ISPRA

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 310

PASSIGNANO SUL TRASIMENO

A cura di:
M. Barchi[2], M. Marroni[3]
con i contributi di:
M. Barsella[3], R. Bizzarri[2], F. Botti[3], F. Meneghini[3], L. Pandolfi[3], L. Passeri[2], F. Pazzaglia[2]
Biostratigrafia: **P. Argenti[2], A. Baldanza[2], A. Checconi[2], G. Ciarapica[2], S. Palandri[3], F. Venturi[2]**
Geologia Strutturale: **M. Barsella[3], F. Botti[3]**
Geologia Applicata: **A. Boscherini[1], M. Cenci[1], R. Checcucci[1], G. Felicioni[1], B. Mencaroni[1], A. Motti[1], G. Natale[1], N. Natali[1], V. F. Pazzaglia[2], F. Ponziani[1], A. Sorrentino[1], G. Simone[1]**
Geofisica: **L. G. Bellucci[4], G. Bortoluzzi[4], L. Gasperini[4], C. Pauselli[2]**
Geomorfologia: **L. Gregori[2], L. Melelli[2]**

[1] Servizio Geologico Regione Umbria
[2] Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia
[3] Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa
[4] Istituto di Geologia Marina – ISMAR, CNR8

Ente realizzatore: Regione Umbria

PROGETTO CARG

***Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:* L. Serva**

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Umbria: A. Boscherini

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica

F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro, S. Nisio;
S. D'Angelo, A. Fiorentino (parte lacustre)

Coordinamento cartografico

D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici

C. Cipolloni, M.P. Congi, R.M. Pichezzi

Coordinamento editoriale

D. Tacchia, V. Pannuti

PER LA REGIONE UMBRIA

Coordinamento informatizzazione
e allestimento cartografico per la stampa

A. Motti (responsabile del procedimento)

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG

M. Lettieri - *Servizio Geologico d'Italia - ISPRA*
A. Motti, A. Boscherini, G. Simone - *Regione Umbria*

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

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE ..... pag. 7
1. - PREMESSA ..... » 7
2. - METODOLOGIE UTILIZZATE ..... » 8

II - CENNI STORICI ..... » 13

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO ..... » 17
1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO ..... » 17
2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO ..... » 18
3. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO ..... » 24
3.1. - Caratteristiche generali ..... » 24
3.2. - Il substrato roccioso ..... » 26
3.3. - I depositi di copertura ..... » 26
3.4. - Il Lago Trasimeno ..... » 28
3.5. - Cenni storici sulle oscillazioni del livello del Lago Trasimeno ..... » 29

IV - STRATIGRAFIA ..... » 31
1. - DOMINIO UMBRO-ROMAGNOLO - SUCCESSIONE DELLA UNITÀ TETTONICA UMBRO-ROMAGNOLA ..... » 31
1.1. - Calcare Cavernoso (**CCA**) ..... » 32
1.2. - Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* (**RET**) ..... » 33
1.3. - Calcare Massiccio (**MAS**) ..... » 34
1.4. - Corniola (**COI**) ..... » 35
1.5. - Rosso Ammonitico (**RSA**) ..... » 36
1.6. - Calcari e marne a Posidonia (**POD**) ..... » 37
1.7. - Calcari Diasprigni (**CDU**) ..... » 37
1.8. - Maiolica (**MAI**) ..... » 37
1.9. - Marne a Fucoidi (**FUC**) ..... » 38
1.10. - Scaglia Bianca (**SBI**) ..... » 39
1.11. - Scaglia Rossa (**SAA**) ..... » 40
1.12. - Scaglia Variegata (**VAS**) ..... » 41
1.13. - Scaglia Cinerea (**SCC**) ..... » 42
1.14. - Bisciaro (**BIS**) ..... » 43
1.15 - Schlier (**SCH**) ..... » 43
1.16. - Formazione Marnoso-Arenacea umbra (**MUM**) ..... » 44
1.16.1. - *Membro di Casa Spertaglia* (**MUM_1**) ..... » 44

PROGETTO CARG

2. - DOMINIO TOSCO-UMBRO - SUCCESSIONE DELL'UNITÀ TETTONICA RENTELLA ..... » 46
2.1. - Formazione di Monte Rentella (**FMR**) ..... » 47
2.2. - Formazione della Montagnaccia (**REN**) ..... » 49
3. - DOMINIO TOSCANO - SUCCESSIONE DELL'UNITA' TETTONICA FALDA TOSCANA ..... » 52
3.1. - Scaglia toscana (**STO**) ..... » 52
3.1.1. - *Membro delle calcareniti di Dudda* (**STO_4**) ..... » 52
3.1.2. - *Membro di Monte Filoncio* (**STO_6**) ..... » 58
3.2. - Macigno (**MAC**) ..... » 60
3.2.1. - *Membro di Molin Nuovo* (**MAC_1**) ..... » 62
3.2.2. - *Membro di Poggio Belvedere* (**MAC_2**) ..... » 63
3.2.3. - *Membro di Lippiano* (**MAC_3**) ..... » 65
4. - DOMINIO LIGURE - SUCCESSIONE DELL'UNITÀ TETTONICA OFIOLITICA DEI MONTI ROGNOSI ..... » 67
4.1. - Formazione di Sillano (**SIL**) ..... » 68
4.1.1. - *Litofacies pelitico-arenacea* (**SIL_a**) ..... » 68
4.1.2. - *Litofacies calcareo-marnosa* (**SIL_b**) ..... » 71
4.2. - Formazione di Monte Morello (**MLL**) ..... » 72
5. - SUCCESSIONI DEI BACINI SEDIMENTARI PLIO-PLEISTOCENICI ..... » 74
5.1. - Supersintema della Val di Chiana (**VH**) ..... » 75
5.1.1. - *Sintema di Sanfatucchio* (**SFA**) ..... » 77
5.1.2. - *Sintema del Trasimeno* (**TMO**) ..... » 84
5.2. - Supersintema Tiberino (**ST**) ..... » 86
5.2.1. - *Sintema di Perugia* (**PGU**) ..... » 87
5.2.2. - *Sintema del Nestore* (**NSE**) ..... » 93
6. - UNITÀ STRATIGRAFICHE QUATERNARIE NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA ..... » 99
6.1. - Deposito di versante (**a**) ..... » 99
6.2. - Deposito di frana (**a_1**) ..... » 99
6.3. - Detrito di falda (**a_3**) ..... » 100
6.4. - Deposito alluvionale (**b**) ..... » 100
6.5. - Coltre eluvio - colluviale (**b_2**) ..... » 100
6.6. - Deposito di debris-flow - (**b_4**) ..... »100
6.7. - Deposito lacustre e palustre (**e**) ..... » 101
6.8. - Depositi antropici (**h**) ..... » 101

V - GEOFISICA E STRATIGRAFIA DEL LAGO TRASIMENO ..... » 103
1. - PREMESSA ..... » 103

PROGETTO CARG

2. - IL LAGO TRASIMENO ..... » 104
3. - MORFOBATIMETRIA ..... » 104
4. - SISMICA A RIFLESSIONE SUPERFICIALE ..... » 110
5. - SISMICA A RIFLESSIONE PROFONDA ..... » 113
6. - ANALISI DEI SEDIMENTI ..... » 117

VI - TETTONICA ..... » 119
1. - LA STRUTTURA GENERALE ..... » 119
2. - LE STRUTTURE DELL'UNITA' LIGURE ..... » 120
3. - LE STRUTTURE DELL'UNITA' TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA ..... » 121
3.1. - Elemento Terontola ..... » 123
3.2. - Elemento Tuoro ..... » 124
3.3. - Elemento Portole ..... » 125
3.4. - Elemento Ansina ..... » 126
3.5. - Elemento Scarzola ..... » 128
3.6. - Elemento Marcignano-Gioiello ..... » 130
4. - LE STRUTTURE DELL'UNITA' RENTELLA ..... » 132
4.1. - Elemento Monte Sperello ..... » 132
4.2. - Elemento Rapille ..... » 134
5. - LE STRUTTURE DELL'UNITA' UMBRA-ROMAGNOLA ..... » 136
5.1. - Settore Corciano ..... » 136
5.2. - Settore Monte Malbe ..... » 137
6. - LE STRUTTURE TRASCORRENTI ..... » 138
7. - LE STRUTTURE ESTENSIONALI ..... » 138

VII - GEOLOGIA APPLICATA ..... » 141
1. - LE FRANE ..... » 141
2. - FENOMENI DI SUBSIDENZA ..... » 145
3. - RISCHIO IDRAULICO E BONIFICHE IDRAULICHE ..... » 146
4. - SISMICITA' STORICA E PERICOLOSITA' SISMICA ..... » 148
5. - PROVE IN SITO E PARAMETRI GEOTECNICI ..... » 149
6. - RISORSE LITOMINERARIE ..... » 153
7. - IDROGEOLOGIA ..... » 158
7.1. - La struttura idrogeologica di Monte Malbe ..... » 159
7.2. - Le idrostrutture delle successioni torbiditiche ..... » 159
7.3. - I depositi plio-pleistoceni e alluvionali quaternar ..... » 160

APPENDICE 1 - SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ..... » 161

APPENDICE 2 - INDICE TASSONOMICO ..... » 171

PROGETTO CARG

APPENDICE 3 - TASSONOMIA AMMONITI ..... » 179

APPENDICE 4 - DATAZIONI TRAVERTINI..... » 181

BIBLIOGRAFIA..... » 183

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

1. - PREMESSA

Il Foglio 310 “Passignano sul Trasimeno” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (legge 226/99) tramite convenzione tra il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d’Italia dell’Agenzia per la Protezione dell’Ambiente e per i Servizi Tecnici (APAT) e la Regione Umbria.

Nel Marzo 2003 la Regione Umbria ha presentato il Piano Operativo di Lavoro (POL), che è stato approvato dall’APAT nel Luglio 2003. Successivamente la Regione Umbria ha individuato come enti referenti per la realizzazione del foglio in oggetto i Dipartimenti di Scienze della Terra delle Università di Pisa e di Perugia, con le quali sono state stipulate apposite convenzioni.

Il rilevamento geologico è iniziato nel Giugno 2004, il primo seminario di avanzamento dei lavori è stato effettuato nel Giugno 2005 e le indagini di terreno sono state terminate nel Settembre 2006.

Il ruolo di Responsabile della corretta esecuzione e dell’attuazione del progetto del Foglio 310 “Passignano sul Trasimeno” è stato ricoperto dal Dott. Arnaldo Boscherini, Dirigente del Servizio Geologico della Regione Umbria. Hanno collaborato all’organizzazione tecnico-amministrativa i Dott. Andrea Motti e Gianluigi Simone del Servizio Geologico della Regione Umbria.

