 173-184.
- GRUN B. & BLAU J. (1997) - *New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division*. Rev. Paleobiol., **16** (1): 197-214.
- HOFFMAN M. (1988) - *Dictionary of Geology*. pp. 571, Goyl Saab. Spec. Indian Ed..
- JACOBACCI A. (1959) - *Considerazioni generali sulle ligniti dell'Umbria*. Atti Conv. "Mostra Naz. Ligniti", Perugia, 7 - 11 maggio 1959.
- JERVIS G. (1873) - *I tesori sotterranei dell'Italia*. 4 volumi: pp. 348 + 624 + 539 + 521 + appendici. E. Loescher, Roma-Torino-Firenze.
- KOOPMAN A. (1983) - *Detachment tectonics in the Central Apennines, Italy*. Geol. Ultraiectina, **30**: 1-155.
- KOTSAKIS T. (1986) - *Elementi di Paleobiogeografia di mammiferi terziari dell'Italia*. Hystrix. Pubbl. Ass. Teriologica Romana, **1** (1): 25-68.
- LAVECCHIA (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano*. 3) *Lo stile deformativo*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 271-278.
- LAVECCHIA G. (1985) - *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **104** (1): 161-194.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1983) - *Strutture plicative minori dell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 95-112.
- LIPPI BONCAMBI C. (1943) - *Il carreggiamento di Spoleto*. Ann. Fac. Agraria, Perugia, **2**: 69-73.

- LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1987) - *Foraminiferal Genera and their classification*. pp. 1182, 2 vol., New York, Van Nostrandt Restinhold Company.
- LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1992) - *Present Status of Foraminiferal Classification*. Studies in benthic Foram., Benthos '90, Sendai (1990): 93-102.
- LOSACCO U. (1943) - *Affioramenti limonitici nei pressi di Monteleone di Spoleto*. Atti Soc. It. di Scienze Nat., **82**: 158-163.
- LOTTI B. (1905) - *Di un caso di ricuoprimento presso Spoleto (Umbria)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **36**: 42-54.
- LOTTI B. (1906) - *Sui risultati del rilevamento geologico nei dintorni di Piediluco, Ferentillo, Spoleto*. Boll. Reale Com. Geol. d'It., **37** (1): 5-40.
- LOTTI B. (1908) - *Rilevamento geologico in Val Nerina (M. Sciudri - M. delle Cerrete)*. Boll. Reale Com. Geol. d'It., **39**: 22-23.
- LOTTI B. (1909) - *Rilevamento geologico nell'alta val Nerina durante la campagna 1908*. Boll. Reale Com. Geol. d'It., **40**: 39-61.
- LOTTI B. (1911) - *Carta geologica d'Italia al 100.000: Foglio 138 Terni*. Roma
- LOTTI B. (1912) - *Cenni sulla geologia dei dintorni di Spoleto ed escursione nel M. Subasio*. Boll. Soc. Geol. d'It., **31**: 279-280.
- LOTTI B. (1917) - *L'antico Lago Tiberino e le ligniti dell'Umbria*. La Miniera Ital., **1**, 7: 274-275.
- LOTTI B. (1926) - *Descrizione geologica dell'Umbria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **21**: 1-320.
- LOTTI B. & CREMA C. (1927) - *I terreni mesozoici dell'Appennino centrale. Studi della zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana a quella abruzzese nella conca di Leonessa*. Boll. Reale Uff. Geol. d'It., **52** (14): 1-15.
- LOWRIE W., ALVAREZ W., NAPOLEONE G., PERCH-NIELSEN K., PREMOLI SILVA I. & TOUMARKINE M. (1982) - *Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: the Contessa Section, Gubbio*. Geol. Soc. Am. Bull., **93**: 414-432.
- LUCHETTI L. (1997) - *Stratigrafia a nannofossili calcarei della Marnoso Arenacea dell'Umbria Settentrionale fra il fronte dell'Unità Falterona e la dorsale eugubina*. Tesi di Dottorato (VIII ciclo). Univ. Studi di Perugia.
- MANCINELLI F. (1929) - *Lago umbro pliocenico*. pp. 103, Annuario Ist. Tecn. G. Spagna, Spoleto, Tip. dell'Umbria.
- MANFREDINI M. (1966) - *Sui rapporti tra facies abruzzese e facies umbra nell'Appennino centro meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **86** (1965): 87-112.