I Dipartimenti di Scienze della Terra delle Università di Perugia e Pisa hanno individuato i coordinatori scientifici rispettivamente nelle persone del Prof. Massimiliano Barchi e del Prof. Michele Marroni.

Il Prof. Massimiliano Barchi ha avuto l’incarico di coordinare le attività del

PROGETTO CARG

progetto per quanto riguarda le successioni carbonatiche mesozoiche e le successioni plio-quaternarie. Per queste successioni sono stati nominati Direttori di Rilevamento il Prof. Leonsevero Passeri e il Dott. Andrea Motti.

Il Prof. Michele Marroni ha avuto l'incarico di coordinare le attività del progetto per quanto riguarda le successioni torbiditiche silicoclastiche terziarie. Per queste successioni è stato nominato Direttore di Rilevamento il Dott. Luca Pandolfi.

Per quanto riguarda le successioni carbonatiche mesozoiche e le successioni plio-quaternarie le attività di rilevamento e le analisi stratigrafiche sono state svolte dai Dott. Fausto Pazzaglia e Roberto Bizzarri. Per quanto riguarda le successioni torbiditiche silicoclastiche terziarie il rilevamento geologico è stata condotto dai Dott. Marco Barsella, Flavia Botti e Francesca Meneghini, che hanno anche svolto le analisi stratigrafiche assieme al Dott. Luca Pandolfi.

Le analisi biostratigrafiche sono state condotte dalla Dott. Silvia Palandri per il contenuto in nannofossili calcarei delle successioni torbiditiche terziarie e, per quanto riguarda le successioni del Pliocene-Pleistocene, dalla Dott. Patrizia Argenti per i vertebrati e le malacofaune e dalla Dott. Angela Baldanza per i nannofossili e i foraminiferi. Nella successione carbonatica i foraminiferi del Triassico sono stati studiati dalla Prof. Gloria Ciarapica, i foraminiferi del Mesozoico-Paleogene dal Dott. Alessio Checconi e le ammoniti del Giurassico dal Prof. Federico Venturi.

L'analisi strutturale nelle successioni torbiditiche terziarie è stato condotta dai Dott. Marco Barsella e Flavia Botti. L'analisi petrografica delle areniti delle successioni torbiditiche terziaria è stata condotta dai Dott. Flavia Botti e Luca Pandolfi. Le analisi geomorfologiche mediante fotointerpretazione sono state condotte dalla Prof. Lucilia Gregori e dalla Dott. Laura Melelli.

Le indagini geofisiche dell'area occupata dal Lago Trasimeno sono state condotte dall'Istituto di Geologia Marina (ISMAR) del C.N.R. Il responsabile regionale per la convenzione Regione-CNR è il Dott. Andrea Motti e il responsabile della ricerca per il CNR-ISMAR è il Dott. Luca Gasperini. A queste ricerche hanno collaborato i Dott. Giovanni Bortoluzzi, Luca Giorgio Bellucci e Cristina Pauselli.

2. - METODOLOGIE UTILIZZATE

La carta geologica in scala 1:50.000 è il risultato dei rilevamenti ex-novo in scala 1:10.000 ad opera dei rilevatori dei Dipartimenti di Scienze della Terra dell'Università di Pisa e dell'Università di Perugia. La realizzazione del prodotto di sintesi ha comportato varie revisioni e modifiche delle carte in scala 1:10.000, ad opera dei coordinatori e dei direttori di rilevamento. Queste revisioni e modi-

PROGETTO CARG

fiche si sono rese necessarie per rendere leggibile la geologia sulla carta in scala 1:50.000. Tuttavia gli Autori, nella convinzione di realizzare uno strumento più utile, sia ai fini scientifici che pratici, durante l'elaborazione del 50.000 hanno scelto di conservare al massimo il dettaglio delle carte al 10.000, anche a costo di alcune difficoltà di lettura.

I rilevamenti del substrato (Unità tettoniche toscane, Unità tettonica Rentella e Unità tettonica Umbro-Romagnola) sono basati sul criterio litostratigrafico e molte formazioni sono suddivise in sottounità litostratigrafiche (membri e litofacies), mantenendo i nomi delle unità litostratigrafiche presenti nella seconda edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 ed elencati in Carimati *et alii* (1981). Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di Campbell (1967) con una modifica per gli strati con spessore superiore ai tre metri che vengono definiti "banchi". Specifiche analisi stratigrafico/sedimentologiche sono state condotte su tutte le formazioni affioranti nel foglio. In particolare sono state misurate sezioni stratigrafiche di dettaglio per la caratterizzazione delle diverse formazioni e membri affioranti corredate dalle relative analisi sedimentologiche. Vista la prevalenza di successioni sedimentarie rappresentate da torbiditi prive di metamorfismo o con metamorfismo di bassissimo grado è stata eseguita una accurata analisi petrografica delle diverse unità stratigrafiche. Questo tipo di analisi, effettuato sulle areniti medio-grossolane dei flysch oligo-miocenici (Macigno, formazione della Montagnaccia e Formazione Marnoso-Arenacea umbra), prevede un conteggio per punti esteso a tutti i costituenti della roccia solida (ossatura + interstizio) e protratto fino alla caratterizzazione di almeno 250-300 grani essenziali dell'ossatura; con questi dati viene ricalcolata la Composizione Principale (espressa in forma di parametri NCE-CE-CI+NCI, Q-F-L+CE, Q-P-K e relativi diagrammi). Un secondo conteggio riguarda invece i soli frammenti di roccia a tessitura fine (costituiti da cristalli < 0,062 mm) e si protrae fino alla caratterizzazione di almeno 200 di tali frammenti; sulla base di tali risultati viene calcolata la composizione della frazione litica dell'ossatura, espressa in forma di parametri Lm-Lv-Ls+CE (frammenti di rocce metamorfiche, vulcaniche, sedimentarie). L'analisi della composizione dei frammenti a grana fine ha lo scopo di evidenziare le sottili differenze esistenti tra le areniti dei diversi sedimenti dell'avanfossa appenninica. Per maggiori informazioni sul significato dei parametri adottati e delle classi composizionali usate si rimanda a Zuffa (1980, 1985, 1987), Di Giulio & Valloni (1992), Costa *et alii* (1993, *cum bibl.*). Le sezioni sono state colorate per la distinzione dei k-feldspati e dei plagioclasi e per la distinzione delle fasi carbonatiche.

Analisi biostratigrafiche specifiche sono state condotte sulle unità lito-stratigrafiche del substrato relativamente all'Unità tettonica ofiolitica dei Monti Rognosi, all'Unità tettonica della Falda toscana, allo Schlier e alla Formazione Marnoso-Arenacea umbra. I dati biostratigrafici sono basati sull'analisi a nanno-

PROGETTO CARG

fossili calcarei che costituiscono un gruppo fossile ad alta risoluzione bio e cronostratigrafica. In assenza di dati derivanti dalla biostratigrafia a nannofossili calcarei sono stati utilizzati, per la successione evaporitica e carbonatica umbro-romagnola, dati tratti dalla letteratura, per lo più relativi alle associazioni a foraminiferi planctonici. Gli schemi bizonali adottati sono riporteti nell'appendice 1.

L'analisi dei nannofossili calcarei è stata effettuata su *smear slides* al microscopio ottico polarizzatore a 1250 ingrandimenti, sia a *nicols* paralleli che a *nicols* incrociati. Lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei è stato condotto eseguendo un primo conteggio relativo a forme significative entro un numero totale di 300 individui e, successivamente, un secondo conteggio relativo a forme significative entro un numero prefissato di individui, appartenenti allo stesso genere. 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. La scala stratigrafica utilizzata per le età trassico-cretaciche della successione carbonatica dell'Unità tettonica Umbro-Romagnola è quella proposta da Gradstein *et alii* (2004). Per il Cretacico è stato adottato lo schema biostratigrafico di Sissingh (1977) con gli eventi a nannofossili tarati sulla scala delle polarità magnetiche e delle età assolute secondo quanto riportato e descritto in Cerrina Feroni *et alii* (2002 - *cum bibl*). Per il Cenozoico è stata adottata la scala cronostratigrafica di Berggren *et alii* (1995) e sono stati utilizzati schemi biostratigrafici a nannofossili calcarei diversi per i diversi intervalli di tempo:

Martini (1971) per gli intervalli di tempo Paleocene-Eocene medio-superiore, che sono suddivisi in biozone con sigla NP (Nannoplankton Paleogene);

Fornaciari & Rio (1996) e Catanzariti & Rio in Catanzariti *et alii* (1997), per le biozone indicate con MNP (Mediterranean Nannoplankton Paleogene) dell'Eocene superiore-Oligocene superiore;

Fornaciari & Rio (1996) e Fornaciari *et alii* (1996) per gli intervalli con sigla MNN (Mediterranean Nannoplankton Neogene) relativi all'intervallo Oligocene superiore-Miocene medio;

Per la correlazione delle biozone NP MNP e MNN con la scala cronostratigrafica di Berggren *et alii* (1995) si è fatto riferimento a quanto rappresentato nello schema proposto in Cerrina Feroni *et alii* (2002).