- MANGANELLI V., TILIA ZUCCARI A. (1969) - *Nuovi dati stratigrafici e strutturali dei Monti di Spoleto (Prov. di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 391-417.
- MARCHETTI G. & MARTINELLI A. (1991) - *Gli acquiferi alluvionali dell'Umbria*. In: "Le acque sotterranee in Umbria", pp. 209, Protagon Editrice, Bologna.
- MARINELLI L. (1897) - *Memoria sul terremoto di Spoleto nel maggio 1895*. Rivista di Artiglieria e Genio, vol. III (1897), Roma.
- MARTINOTTI A. (1915) - *Fauna a foraminiferi di Valcieca nel fosso della Vallocchia (Monte di Spoleto)*. Boll. Soc. Geol. It., **34**: 225-250.
- MATTIOLI E. (1993) - *Quantitative analysis of calcareous nannofossils in the Liassic portion of Pozzale section (Martani Mts., Central Italy): preliminary report*. Paleopelagos, **3**: 261-278.
- MATTIOLI E. (1994) - *Calcareous nannofossils content of the Toarcian Alenian Fiuminata section (Central Italy)*. Paleopelagos, **4**: 175-188.
- MATTIOLI E. (1995) - *Late Liassic calcareous nannofossils from the Pozzale section (Martani Mts., Central Italy): a quantitative approach to evaluate productivity and diagenesis*. Acta Cong. Nannoplacton: 83-103, Salamanca.

- MATTIOLI E. & ERBA E. (1999) - *Synthesis of Calcareous nannofossil events in tethyan Lower and Middle Jurassic successions*. Riv. It. Paleont. e Strat., **105** (3): 343-376.
- MELELLI A. (1986) - *Le acque nella vita e nell'economia dell'Umbria sud-orientale*. Umbria economica, **7** (3-4): 139-184.
- MELLUSO L., CONTICELLI S., D'ANTONIO M., MIRCO N.P. & SACCANI E. (2003) - *Petrology and mineralogy of wollastonite- and melilite-bearing paralavas from the Central Apennines, Italy*. American Mineralogist, **88**: 1287-1299.
- MERLA G. (1944) - *Il Tevere. Geologia e permeabilità dei terreni del bacino*. pp. 130, Serv. Idrografico, Min. LL. PP., Pubbl. n. 22, Roma.
- MICARELLI A., POTETTI M. & CHIOCCHINI M. (1977) - *Ricerche microcristallostratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana*. Studi Geol. Camerti, **3** (1977): 57-86.
- MICHETTI A.M. & SERVA L. (1990) - *New data on the seismotectonic potential of the Leonessa fault area (Rieti, Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It. **13** (1990): 37-46.
- MODERNI P. (1900) - *Note geologiche preliminari sui dintorni di Leonessa in provincia di Aquila*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **31**: 338-354.
- MODERNI P. (1905) - *Rilevamento geologico della tavoletta Norcia*. Boll. Reale Com. Geol. It., **36**: 42-43.
- MONACO P. (1989) - *La sedimentazione biodetritica del bacino umbro sud-orientale durante il Paleogene. Indicazioni per la ricostruzione del margine occidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e confronto con altre aree tetidee*. Mem. Sc. Geol. Padova, **41**: 191-253.
- MONACO P., NOCCHI M. & PARISI G. (1987) - *Analisi stratigrafica e sedimentologica di alcune sequenze pelagiche dell'Umbria sud-orientale dall'Eocene inferiore all'Oligocene inferiore*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 71-91.
- MORINI A. (1903) - *Intorno alle ferriere di Monteleone di Spoleto*. Boll. della Dep. Storia Patria per l'Umbria, **9**: 507-512.
- NINI C., BALDANZA A. & NOCCHI M. (1995) - *Late Domerian-Toarcian calcareous nannofossil biostratigraphy, benthic foraminiferal assemblages and their paleoenvironmental implications. Montebibico area (Spoleto, Central Italy)*. Revue de Paléobiologie, **14** (2): 271-319, Genève, Mai 1995.
- NOCCHI M., PARISI G. & NINI C. (1999) - *Foraminifers and microfacies. Palaeopelagos*, spec. publ. **3**: 97-100.
- NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., MONECHI S. & MADILE M. (1986 a) - *Biostratigraphy and paleoenvironmental changes of the foraminifera and calcareous nannofossil assemblages from Middle Eocene to Early Oligocene south eastern Umbria Scaglia sequences, Italy*. Palaeog. Palaeocl. Palaeoec., **1986**.
- NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., MONECHI S. & MADILE M. (1988) - *Eocene and Early Oligocene micro-paleontology and Paleoenvironments in Umbria, Italy*. Palaeog. Palaeocl. Palaeoec., **67**: 181-244.
- NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., MONECHI S., MADILE M., NAPOLEONE G., RIPEPE M., ORLANDO M., PREMOLI SILVA I. & BICE D. (1986 b) - *The Eocene/Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequences (Italy)*. In: POMEROL C. & PREMOLI SILVA I. (Eds.): "Terminal Eocene Event. Developm. in Palaeont. and Strat.", Elsevier Sciences, **9**: 25-41.
- PANTANELLI D. (1886) - *Vertebrati fossili delle ligniti di Spoleto*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **7**: 93-99.
- PARISI G., ORTEGA-HUERTAS M., NOCCHI M., PALOMO I., MONACO P. & MARTINEZ F. (1996) - *Stratigraphy and geochemical anomalies of the early Toarcian Oxigen - Poor interval in the Umbria - Marche Apennines*. Geobios., **29** (4): 469-484.
- PASSERI L. (1964) - *Intorno alla Grotta del Chiocchio - 103 U/PG*. Rass. Speleol. It., **16** (1-2): 100-114.
- PASSERI L. (1967) - *Osservazioni geologiche sulla Grotta di Chiocchio*. In: G.S.S. POLISPORTIVA SPOLETO "La Grotta di Chiocchio": 21-24, Panetto e Petrelli, Spoleto.
- PIALLI G.P. (1969 a) - *Un episodio marnoso del Lias superiore nel bacino umbro-marchigiano: le Marne del M. Serrone*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **78**: 3-23.

- PIALLI G.P. (1969 b) - *Geologia delle formazioni giuresi nei monti ad E di Foligno (Appennino umbro)*. *Geologica Romana*, **9**: 1-30.
- POZZA G. & BAGAGLIA A. (2001) - *A Konickella fauna recorded from the S.S. type-locality of the Marne di M. Serrone Formation (Umbria, Central Italy, Northern Apennine)*.
1 Part. *Revue Paléobiol.*, Genève, **20** (1): 19-29.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy*. *Paleont. Italica*, **82**: 1-89.
- PREMOLI SILVA I., RETTORI R. & VERGA D. (2002)- *Practical Manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera*. 152 pp. In: RETTORI R. & VERGA D. Eds., Perugia.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (2001) - *Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera*. 462 pp. In: PREMOLI SILVA I. & RETTORI R. (Eds). ENI-AGIP, S. Donato Milanese.
- PRINCIPI P. (1910) - *Sul periodo sismico di Mucciafora e Roccatamburo (Spoleto)*.
Boll. Soc. Geol. It., **29**: 411-422.
- PRINCIPI P. (1922 a) - *Alcune osservazioni sul Quaternario dell'Umbria centrale*.
Atti Reale Acc. Naz. dei Lincei, Rendiconti, s. 5, **31**, 1° sem.: 56-59.
- PRINCIPI P. (1922 b) - *I bacini pliocenici e quaternari dell'Umbria Centrale*.
Atti Soc. Ligustica di Sc. e Lett., **1**(2): 63-114.
- RAFFY J. (1983) - *Le versant tyrrhénien de l'Apennin Central. Etude géomorphologique*.
Thèse Doct. Univ. Paris I, pp. 441.
- RASSEGNA MINERARIA - vedasi RELAZIONE SUL SERVIZIO MINERARIO REGIONE DELL'UMBRIA (1993) - *Carta Geologica della Valnerina in scala 1:10.000*. Sez. n. 336.020 Bazzano, Sez. n. 336.060 Scheggino, Sez. n. 336.100 Ceselli, Sez. n. 336.130 Strettura, Sez. n. 336.140 Ferentillo.
- REGIONE DELL'UMBRIA (1995) - *Carta Geologica della Valnerina in scala 1:10.000*. Sez. n. 336.030 Vallo di Nera, Sez. n. 336.040 Rocchetta, Sez. n. 336.070 S. Anatolia di Narco.