L'analisi biostratigrafica delle unità affioranti all'interno di questo foglio è stata anche condotta in sezione sottile per i sedimenti mesozoici ed in sezione sottile e residuo di lavaggio per quelli cenozoici. I sedimenti triassici sono interamente riferibili alla Formazione del Monte Cetona (Retico *p.p.*) e le indagini biostratigrafiche sono state condotte sulle associazioni a foraminiferi ed alghe dasicladacee come definito in Ciarapica *et alii* (1982) e Ciarapica *et alii* (1987). L'analisi

PROGETTO CARG

biostratigrafica dei sedimenti liassici di piattaforma carbonatica è stata condotta in base ai foraminiferi bentonici ed alle alghe calcaree. Per quanto riguarda i sedimenti toarciani si è reso necessario l'utilizzo degli ammoniti che, all'interno di tale intervallo temporale, presentano una maggior risoluzione biostratigrafica rispetto ai foraminiferi bentonici di acqua profonda. Per i sedimenti dell'intervallo Titonico - Hauteriviano rappresentato dalla formazione della Maiolica sono stati utilizzati i calpionellidi, spesso molto ricristallizzati all'interno dei campioni analizzati. Per tale intervallo temporale è stata utilizzata la zonazione riportata in Andreini *et al.* (2007). L'analisi biostratigrafica dei sedimenti del Cretacico (Aptiano superiore-Maastrichtiano), del Paleogene e del Miocene inferiore è stata condotta utilizzando i foraminiferi planctonici. Per l'analisi biostratigrafica dei foraminiferi bentonici di mare basso del Giurassico si è fatto riferimento alla zonazione proposta da Chiocchini *et alii* (1994). Per quello che riguarda 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), Premoli Silva & Verga (2004). La nomenclatura sistematica delle microfaune planctoniche cretaciche è aggiornata sulla base delle più recenti conoscenze ad eccezione di alcune microfaune del Cretacico inferiore, per le quali, esistendo ancora incertezze sulla classificazione generica e sopragenerica di alcuni *taxa*, si fa riferimento a Loeblich & Tappan (1987, 1992). L'analisi biostratigrafica delle unità paleoceniche ed eoceniche fa riferimento alla zonazione proposta da Nocchi *et alii* (1986, 1988) e da Premoli Silva *et alii* (2003). Nell'intervallo Oligocene - Miocene inferiore *p.p.* l'analisi biostratigrafica a foraminiferi planctonici è stata effettuata attraverso lo studio di residui di lavaggio e di sezioni sottili, riferendosi alla zonazione di Blow (1969), meglio applicabile alle zone mediterranee, integrata con quella di Berggren *et alii* (1995) e con Iaccarino *et alii* (2005). Lo stato di preservazione dei foraminiferi planctonici in questo intervallo temporale è tuttavia da scarso a mediocre; gli esemplari sono infatti spesso ricristallizzati, presentano frequenti segni di dissoluzione e soprattutto risultano essere intensamente deformati dalla diagenesi. Ciò ha reso estremamente difficile l'identificazione sistematica specialmente quando basata su caratteri diagnostici facilmente obliterabili come le aperture secondarie del genere *Globigerinoides*, l'ultrastruttura del guscio, la presenza di bulle, etc. rendendone difficoltosa la classificazione sistematica talvolta anche a livello generico.

Le formazioni sono raggruppate in unità tettoniche, come normalmente avviene nella cartografia geologica delle catene a falde. Da un punto di vista gerarchico oltre al termine di "unità tettonica", qui utilizzato nella sua accezione originaria come sinonimo di falda, vengono impiegati anche i termini di "elemento tettonico" per indicare corpi cartografabili delimitati da superfici di sovrascorrimento all'interno della medesima unità tettonica. Secondo la terminologia qui adottata nel concetto di unità tettonica è dunque implicito anche il concetto di alloctonia,

PROGETTO CARTA

mentre le traslazioni relative agli elementi tettonici comportano un grado molto minore di alloctonia, come nel caso dei sovrascorrimenti che interessano l'Unità tettonica della Falda Toscana. Nello schema tettonico le varie superfici di sovrascorrimento sono classificate in ordine gerarchico e cronologico dal più antico ed è stato indicato nella legenda il dominio paleogeografico a cui le varie successioni possono essere attribuite.

Per la descrizione stratigrafica delle successioni dei bacini plio-pleistocenici si è adottato il criterio delle UBSU (Unconformity-Bounded Stratigraphic Units), utilizzando, per unità di livello gerarchico via via inferiore, i termini "supersintema", "sintema" e "subsintema": tutti questi corpi sono separati da contatti discordanti, individuati in base al diverso assetto giaciturale e/o alla presenza di significative lacune nella continuità di sedimentazione. All'interno delle unità sintemiche, in presenza di corpi sedimentari litologicamente complessi, tra loro eteropici e non discordanti, che rappresentano ambienti di sedimentazione contigui ma ben differenziati, si è preferito utilizzare il termine generico di "unità". Il termine "litofacies", infine, è stato utilizzato per evidenziare variazioni litologiche minori all'interno di una unità stratigrafica.

Oltre ai rilevamenti di terreno, l'acquisizione dei dati è stata integrata dall'esecuzione di una serie di analisi geofisiche sull'area occupata dal Lago Trasimeno. Le indagini sono state necessarie in quanto il territorio ricoperto dalla specchio lacustre, che occupa quasi un quarto dell'intero foglio, non è ovviamente accessibile all'osservazione diretta con i metodi tradizionali. Al tempo stesso, è evidente che il tema dell'impostazione e dell'evoluzione del bacino lacustre riveste un'importanza centrale per la conoscenza geologica di questo territorio. Il ricorso ai metodi di rilevamento indiretti, oltre ad essere necessaria, può diventare (ed è divenuta di fatto in questo caso) una notevole opportunità di incremento delle conoscenze: in corrispondenza di un lago, infatti, è possibile acquisire dati geofisici di qualità migliore ed a costi più contenuti rispetto alle aree contigue a terra.

Nel corso di due campagne di indagine, eseguite tra il Dicembre 2004 e il Giugno 2005, sono stati acquisiti dati di:

a- batimetria e morfologia del fondale;
b- assetto stratigrafico e strutturale superficiale (fino a profondità di 30-40 m) e profondo (riguardanti l'intera successione sedimentaria al di sopra del substrato pre-pliocenico, per uno spessore di oltre 500 m) .

Sono stati inoltre raccolti numerosi campioni dei sedimenti del fondo lago, che sono stati analizzati dal punto di vista granulometrico. Infine, è stata raccolta una carota, della lunghezza di 53 cm, allo scopo di studiare il tasso di sedimentazione nelle ultime centinaia di anni.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

II. - CENNI STORICI

Vari autori si sono occupati in passato dei problemi geologici relativi all'area dell'attuale Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno". Gli studi relativi alle successioni di quest'area e delle aree limitrofe sono iniziati già nel secolo diciannovesimo (Lotti, 1899) e sono proseguiti nelle prime decadi del ventesimo (Lotti, 1926; Principi 1928; Renz 1936a; Signorini, 1936, 1941). Questi studi hanno avuto carattere prevalentemente stratigrafico e micropaleontologico con l'obiettivo di definire le successioni umbre e toscane presenti nell'area del foglio. Il primo lavoro che ha preso in considerazione le caratteristiche generali della geologia di questa area è stato quello di Lotti (1926) che con la sua monografia dal titolo "Descrizione geologica dell'Umbria" riassumeva efficacemente tutte le conoscenze geologiche fino allora acquisite. Questa monografia era stata anticipata da lavori relativi a singoli aspetti, principalmente di Lotti (1899; 1900; 1911; 1917) e di Principi (1912; 1914; 1922a; 1922b; 1924). Non va però dimenticato il contributo fondamentale di Bonarelli, che già nel 1900 realizzò un'importante opera dal titolo "Descrizione geologica dell'Umbria Centrale", uscita però postuma solo nel 1967. Altri contributi fondamentali precedenti al secondo conflitto mondiale sono stati quelli di Renz (1936a), che ha esaminato la stratigrafia e la micropaleontologia della Scaglia, e quelli di Merla (1938) che, nell'ambito di un trattato sull'idrologia del bacino del Fiume Tevere, definì il quadro stratigrafico e strutturale dell'Umbria occidentale.

Nel secondo dopoguerra, con la ripresa delle ricerche, furono prodotti i primi lavori "moderni" dal punto di vista scientifico. Tra questi va segnalato l'importante lavoro di sintesi sulla geologia dell'Appennino Settentrionale di Merla (1951), che evidenziò il sovrascorrimento dell'unità costituita dalle formazioni

della Scaglia toscana e del Macigno sulla successione umbra, considerata autoctona. Questa stessa interpretazione fu confermata dagli autori che negli anni '50 e primi anni '60 hanno riesaminato la geologia della zona (GHELARDONI & MAIOLI, 1958; FAZZINI, 1959; NOCCHI, 1961). Successivamente, soprattutto come conseguenza dei lavori di NARDI & TONGIORGI (1962) e NARDI (1965) nella Valle dello Scoltenna e di GIANNINI & TONGIORGI (1962) in Toscana meridionale, sono stati ridefiniti i rapporti tra le varie successioni costituite da torbiditi silicoclastiche terziarie, identificando più unità tettoniche. Relativamente al foglio, e anche in base anche ai lavori dei geologi di Firenze (si veda BORTOLOTTI *et alii*, 1970 e ABBATE & BRUNI, 1989), NOCCHI & CATINELLI (1965) e BOSCHERINI *et alii* (1982) hanno fornito importanti contributi alla definizione stratigrafica della successione appartenente al dominio toscano. In tempi ancora più recenti, importanti lavori scientifici sono stati realizzati da DAMIANI & TUSCANO (1982), DAMIANI *et alii* (1983), DAMIANI & PANNUZI (1985), DAMIANI *et alii* (1989) e DAMIANI *et alii* (1997). Alcuni lavori degli anni '90 (COSTA *et alii*, 1991; 1993; 1997) hanno fornito nuovi dati di tipo biostratigrafico e petrografico sulle successioni toscane dell'area compresa fra il Pratomagno e il Lago Trasimeno.

Per quanto riguarda l'Unità tettonica Rentella, mostrando somiglianze e caratteri di transizionalità con le successioni delle unità toscane e umbre, è stata attribuita in parte alla successione toscana e in parte a quella umbra (si veda il Foglio 122 "Perugia", scala 1:100.000). Le prime informazioni sulla successione di Monte Rentella sono state fornite da NOCCHI (1962). Successivamente, lavori specifici sull'area di Monte Rentella sono stati realizzati da SIGNORINI & ALIMENTI (1967) e da BROZZETTI *et alii* (2000).

L'area del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" propone situazioni stratigrafiche e tettoniche interessanti anche per lo studio delle successioni umbre, estesamente affioranti con buone esposizioni al Monte Malbe a partire dalla formazione del Calcare Massiccio e fino a comprendere parte della Formazione Marnoso-Arenacea Umbra. L'attenzione degli Autori si è concentrata soprattutto sullo studio della sezione orientale del Foglio, passante per la trasversale del Monte Malbe. I primi lavori sistematici sulla stratigrafia dei massicci carbonatici, tra cui quello del Monte Malbe, sono di LOTTI (1899) e di PRINCIPI (1908). Vanno inoltre citati i contributi, a carattere biostratigrafico, di RENZ (1933, 1936b) che, sulla base dell'analisi dei foraminiferi, ha definito in modo abbastanza preciso le età dei vari termini della successione carbonatica umbra di quest'area. Altri lavori fondamentali per la stratigrafia della successione umbra del Monte Malbe sono stati forniti nel secondo dopoguerra da GHELARDONI (1962) e DESSAU (1962). Contributi specifici sulla stratigrafia del Calcare Massiccio di Monte Malbe sono stati inoltre forniti da COLACICCHI *et alii* (1970), PASSERI & PIALLI (1972) e PASSERI (1975). Tutti questi Autori hanno messo in evidenza come la successione carbonatica del Monte Malbe, una delle più occidentali del dominio umbro-ro-

PROGETTO CARG

magnolo, sia caratterizzata da facies che ricordano quelle presenti nei settori più orientali del dominio toscano, come al Monte Cetona. Per quanto riguarda la Formazione Marnoso-Arenacea umbra i contributi relativi alla stratigrafia e alla micropaleontologia sono stati forniti inizialmente da Jacobacci *et alii* (1970) e da Signorini & Alimenti (1968). Successivamente sono da segnalare i contributi di Centamore & Chiocchini (1985), Chiocchini *et alii* (1986), De Feyter *et alii* (1990), Delle Rose *et alii* (1990) e Delle Rose *et alii* (1991) che hanno definito la stratigrafia delle torbiditi silicoclastiche del dominio umbro nell'area del foglio e nelle aree limitrofe. Lo studio delle caratteristiche petrografiche di queste torbiditi è stato invece oggetto dei lavori di Centamore & Chiocchini (1985), Paganelli & Zuffa (1991) e Costa *et alii*, (1991). Per quanto riguarda l'analisi strutturale i primi contributi sono stati forniti principalmente dai geologi della scuola di Perugia negli anni 80' e 90', con i lavori di Lavecchia & Pialli (1980), Lavecchia *et alii* (1988; 1989), Menichetti *et alii* (1991) e Barchi *et alii* (1998b; 1998c).

Le prime informazioni sui depositi sedimentari del Plio-Pleistocene sono contenute nei lavori storici di Verri (1877; 1879; 1880; 1885; 1886; 1889; 1992; 1901; 1918), Bonarelli (1967), Lotti (1917: 1926) e di De Angelis D'ossat (1918). Più recentemente si sono occupati di questi depositi Lippi Boncambi (1940; 1941;1960; 1963) e Ambrosetti *et alii* (1978a; 1983; 1987, 1989).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

III. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

(*a cura di L. Gregori e L. Melelli*)

L'area del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" ricade nella Provincia di Perugia della Regione Umbria. Nel lato NE comprende una piccola area di circa 3 km^2 appartenente alla Provincia di Arezzo della Regione Toscana. I comuni interessati sono quelli di Tuoro sul Trasimeno, Castiglione del Lago, Passignano sul Trasimeno, Magione, Panicale, Corciano, Perugia, Marsciano, Piegaro e Città della Pieve. Per la regione Toscana è interessato il Comune di Cortona.

Il Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" si estende fra il parallelo di Passignano sul Trasimeno, a nord, e quello di Tavernelle, a sud. A ovest è limitato dal meridiano di Villastrada, a est da quello di Ellera. Si tratta di un'area di alta collina, dove le principali dorsali sono separate da zone pianeggianti. Le valli principali sono quelle del Torrente Tresa nella parte SW, mentre nella parte est si aprono le valli del Fiume Nestore, del Torrente Caina e del Torrente Formanuova.

I rilievi più importanti sono costituiti dai Monti Malbe (652 m s.l.m.), Torrazzo (417 m s.l.m.), Bitorno (523 m s.l.m.), Rentella (399 m s.l.m.) e Penna (493 m s.l.m.), tutti situati nella parte NW del foglio. Altri rilievi importanti sono nella parte meridionale, dove si ritrovano i Monti Marzolana (586 m s.l.m.), Solare (598 m s.l.m.) e Pietrarvella (638 m s.l.m.). Le zone pianeggianti principali si trovano nella parte ovest, in corrispondenza dell'ampia area corrispondente alla zona orientale della Val di Chiana.

I centri abitati più importanti sono: Castiglione del Lago, Passignano sul Trasimeno, Tuoro sul Trasimeno, Magione, Tavernelle, Paciano e Panicale.

PROGETTO CARG

Caratteristica principale del foglio è la presenza del Lago Trasimeno, il più esteso dell'Italia peninsulare (130 km^2 circa). Sono presenti tre isole principali: Polvese, Minore e Maggiore. Questo lago laminare rappresenta pertanto l'elemento geografico e morfologico più saliente della parte nord-occidentale del foglio.

All'interno del foglio è compreso poi il territorio che si spinge, ad est del lago, fino ai "Massicci Perugini" di Monte Malbe e Monte Lacugnano (JACOBACCI *et alii*, 1970) mentre a SE interessa marginalmente i depositi fluvio lacustri plio-pleistocenici del "ramo occidentale" del paleo-Lago Tiberino (LOTTI, 1926; MERLA, 1938; CATTUTO *et alii*, 1992; GREGORI, 1989).

In questa parte del foglio sono presenti, con sviluppo grossomodo meridiano, le valli del sistema Torrente Formanuova - Torrente Caina che interessano tutta l'area compresa tra Castel Rigone (633 m s.l.m.) e Castiglion della Valle (202 m s.l.m.). Parallelamente si sviluppa, compresa tra l'allineamento dei rilievi di Monte Mazzolana ad ovest e quello di Monte Melino - Agello ad est, la valle del Torrente Cestola.

Nell'area meridionale del foglio, a sud del Lago Trasimeno, la struttura rilevata di Montarale - Monte Mazzolana con andamento EW divide il bacino del Torrente Tresa, con direzione di deflusso da est verso ovest, da quello del Fiume Nestore che, con andamento opposto indotto dall'attività tettonica è diretto verso est, solcando l'area del paleo-bacino lacustre plio-pleistocenico di Tavernelle-Pietrafitta (area della Miniera di Pietrafitta) (CATTUTO *et alii*, 1979; AMBROSETTI *et alii*, 1989) presente parzialmente nella parte meridionale del foglio Passignano.

Il rilievo asimmetrico di Montalera e la superficie terrazzata di Macchie rappresentano a sud le ultime aree rilevate prima che si raccordino dolcemente verso nord alle sponde del bacino lacustre del Trasimeno (CATTUTO *et alii*, 1983).

La zona più occidentale del foglio è caratterizzata dai modesti rilievi della "*linea Vaiano-Gioiella-Pozzuolo-Petrignano*" (con un'altitudine media di 350 m s.l.m.; PRINCIPI, 1922b), interessati da un deflusso conseguente dei Torrenti Rio Pescia e Paganico e diretti verso il lago.

2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino Settentrionale (fig.1) è una catena a *thrust* e pieghe associate (*thrust-and-fold belt*) costituita da un insieme di unità tettoniche derivate da diversi domini paleogeografici sia continentali che oceanici (BALDACCI *et alii*, 1967; ELTER, 1975; BOCCALETTI *et alii*, 1980; PRINCIPI & TREVES, 1984; LAVECCHIA *et alii*, 1989; BARCHI *et alii* 1998b; COSTA *et alii*, 1998). L'evoluzione dell'Appennino Settentrionale si è sviluppata attraverso le fasi di *rifting* e di *spreading* triassico-giurassiche che hanno portato all'individuazione del dominio oceanico ligu-

PROGETTO CARG

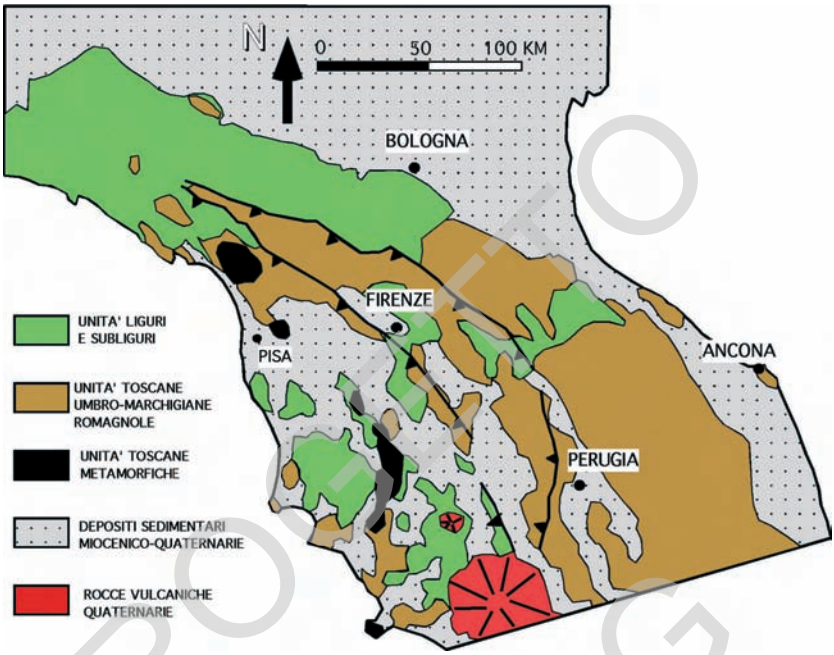


Fig. 1 - *Schema delle principali unità strutturali dell'Appennino Settentrionale*

re-piemontese, situato tra i margini continentali delle placche europea ed Adria (*cfr*. adriatica e apula). Le successive fasi convergenti, attive fin dal Cretacico superiore, hanno determinato la chiusura del dominio ligure-piemontese, tramite la subduzione di litosfera oceanica, e, nell'Eocene medio, la collisione continentale. A partire dall'Oligocene, l'evoluzione è consistita nella deformazione intracontinentale che ha interessato il margine della placca Adria. Questa evoluzione si è sviluppata mediante una progressiva migrazione del sistema catena-avanfossa verso est.

Le principali tappe di questa evoluzione, che ha interessato progressivamente i domini più esterni della placca Adria, includono la deformazione del dominio toscano a partire dall'Aquitaniano e quella del dominio tosco-umbro ed umbro-romagnolo a partire dal Burdigaliano medio (fig.1). Si sono così originate diverse unità tettoniche, tutte caratterizzate da sovrascorrimenti a vergenza a NE ed associate pieghe, in genere rovesciate, da chiuse ad aperte e con direzione assiali da N-S a NW-SE (Barchi *et alii*, 1998c; Brozzetti *et alii*, 2002).