- RELAZIONE SUL SERVIZIO MINERARIO E STATISTICA DELLE INDUSTRIE ESTRATTIVE (volumi relativi alle singole annualità dal 1868) a cura, prima, del Ministero dell'Agricoltura, Industria e Commercio e, poi, del Ministero dell'Industria, con varie denominazioni: ad es. RASSEGNA MINERARIA
- REMANE J. (1998) - *Les Calpionelles: possibilités biostratigraphiques et limitations paléobiogéographiques*. *Bull. Soc. Geol. France*, **169**: 829-839.
- RENZ O. (1936) - *Stratigraphische und mikropaleontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kre-
stide Tertiär) in zentralen Apennin*. *Eclogae Geol. Elvetiae*, **29**: 11-35.
- RENZ O. (1951) - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sulla Scaglia (Cretaceo superiore -
Terziario) dell'Appennino centrale*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **29**: 1-173.
- RICCI A. (1882) - *La lignite di S. Angelo in Mercole nel Comune di Spoleto*. pp. 42, Tip. Bossi, Spoleto.
- RICCIARDI E. (1965) - *Analisi polliniche di una serie stratigrafica dei sedimenti lacustri del Pleistocene
inferiore del bacino di Leonessa (Rieti, Italia centrale)*. *Giorn. Bot. Ital.* **72**: 62-82.
- RIO D. (1997) - *Note Illustrative F.° 197 Bobbio alla scala 1:50.000*. *Serv. Geol. Naz.*
- ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1995) - *Foraminifères planctonique du crétacé: commentaire de la
zonation Europe-Méditerranée*. *Boll. Soc. Géol. France*, **166** (6): 681-692.
- ROTH P.H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern
Atlantic Ocean*. *Initial Reports of the DSDP*, **44**: 731-760.
- ROTH, P.H., MEDD A.W. AND WATKINS D.K. (1983) - *Jurassic calcareous nannofossil zonation, an over-
view with new evidence from DSDProject Site 534 A*. *Initial Reports of the DSDP*, **76**: 573-579
- SABELLA A. (1959) - *Le miniere di lignite xiloide dell'Umbria*. *Atti Conv. Ligniti*: 93-104, Perugia.
- SANTANTONIO M. (1993) - *Facies association and evolution of pelagic carbonate platform - basin sys-
tems: examples from the Italian Jurassic*. *Sedimentology*, **40**: 1039-1067
- SANTANTONIO M. (1994) - *Pelagic Carbonate Platforms in the geologic Record: their Classification and Sedimentary and
Paleotectonic Evolution*. *AAPG Bull.*, **78**: 122-141.

- SCARSELLA F. (1934) - *Nuove osservazioni nella scaglia della zona di transizione della Valnerina*. Boll. Reale Uff. Geol. d'It., LIX, **12** (1934).
- SCARSELLA F. (1951) - *Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo*. Boll. Serv. Geol. d'It., **71**: 155-165.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1941) - F.° 132 "Norcia" alla scala 1:100.000.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1955) - F.° 139 "L'Aquila" alla scala 1:100.000.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - F.° 131 "Foligno" alla scala 1:100.000.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1967) - F.° 138 "Terni" alla scala 1:100.000.
- SHACKLETON N.J. (1995) - *New data on the evolution of Pliocene. Climate variability*. In: "Paleoclimatic evolution with emphasis to Human origins": 242-248, Yale University Press, London.
- SIGNORINI R. (1941) - *Fauna nummulitica della scaglia cinerea tra Visso e Cascia nell'Umbria orientale*. Boll. Soc. Geol. It., **40** (2-3): 298-302.
- SLITER W. V. (1989) - *Biostratigraphic zonation for the Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section*. Journ. Foraminiferal. Res., **19** (1): 1-19.
- SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1994) - *Guide geologiche regionali: Appennino Umbro Marchigiano* (Coordinatore: L. Passeri). pp. 301, BE-MA Editrice.
- STOICO M. & BALDANZA A. (1995) - *Early and Middle Jurassic calcareous nannofossils biozonation of the Monti Sabini area (Latium, Northern Apennines, Central Italy)*. Paleopelagos, **5**: 75-110.
- STOPPA F. (1988) - *L'eurimite di Colle Fabbri (Spoleto): un litotipo ad affinità carbonatitica in Italia*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 239-248.