Le deformazioni compressive sono seguite nello spazio e nel tempo da fasi estensionali, anche loro caratterizzate da una progressiva migrazione verso est, mentre le deformazioni compressive si spostano nei settori più esterni della cate-

PROGETTO CARG

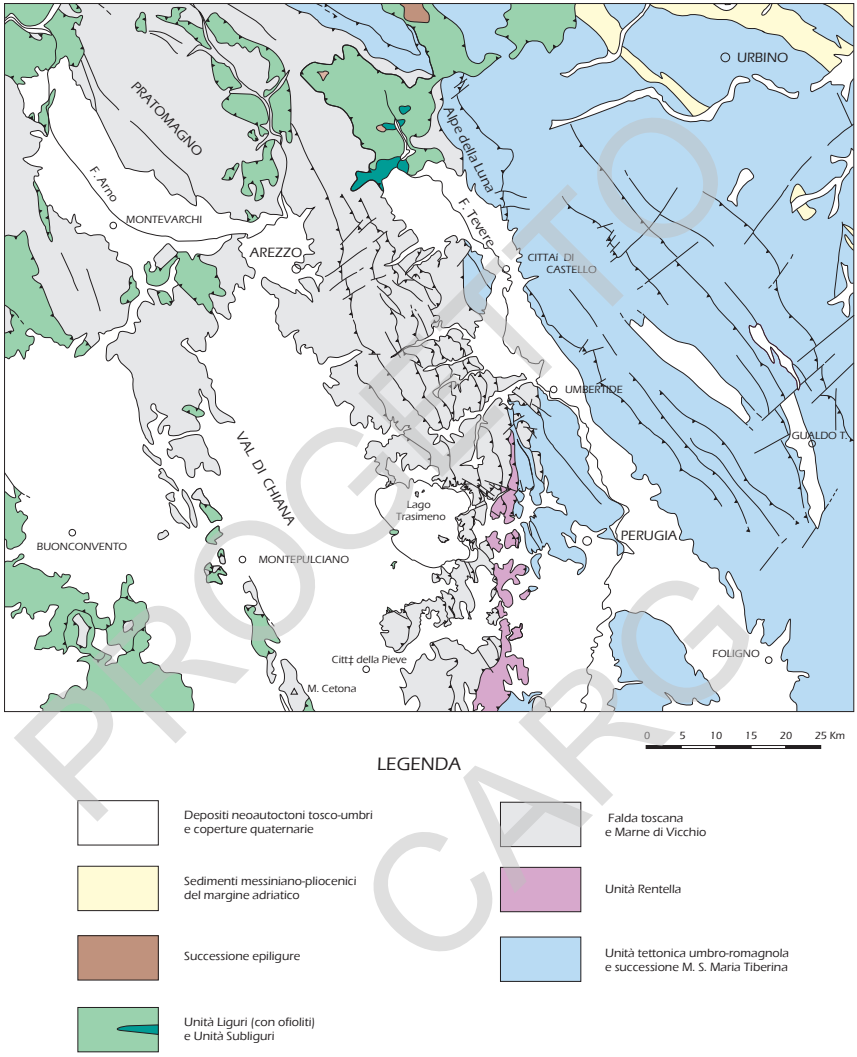


Fig. 2 - *Schema di inquadramento regionale del Foglio 310 "Passignano del Trasimeno"*

na (LAVECCHIA *et alii*, 1989; BARCHI *et alii*, 1998b; BONCIO *et alii*, 2000). Le fasi distensive, iniziate nel Tortoniano superiore, sono tuttora attive nel settore più orientale, come indicano i dati sismici.

Il Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" ricade in un settore (fig. 2) caratterizzato da un substrato costituito principalmente dalla sovrapposizione delle unità tettoniche derivate dai settori esterni del margine continentale della

placca Adria (dall'alto verso il basso: Unità tettonica Falda Toscana, Unità tettonica Rentella e Unità tettonica Umbro-Romagnola). Tuttavia nel foglio è presente, anche se marginalmente, un'unità tettonica derivata dal bacino oceanico ligure – piemontese (Unità tettonica ofiolitica dei Monti Rognosi), che si ritrova alla sommità dell'edificio strutturale. Le unità tettoniche del foglio sono delimitate da superfici di sovrascorrimento, generalmente a basso angolo e con direzione variabile da N-S a NW-SE. Ogni unità tettonica è a sua volta suddivisa in elementi tettonici delimitati da sovrascorrimenti secondari. Le pieghe associate hanno una geometria variabile, fianchi rovesciati e direzioni assiali variabili da N-S a NW-SE. La vergenza dedotta dagli indicatori cinematici lungo le superfici di sovrascorrimento e dal senso di rovesciamento delle pieghe è costantemente verso i quadranti orientali (Minelli *et alii*, 1988; Barchi *et alii*, 1998c).

L'Unità tettonica ofiolitica dei Monti Rognosi (Bortolotti, 1962b; 1962c; Ponzana, 1993; Plesi *et alii* 2002), che affiora nella parte sud-orientale del foglio, è caratterizzata da due formazioni, la Formazione di Sillano del Cretacico superiore-Paleocene inferiore e la Formazione di Monte Morello dell'Eocene medio. Ambedue sono caratterizzate da torbiditi carbonatiche di piana bacinale.

L'Unità tettonica Falda Toscana (Dallan Nardi & Nardi, 1974; Abbate & Bruni, 1989; Brozzetti *et alii*, 2002; Plesi *et alii*, 2002) che affiora principalmente nella zona centro orientale del foglio, è rappresentata dalle formazioni della Scaglia toscana e del Macigno. Nella Scaglia toscana sono stati individuati solo due membri: il membro delle calcareniti di Dudda (litofacies di Montanare e litofacies di Poggioni) e il membro di Monte Filoncio. Si tratta di depositi carbonatici e pelitici di ambiente di scarpata di piattaforma continentale. Nella sovrastante formazione del Macigno sono stati distinti tre membri, dal basso: membro di Molin Nuovo, membro di Poggio Belvedere e membro di Lippiano. La formazione del Macigno è rappresentata da torbiditi silicoclastiche di ambiente di avanfossa. Le analisi biostratigrafiche hanno permesso di definire per queste formazioni un'età Eocene-Miocene inferiore (dalla biozona NP10 alla MNN1).

L'Unità tettonica Falda Toscana sovrascorre sull'Unità tettonica Rentella quest'ultima costituita da una successione d'età Oligocene superiore/Miocene Inferiore (Signorini & Alimenti, 1967; Brozzetti *et alii*, 2000). La successione stratigrafica dell'Unità tettonica Rentella comprende la formazione di Monte Rentella (biozone MNP24 -MNN1d), costituita da pelagiti ed emipelagiti di scarpata, e la formazione della Montagnaccia (biozone MNN1d - MNN2a), rappresentata invece da torbiditi silicoclastiche di avanfossa.

L'Unità tettonica Rentella, che affiora solo lungo una fascia di alcuni km, sovrascorre sull'Unità tettonica Umbro-romagnola (Dessau, 1962; Nocchi, 1962; Damiani *et alii*, 1995; Brozzetti *et alii*, 2000). L'unità Umbro-Romagnola è rappresentata dalla successione stratigrafica dei Massicci Perugini, una successione calcareo-siliceo-marnosa, d'età compresa tra il Triassico superiore

PROGETTO CARG

ed il Miocene con caratteristiche del tutto simili a quella dell'Appennino umbro-marchigiano, ma di minor spessore. Le formazioni presenti vanno dalle dolomie e calcari di età triassica, ai Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*, al Calcare massiccio, alla Corniola, al Rosso Ammonitico, ai Calcari e marne a Posidonia, ai Calcari diasprigni, alla Maiolica, alle Marne a Fucoidi, alla Scaglia Bianca, alla Scaglia Rossa, alla Scaglia Variegata, alla Scaglia Cinerea, al Bisciaro, allo Schlier. Il tetto è rappresentato dalla Formazione Marnoso-Arenacea umbra rappresentata dal membro di Case Spertaglia del Burdigaliano (biozone MNN3a-MNN4a).

L'analisi petrografica modale delle successioni silicoclastiche oligo-miocenichе ha messo in evidenza una composizione media delle areniti Q54F27L+CE19. Per la composizione dei frammenti litici a grana fine (fig. 3) è stato individuato un *trend*, nel Macigno, caratterizzato da un generale e progressivo arricchimento di frammenti litici metamorfici e decremento di frammenti litici vulcanici spostandoci dalla parte bassa della successione a quella più alta. In particolate nel membro di Molin Nuovo il contenuto di metamorfiti a grana fine varia dal 42 % al 59%, nel membro di Poggio Belvedere dal 52 % al 92% mentre nel membro di Lippiano è compreso tra 97 e 100%. E' stato anche evidenziato un trend con un progressivo aumento dei frammenti litici sedimentari (ed in particolare quelli carbonatici) passando dal Macigno (0-22%), attraverso la formazione della Montagnaccia (31-45%) fino alla formazione Marnoso-Arenacea umbra (70%). Questi risultati sono confrontabili con quelli presentati da Andreozzi & Di Giulio (1994), Costa *et alii* (1992;1993;1997), Plesi *et alii* (1998;2000;2002), Valloni *et alii* (2002) per le stesse successioni affioranti in altri settori dell'Appennino settentrionale.

PROGETTO CARG

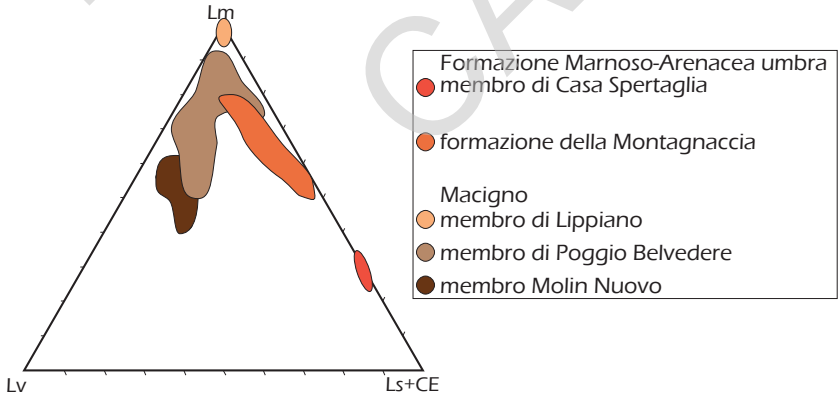


Fig. 3 - *Diagramma composizionale dei frammenti litici a grana fine (Lm Litici metamorfici; Lv litici vulcanici, Ls + CE litici sedimentari + carbonati extrabacinali) delle areniti delle torbiditi silicoclastiche oligo-mioceniche del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno"*

Le diverse unità tettoniche del foglio sono sigillate da successioni sedimentarie plio-quaternarie, che si sono sviluppate in depressioni strutturali controllate da faglie generalmente con direzione NNW-SSE. Queste sono segmentate e localmente trasferite da faglie trasversali, a direzione WSW-ENE ereditate dalla precedente fase compressiva. Le successioni che si sono sviluppate nelle depressioni strutturali sono riferibili a due bacini principali, di cui costituivano le propaggini periferiche: quello della Val di Chiana, a ovest, e quello Tiberino, a est. Per questo motivo le successioni continentali affioranti possono essere riferite a due supersintemi: il supersintema della Val di Chiana, in cui sono organizzate le successioni del settore occidentale, e il supersintema Tiberino, che raggruppa le successioni del settore orientale. All'interno di ciascuno di questi due bacini principali sono presenti dorsali e rilievi minori, che ne articolano il territorio, senza però interrompere sostanzialmente la continuità dell'ambiente di sedimentazione. I due bacini principali sono separati da una dorsale che attraversa tutto il foglio con direzione NNE-SSW, da Castel Rigone a Paciano.

Le successioni sedimentarie plio-pleistoceniche poggiano in discordanza sul substrato, costituito da successioni più antiche deformate dalla tettonica compressiva, delle quali il termine più recente è riferibile al Burdigaliano. Pertanto nel Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" non affiorano rocce riferibili all'intervallo di tempo compreso tra il Langhiano ed il Pliocene superiore. In questo intervallo di tempo si colloca certamente la parte finale della deformazione compressiva (Serravalliano-Tortoniano, Brozzetti *et alii*, 2002), seguita da un periodo relativamente lungo di emersione. Tra la fine del Pliocene e l'inizio del Pleistocene, le zone vallive erano probabilmente occupate da ambienti continentali, fluviali e fluvio-lacustri, con deposizione di sabbie, limi e ghiaie, spesse anche alcune centinaia di metri. Questo ambiente, sostanzialmente omogeneo, si estendeva verso ovest fino alla Val di Chiana e verso est a comprendere i diversi rami del bacino tiberino. Verso SSW, invece, troviamo coeve successioni marine (Unità del Chiani-Tevere, Mancini *et alii*, 2003; 2004). La vicinanza della linea di costa è anche testimoniata dalla presenza di unità di ambiente transizionale nella parte occidentale del foglio (unità di Case Lunghe). Nel settore occidentale il Pliocene superiore - Pleistocene inferiore è rappresentato dal Sintema di Sanfatucchio. Nelle zone più prossime ai rilievi, e in particolare lungo i versanti della dorsale di Panicale, si svilupparono conoidi pedemontane (es. unità di Panicale), che si interdigitavano con le successioni vallive, più propriamente fluvio-lacustri (es. unità di Gioiella e di Moiano). Nel settore orientale nel Pleistocene inferiore si individuarono due bacini principali, cui sono stati riferiti il sintema del Nestore, a ovest della dorsale Monte Sperello – Monte Petriolo, e di Perugia. In entrambi i bacini si depositarono successioni prevalentemente lacustri, interdigitate con corpi più grossolani, depostisi ai piedi dei versanti. A partire dalla parte alta del Pleistocene inferiore gli ambienti si ridussero progressivamente, nel contesto del

PROGETTO CARG

generale sollevamento dell'area (Ambrosetti *et alii*, 1982), dando luogo a piccoli bacini, per lo più isolati, con sedimentazione fluvio-palustre o lacustre. Le relative successioni si deposero in discordanza su quelle sopradescritte. L'individuazione e la subsidenza dei singoli bacini furono almeno in parte controllate dalla tettonica, con faglie dirette immergenti prevalentemente verso WSW. Il più importante bacino di questo tipo è quello riferibile al sintema del Trasimeno: il Lago Trasimeno rappresenta l'ultimo bacino lacustre ancora attivo e allo stesso tempo l'area in cui, in tutto l'intervallo di tempo Pliocene-Olocene, la sedimentazione è stata più continua, come mostrato anche dalle indagini geofisiche. Nel settore orientale abbiamo: il subsintema di Pietrafitta (parte alta del Pleistocene inferiore), che contiene un importante livello di lignite, il subsintema di Messiano (Pleistocene medio-superiore), contenente livelli piroclastici, e il subsintema di Santa Sabina (Pleistocene superiore), che contiene un banco di travertini che è stato oggetto di datazione radiometrica (115 ka). In tutta l'area del foglio potevano essere presenti altri bacini analoghi e coevi a quelli descritti, successivamente erosi o nascosti nel sottosuolo.

3. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO
(*a cura di L. Gregori e L. Melelli*)

3.1. - Caratteristiche generali

Dal punto di vista morfologico, la parte occidentale del foglio mostra come elemento paesaggistico predominante l'area depressa del bacino del Trasimeno; la parte orientale è invece caratterizzata da una serie di aree progressivamente ribassate da nord verso sud, allineate in direzione meridiana, corrispondenti alle conche di Magione, di Campo Lungo e di Castiglion della Valle (Gregori, 2004), mentre nella parte meridionale del foglio le vallate del Torrente Tresa e il bacino del Fiume Nestore, realizzano altre due aree topograficamente depresse, allungate in direzione E-W. La zona ad ovest del lago, infine, si presenta all'incirca pianeggiante: le morfogenesi combinate fluviale e lacustre modellano un versante che, seppur solcato da una discreta rete idrografica, si presenta gradualmente ed uniformemente inclinato verso est.

Il foglio è caratterizzato, inoltre, da una grande variabilità litologica che condiziona, come fattore strutturale passivo, l'evoluzione del modellato superficiale e del reticolo idrografico superficiale, secondo fenomeni di morfotectodinamica e/o morfotectostatica (Panizza, 1995; Bartolini & Peccerillo, 2003).

Da NE verso SW, infatti, affiorano i litotipi di natura prevalentemente calcarea del gruppo montuoso Monte Malbe-Monte Lacugnano, cui seguono quelli pre-

PROGETTO CARG

valentemente marnoso-arenacei dei rilievi di Corciano, Monte Rentella, Monte Melino, Agello, Monte Colognola; e, a sud del Lago Trasimeno, l'allineamento Monte Mazzolana, Monte Solare e Poggio Castellano. I versanti dei rilievi citati si raccordano ai depositi fluvio-lacustri e/o alluvionali delle aree interne, fino ai lembi di sedimenti marini pliocenici, nei pressi di Vaiano (a ridosso del Lago di Chiusi), e a quelli francamente lacustri e/o palustri recenti ed attuali, nell'area a sud e SW del Lago Trasimeno.

Il modellato superficiale, in corrispondenza delle strutture calcaree dell'area orientale, presenta dislivelli più marcati, raccordi piuttosto bruschi con le zone pedemontane e un generale contrasto morfologico tra aree montuose e vallive che si traduce in versanti convessi, spartiacque ben definiti, talora affilati, interrotti da discontinuità altimetriche e plano-altimetriche. I processi di alterazione fisica e chimica e quelli legati alla morfogenesi carsica, tuttavia, finiscono, attraverso fenomeni di dissoluzione e di mobilizzazione dei prodotti eluviali, per addolcire il profilo topografico dei rilievi, colmando le aree depresse con discreti accumuli di depositi residuali ("terra rossa") e modellando nell'insieme rilievi "a cupola" come il Monte Malbe che, anche se rilevato, mostra una zona sommitale morfologicamente tondeggiante, solcata da rari corsi d'acqua con sezioni vallive trasversali "*a conca*" e senza un significativo deflusso superficiale. Il *pattern* idrografico lungo l'area sommitale di tipo "*angolato*" è, probabilmente, condizionato da sistemi di fratture, con tratte orientate in senso appenninico ed antiappenninico. Lungo i fianchi del rilievo montuoso, conseguentemente ai maggiori valori dell'acclività, la densità di drenaggio aumenta lievemente ed il reticolo idrografico si organizza in un *pattern* parallelo, che mostra, talora, un'erosione lineare particolarmente accentuata.

In tutta l'area centro-occidentale del foglio, in corrispondenza della sequenza di anticlinali e sinclinali costituite da rocce prevalentemente arenacee, il modellato appare caratterizzato da minore energia di rilievo, versanti concavi, con valli ben raccordate sia verso monte che verso valle. Le linee spartiacque si presentano arrotondate e le sommità dei rilievi spianate, anche se intercettate da numerose discontinuità altimetriche e "*selle*" in corrispondenza di fratture o di locali situazioni di morfoselezione. L'andamento dei rilievi si presenta in genere ondulato, inciso da sezioni vallive di corsi d'acqua piuttosto approfondite a monte, mentre verso valle presentano una sezione a conca e/o a fondo piatto. Il raccordo con i fondovalle è assicurato, prevalentemente, da depositi colluviali.

Procedendo da est verso ovest, si riconosce il rilievo su cui sorge l'abitato di Corciano, allungato in direzione NE-SW e isolato morfologicamente e strutturalmente da quello di Monte Malbe. Ad est del Torrente Caina si erge il Monte Rentella "*a guisa di isola emergente dai sedimenti alluvionali*" (Principi, 1922b). Tali rilievi sono caratterizzati, in genere, da moderate elevazioni e costituititi dagli allineamenti di Monte Maggio - Corciano, da Castel Rigone - Monte Bitorno

PROGETTO CARG

- Monte Rentella e da Montecolognola - Monte Melino - Agello.

L'area sud-occidentale ed in particolare quella occidentale del foglio, appare decisamente modellata dalla morfogenesi fluviale e lacustre, attivate dall'evoluzione morfotettonica locale. I fenomeni di alterazione e la mobilizzazione dei relativi prodotti attraverso corsi d'acqua naturali sono i principali agenti dell'evoluzione di modesti rilievi, scolpiti nei depositi lacustri e che passano senza soluzione di continuità ai sedimenti alluvionali e ai deposti lacustri e palustri.

3.2. - Il substrato roccioso

Le principali strutture rilevate appaiono confinate, come descritto in precedenza, nell'area nord-orientale e meridionale del foglio, mentre mancano rilievi significativi in quella occidentale. I principali allineamenti strutturali del foglio sono orientati in direzione NE-SW: i processi di alterazione fisica e meccanica e di morfogenesi fluviale e/o gravitativa, agendo su un substrato vistosamente controllato dalla tettonica, hanno però realizzato, morfologicamente, allineamenti montuosi orientati in direzione all'incirca EW. I rilievi sono caratterizzati da un buon controllo strutturale, che realizza morfosculture attraverso fenomeni di morfoselezione, mentre la continuità degli allineamenti e dei versanti è spesso interrotta da discontinuità altimetriche e/o plano-altimetriche.

3.3. - I depositi di copertura

Nell'area esaminata i litotipi affioranti e discriminabili, anche mediante fotointerpretazione, al di sopra del substrato roccioso, costituito prevalentemente da rocce silico clastiche/calcarenitiche, sono:

- fasce di depositi pedemontani e/o colluviali, la cui deposizione è il risultato di processi di dilavamento e/o di fenomeni gravitativi superficiali e, quindi, identificati nell'insieme come colluvioni o *colluvium*, coltri colluviali:
- depositi fluviali *s.l.*/alluvionali;
- conoidi di deiezione;
- depositi lacustri e/o palustri antichi;
- depositi palustri recenti e/o attuali.

I fenomeni di alterazione superficiale, esercitati su un substrato fortemente alterabile, producono, al piede dei rilievi, estese fasce detritiche frequentemente mascherate da colluvioni che, a loro volta, passano talora senza chiare discontinuità morfologiche, ai depositi lacustri, raccolti nelle depressioni della Conca di Magione da Castel Rigone a Castiglion della Valle (Gregori, 2004) e alla depressione paleo-lacustre di Tavernelle - Pietrafitta (Ambrosetti *et alii*, 1989) lungo la valle del Torrente Tresa.