- STOPPA F., LAVECCHIA G., LUPINI L. & BROZZETTI F. (1991) - *Volcanism in the Umbria-Latium ultra-alkaline district*. Int. Conf. on Act. Volcanoes and Risk mitigation. Guide book: pp. 18 - 19, Naples.
- TARAMELLI T. (1896) - *Dei terremoti di Spoleto nell'anno 1895 (con catalogo dei terremoti storici nella valle umbra)*. Mem. Reale Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis., Mat. e Nat., **2**: 143-181.
- TAVARNELLI E. (1993 a) - *Struttura della copertura umbro-marchigiana: pieghe e sovrascorrimenti fra la Valnerina e la Conca di Rieti (Umbria sud-orientale)*. Tesi di Dottorato, Univ. Siena, litografia Sograte.
- TAVARNELLI E. (1993 b) - *Evidence for fault-propagation folding in the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, **7**: 87-99.
- TAVARNELLI E. (1994) - *Analisi geometrica e cinematica dei sovrascorrimenti compresi fra la Valnerina e la conca di Rieti (Appennino Umbro-Marchigiano-Sabino)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 249-259.
- TAVARNELLI E. (1995) - *La struttura di M. Coscerno - Rivodutri (Appennino umbro-marchigiano): un sovrascorrimento riutilizzato come faglia diretta?* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1995/1**: 611-615.
- TAVARNELLI E. (1996 a) - *Ancient synsedimentary structural control on thrust ramp development: examples from the Northern Apennines, Italy*. Terra Nova, **8**: 65-74.
- TAVARNELLI E. (1996 b) - *Tethyan heritage in the development of the Neogene Umbria-Marche fold-and-thrust belt, Italy: a 3D approach*. Terra Nova, **8**: 470-478.
- TAVARNELLI E. (1996 c in print) - *The effects of pre-existing normal fault on thrust ramp development: an example from the Northern Apennines*. Geologische Rundschau.
- TAVARNELLI E. (1997) - *Structural evolution of a foreland fold-and-thrust belt: the Umbria-Marche Apennines, Italy*. Journal of Structural Geology, **19**: 523-534.
- TONI F. (1888a) - *Geologia dell'Appennino Spoletino*. Atti Acc. Spoletina, Foligno.
- TONI F. (1888b) - *Della collezione geologica, paleontologica, paleoetnologica da lui raccolta*. Atti Acc. Spoletina, pp. 156. Foligno.
- TOSO P. (1891) - *Notizie sui combustibili fossili italiani*. Appendice alla Rivista Mineraria (1890): pp. 98.
- VENTURI F. (1972) - *Ammoniti toarciane dei generi Mercaticeras, Pseudomercaticeras, Crassicerat e Brodieia (Fam. Hildoceratidi) di Monte Serano (Umbria centrale) e di Monte Aspra (Umbria meridionale)*. Boll. Soc. Paleont. It., **11** (2): 198-228.

- VENTURI F. (1973) - *La zona a Falcifer - Toarciano inferiore - del Monte dell'Eremita (Monteleone di Spoleto, Umbria Sud) e riflessi sulla biostratigrafia del Rosso Ammonitico umbro*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 581-603.
- VERRI A. (1878) - *Sul canale pliocenico della Nera*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **21**, Milano.
- VERRI A. (1886) - *Bibliografia geologica e paleontologica delle valli del Nera e del Velino*. Boll. Soc. Geol. It., **5**: 408-483, nota 1.
- VERRI A. (1892) - *Sullo studio dei fiumi Nera e Velino*. Rassegna delle Sc. Geolog. in Italia, **2**, Roma.
- VERRI A. (1893) - *Sulla carta idrografica del bacino dei fiumi Nera e Velino*. Rassegna delle Sc. Geolog. in Italia, **2**, Roma.
- VERRI A. (1903) - *Problemi orogenici dell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., **22**: 449-460.
- VESCOVALI A. (1858) - *Sui minerali di ferro dello Stato Pontificio*. Giornale Arcadico di Roma, t. 154, Roma.
- WEZEL F. C. (1985) - *Facies anossiche ed episodi geotettonici globali*. Giornale di geologia, 47: 281-286.
- WINTER T. & TAPPONNIER P. (1991) - *Extension majeure post-jurassique et ante-Miocène dans le centre de l'Italie: données microtectoniques*. Bull. Soc. Geol. France, 162: 1095-1108.