PROGETTO CARG

I deposti lacustri, inoltre, si insinuano profondamente nelle vallate fino alla quota ricorrente di 300/350 m s.l.m., ma si presentano spesso incisi dall'erosione fluviale che ne ha lasciato lembi, come superfici terrazzate, in fregio ad alcuni fiumi e, in molti casi si presentano chiaramente basculati contromonte (bacino del Torrente Tresa; CATTUTO *et alii*, 1983) e verso est (bacini del Fosso le Cigne e del Torrente Cestola; AMBROSETTI *et alii*, 1989).

I depositi alluvionali modellano le ampie sezioni vallive a fondo piatto, come nel caso del Torrente Cestola e del Torrente Caina o si concentrano in più modeste quantità lungo i principali corsi d'acqua (Torrente Tresa).

Nell'area nord-occidentale del foglio, lungo la sponda occidentale del Lago Trasimeno, i depositi francamente alluvionali sono pressoché difficilmente individuabili poiché, come già accennato, sfumano nei depositi pedemontani verso monte e in quelli fluvio-lacustri, verso valle.

Conoidi alluvionali coalescenti formano frequentemente una superficie pressoché continua a bassa pendenza al piede dei rilievi (fascia pedemontana) ben distinguibile dalle coltri colluviali messe in posto, talora su ampie superfici, da fenomeni gravitativi e/o di dilavamento. I corpi conoidali svolgono così frequentemente il ruolo di "raccordo" tra i rilievi e le zone pianeggianti, soprattutto lungo le sponde settentrionali ed orientali del lago.

Estese coperture di depositi fluvio-lacustri sono presenti, anche nella parte più orientale del foglio, lungo la valle del Torrente Caina - Rio Fratta dove, in località S. Sabina - Volpaie, la morfologia pianeggiante è condizionata anche dalla presenza di estese placche travertinose suborizzontali interessate da depressioni (doline), ormai mascherate dai deposti residuali e dall'azione antropica.

Spessori significativi di depositi lacustri si trovano all'interno della valle del Fiume Nestore, ex-bacino lacustre di Tavernelle - Pietrafitta (AMBROSETTI *et alii*, 1989).

Lungo il perimetro costiero del Lago Trasimeno, tra lo specchio d'acqua e la superficie emersa , è facilmente riconoscibile una ristretta e solo a tratti discontinua fascia di sedimenti attuali lacustri - palustri che contraddistingue la zona di oscillazione del livello del lago. La presenza di tali depositi e la loro continuità sono il risultato, in costante evoluzione, dell'oscillazione del livello lacustre e dell'attività di sedimentazione operata dagli immissari. Quando questa prevale (eventi di piena eccezionale o apporti costanti) la continuità dei depositi palustri viene chiaramente e bruscamente interrotta. Questa fascia è caratterizzata, inoltre, da tipiche associazioni vegetali palustri che, nelle foto aeree, si manifestano con un tono scuro e una tessitura molto più grossolana, facilmente distinguibile dal resto dei depositi.

PROGETTO CARG

3.4. - Il Lago Trasimeno

L'elemento morfologico più saliente dell'area è rappresentato dal bacino lacustre del Trasimeno che ricopre quasi completamente la parte nord-occidentale del foglio.

La configurazione attuale del Trasimeno è il risultato di una complessa evoluzione (Cattuto *et alii*, 1992; Gregori, 2004): attualmente, a causa dal generale basculamento dell'area verso est (Principi, 1922b; Cattuto *et alii*, 1992), il lago si presenta addossato ai rilievi di Montecolognola.

Il bacino lacustre è confinato verso nord (fuori foglio) dai rilievi montuosi dell'allineamento Monte Castelluccio, Monte Castiglione e Poggio Castelluccio (tra i 740 e gli 800 m s.l.m.) mentre ad ovest è solo parzialmente diviso dalla Valdichiana, attraverso i rilievi dell'allineamento Vaiano - Gioiella, con direzione NW-SE. La depressione lacustre, infatti comunica verso NW con il canale della Chiana e a SW con la stessa Valdichiana, attraverso il Fosso dell'Anguillara (che raccoglie, con opere di adduzione artificiali, anche i Fossi Moiano, Maranzano e Rigo Maggiore).

Il bacino idrografico del Trasimeno appare modesto e segue grossomodo l'andamento dello specchio d'acqua nell'area nord-orientale, mentre in quella sud-occidentale se ne discosta vistosamente. Il risultato è che lo specchio lacustre occupa una posizione eccentrica rispetto alla superficie del bacino idrografico che lo alimenta. Sono circa sessanta i fossi che si immettono nel lago: tra i più importanti, il Fosso dell'Anguillara a SW, il Rio Pescia e Rio Paganico ad ovest (Carollo, 1969; Dragoni *et alii*, 1985; Gambini, 1995).

Il territorio che circonda il lago, infatti, si presenta caratterizzato da marcata acclività lungo i versanti dei rilievi che lo delimitano ad est, costituiti da un substrato arenaceo, mentre lungo la sponda occidentale i versanti, costituiti da depositi fluvio-lacustri e/o palustri, presentano modeste inclinazioni. Come diretta conseguenza la sezione trasversale generale del bacino lacustre appare asimmetrica, con lo specchio d'acqua che si addossa, verso est, al piede del versante occidentale dei rilievi di Magione, mentre, ad ovest del rilievo di Castiglione del Lago, sembra aver lasciato una superficie relitta blandamente inclinata che sfuma nella fascia dei depositi attuali e/o palustri prossimi allo specchio d'acqua.

Tale superficie è anche il risultato morfologico della sedimentazione da parte di depositi assimilabili a delta-conoidi, edificati dai corsi d'acqua che dai versanti si dirigono verso le sponde. Tali fenomeni si riconoscono in particolare nell'area settentrionale e occidentale del lago dove la coalescenza e l'aggradazione dei depositi ha permesso la graduale progradazione ed articolazione della linea di costa (La Punta del Rio e del Maceratone alla base dei rilievi di Tuoro sul Trasimeno).

PROGETTO CARG

3.5. - Cenni storici sulle oscillazioni del livello del Lago Trasimeno

Durante la sua storia geologico-geomorfologica, il Lago Trasimeno ha subito ripetute oscillazioni di livello che si sono succedute fino in epoca storica. Testimonianze di alterni periodi nei quali il lago modificava il proprio livello sono presenti almeno a partire dagli inizi del sec. XV, quando Braccio di Fortebraccio da Montone realizzò l'emissario di S. Savino (1421-'22), destinato a convogliare le acque delle piene del lago verso la conca di Magione, per limitare le disastrose esondazioni che interessavano le città rivierasche e le campagne. Lungo la sponda settentrionale del lago, il livello dell'acqua arrivò nel 1602 (esiste una targa a Passignano sul Trasimeno: *hic Lacus fuit*) a quota 261,32 (4 m al di sopra dello zero idrometrico dell'emissario di S. Savino; Gambini, 1995). Più recentemente, nella seconda metà degli anni '50 e nel 2003 sono state registrate le punte estreme delle ultime oscillazioni negative significative del livello delle acque del Trasimeno.

Le oscillazioni del lago sono riconoscibili anche attraverso la fotointerpretazione o le indicazioni toponomastiche e topografiche che segnalano, ad esempio, in una cartografia di E. Danti del 1577, la località "Casa del Piano" più prossima all'acqua, e in una di Livio Eusebio Perugino del 1602 addirittura sulla riva di quell'epoca. In una mappa relativa alla Comunità di Tuoro, lungo la riva settentrionale del lago, della serie *Perusia Pedatarum* del 1758, compare un'area ben identificata dal toponimo "Il Porto" (presso la località Casa del Piano), collocata circa 200-300 m più a monte dell'attuale linea di costa. Viene così identificata un'antica posizione della riva lacustre riconducibile a quel periodo, caratterizzato da alti livelli lacustri, tra il XV e il XIX secolo. Sono stati inoltre individuati almeno tre periodi di basso livello delle acque: infrastrutture portuali (Isola Maggiore) e fondazioni di varie abitazioni poi sommerse dalle acque in risalita (Monte del Lago e Passignano) riferibili al Medioevo; strumenti ed oggetti ceramici relativi alla tarda età del Bronzo e all'età etrusco-romana sono stati rinvenuti in vari siti nello specchio d'acqua attuale, a seguito di scavi e dragaggi (Gambini, 1995; 2003).

Anche la ricostruzione storica della leggendaria "battaglia di Annibale" del 217 a. C., svoltasi tra i monti di Tuoro sul Trasimeno e la sponda settentrionale del lago può fornire una indicazione paleo-geografica e ambientale, utile anche alla comprensione dell'evento storico. La disfatta dell'esercito romano, costretto ad entrare nella valle settentrionale del lago utilizzando uno stretto passaggio, tra le ultime propaggini dei monti di Cortona e le acque (in località Malpasso), testimonia che all'epoca l'ampiezza della fascia costiera era simile all'attuale. Infatti una stretta via, simile a quella percorsa dagli eserciti, descritta da Tito Livio nella sua narrazione della battaglia, esiste ancora oggi, seguita attualmente della pista ciclabile del Lago Trasimeno. La locale condizione morfologico-ambientale creò una "trappola morfologica" che si rivelò favorevole all'agguato da parte

PROGETTO CARG

dall'esercito di Annibale, che ebbe facile gioco nello spezzare, proprio al Malpasso, in due tronconi l'esercito romano, precludendo così una via di fuga al console Flaminio e a buona parte delle sue legioni, (Gambini, 1985; 2003).

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

IV - STRATIGRAFIA

La stratigrafia delle diverse unità tettoniche affioranti nel Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" verrà descritta secondo l'ordine di sovrapposizione geometrica, dal basso verso l'alto. Le varie unità litostratigrafiche appartenenti alle successioni delle unità tettoniche vengono descritte dalle più antiche alle più recenti. I depositi plio-quaternari verranno descritti seguendo gli stessi criteri.

Nelle successive descrizioni delle formazioni si fa riferimento, anche senza esplicito richiamo, agli schemi stratigrafici riportati nella cornice della carta geologica.

1.- DOMINIO UMBRO-ROMAGNOLO - SUCCESSIONE DELL'UNITÀ TETTONICA UMBRO-ROMAGNOLA

(*a cura di A.Baldanza, A.Checconi, G. Ciarapica, L.Passeri, F.Pazzaglia per la parte carbonatica e di M.Barsella, F.Botti, F.Meneghini, S.Palandri, L.Pandolfi per la parte torbiditica terziaria*)

Nel foglio affiora la successione completa dell'Unità tettonica Umbro-Romagnola rappresentativa del settore più interno del bacino umbro-romagnolo. Questa successione si compone di una base carbonatica triassico – terziaria che passa a depositi torbiditici prevalentemente silicolastici di età miocenica. Le successioni carbonatiche affioranti nell'area del Monte Malbe si differenziano in parte dalla successione umbro-romagnola tipica, soprattutto per i minori spessori e per i caratteri litologici di alcune formazioni giurassiche. Rispetto alle successioni

della Toscana a sud dell'Arno, le maggiori differenze sono dovute alla diversa età delle facies di Rosso ammonitico e alla diversa composizione litologica a livello del Cretacico superiore che, nell'area esaminata, è rappresentato esclusivamente da micriti, prive di calcareniti.

1.1. - Calcare Cavernoso (**CCA**)

Il Calcare Cavernoso affiora nell'area settentrionale del Monte Malbe, lungo una fascia più o meno ampia che borda la struttura; nel versante orientale e meridionale del Monte Torrazzo; nel versante orientale della collina di Mantignana e in quello occidentale del Colle del Cardinale. Gli affioramenti di maggiore estensione sono quelli della cava di prestito di materiali lapidei presso Capocavallo e, immediatamente a est del Foglio, della cava di S. Marco.

È tipicamente costituito da calcari vacuolari a cellette e da brecce carbonatiche, ma include anche calcari dolomitici a luoghi stratificati, ovunque intensamente fratturati. Raramente sono presenti residui di solfati. I calcari sono di colore variabile dal grigio chiaro a quello molto scuro. Dove la formazione è intensamente tettonizzata può essere difficile distinguere il Calcare Cavernoso da brecce formate a spese delle formazioni ad esso soprastanti dei Calcari e marne a R. contorta e del Calcare Massiccio. Nel rilevamento si è adottato il criterio di cartografare come Calcare Cavernoso solo i tipi litologici associati a brecce vacuolari e/o a calcari a cellette.

Lo spessore in affioramento di questa formazione è di almeno 100 metri. Nel sondaggio Perugia 2 perforato nel 1960 presso il cimitero di Cenerente immediatamente ad est del limite del foglio, calcare cavernoso a cellette, dolomie pulverulente ("cenerone") e calcari dolomitici sono stati attraversati per 225 m al tetto di una potente successione di dolomie brecciate e anidriti (Martinis & Pieri, 1962).

Il limite con la soprastante formazione dei Calcari a R. contorta è spesso tettonizzato e mal visibile, anche per la folta copertura vegetale. Nonostante la mancanza di una successione esposta con continuità, in alcune aree, come presso il cimitero di Capocavallo, si è comunque osservata questa sovrapposizione. Il limite tra le due formazioni è stato posto in corrispondenza della comparsa dei primi livelli di marne.

L'origine del calcare Cavernoso è legata all'alterazione superficiale della sottostante formazione delle Anidriti di Burano. Queste sono costituite da anidriti e dolomie e furono deposte in ambienti evaporitici sia di bacino che di sabkha costiera (Passeri, 1975).

Norico – Retico p.p.

PROGETTO CARG

1.2. - Calcari a *Rhaetavicula contorta* (**RET**)

Affiora nel settore nordorientale di Monte Malbe e nel versante orientale del Monte Torrazzo. Gli affioramenti di maggiore interesse sono quelli presso il cimitero di Capocavallo, in località le Cupe e lungo la strada che collega Città della Domenica ai Cappuccini di Monte Malbe (fuori carta). Gli affioramenti sono di modesta estensione e presentano notevole fratturazione e intensa brecciatura.

Si possono distinguere un membro basale ed uno superiore. Il primo (RET_1) affiora tipicamente in località Le Cupe (fig. 4); il secondo (RET_2) affiora presso il cimitero di Capocavallo (fig. 4).

Il membro inferiore è formato da calcari micritici neri in strati spessi 5 – 20 cm, intercalati a marne grigie, sottilmente stratificate e a calcari ocracei. Le marne contengono numerosi *faecal pellets* (Bactrilli *Auctt.*) e bivalvi costati. I calcari presentano talvolta un elevato contenuto in bioclasti, costituen-

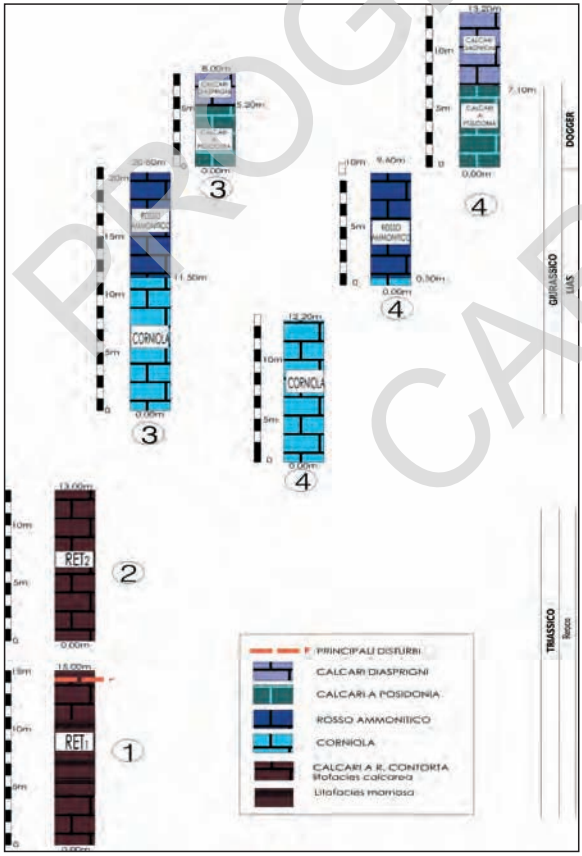


Fig. 4 - Logs sedimentologici - stratigrafici delle unità triassico - giurassiche.
1. Monte Torrazzo – Le Cupe.
2. Cimitero di Capocavallo.
3. Cava dismessa di Migiana.
4. Cava attiva di Lacugnano.

PROGETTO CARG

do delle vere e proprie lumachelle a bivalvi e gasteropodi; contengono inoltre foraminiferi bentonici, quali *Aulotortus* sp., *Glomospirella* sp., *Trocholina* sp., *Gandinella appenninica*. Sono inoltre presenti *Rhaetavicula contorta*, *Pteria deshayesi*, *Corbula* cfr. *alpina*, *Cerithium* sp., *Lingula* sp., *Modiolus* sp. e rari esacoralli isolati. Lo spessore di questo membro è di circa 40 m.

Gradualmente, con la scomparsa delle intercalazioni marnose e un aumento dello spessore degli strati, si passa al membro superiore. Questo è costituito da calcari micritici neri, fetidi, in strati spessi da 20 cm ad 1 m. Sono presenti *faecal pellets*, coproliti (*Favreina* spp.), bivalvi a guscio sottile e non, gasteropodi, spicole di spugna, rari ostracodi, vari foraminiferi bentonici (*Aulotortus friedli*, *A. commmunis*, *A. tenuis*, *Glomospirella* spp., *Ammodiscus* spp., *Frondicularia* spp., *Frondicularia woodwardii*, *Triasina hantkeni*, *Pilamminella* spp., *Duostominidae*) ed alghe calcaree (*Thaumatoporella parvovesiculifera*). A parte il colore nero, questo membro si differenzia dal tipico e pregiato Portoro della Liguria, al quale invece lo riferirono Dessau (1962) e Ghelardoni (1962), per la mancanza di facies nodulari a macchia bianca (da dolomitizzazione tardo-diagenetica) e delle tipiche bande rosso-oro delle stiloliti. Lo spessore di questo membro è di circa 60 m.

Il limite con il soprastante Calcare Massiccio è stato posto in corrispondenza della scomparsa della stratificazione. La caratteristica litofacies degli "strati a *R. contorta*" è legata ai cambiamenti ambientali che accompagnarono il passaggio dal Triassico superiore (con clima caldo arido) al Giurassico inferiore (con clima caldo, ma più umido). I migliori affioramenti studiati nel passato a Monte Malbe (Passeri & Pialli, 1972) sono oggi profondamente alterati e coperti da vegetazione, comunque la successione esaminata mostrava caratteri identici a quelli del Monte Cetona. In quest'ultima località, studi successivi hanno definito una sezione tipo confermando l'esistenza di un paleoambiente di acqua bassa con tempestiti e tentativi di annegamento (Ciarapica *et alii*, 1982).

Retico sommitale

1.3. - Calcare Massiccio (**MAS**)

Il Calcare Massiccio affiora nella zona settentrionale del Monte Malbe, sul Monte Torrazzo, in località Sassetto di Sopra e in piccoli affioramenti a nord del Colle del Cardinale. Gli affioramenti hanno limitata continuità di esposizione e presentano litotipi fortemente tettonizzati.

Le caratteristiche litologiche più salienti del Calcare Massiccio di Monte Malbe sono la mancanza di stratificazione, il colore che dal grigio-chiaro quasi bianco arriva ad essere nerastro e la composizione per lo più micritica. Contiene abbondanti peloidi e più rari bioclasti. Non sono state ritrovate strutture da *tidal flat*

PROGETTO CARG

con stromatoliti e *fenestrae* che caratterizzano molti affioramenti dell'Appennino Umbro-Marchigiano, sono presenti rari *grainstone* oolitici (Podere Romitorio e Sassetto di Sopra).

Lo spessore, mal valutabile per la scarsa continuità di affioramento, può essere indicativamente supposto intorno ai 300 m. Il passaggio alla soprastante Corniola è stato posto in corrispondenza della comparsa della stratificazione e della selce.

Il contenuto fossilifero è rappresentato comunemente da resti algali (soprattutto *Thaumatoporella parvovesiculifera* e rarissime *Dasycladaceae*), frammenti di echinidi, gasteropodi, bivalvi, foraminiferi bentonici (*Textularidae, Valvulinidae, Ammodiscidae, Trochamminidae, Frondiculariae*).

L'insieme delle lito-bio-facies indica un ambiente di piattaforma carbonatica, caratterizzato da acque basse e protette, ma persistentemente subtidale (Passeri & Pialli, 1972).

Hettangiano - Sinemuriano

1.4. - Corniola (**COI**)

Gli affioramenti più estesi di Corniola si trovano presso: la cava dismessa di Migiana, il taglio stradale che collega il Colle della Trinità a Corciano, la cava ancora in esercizio di Lacugnano, il taglio stradale che collega il Colle della Trinità a Fontana e le località Casalino e Sassetto di Sopra. Gli altri affioramenti presenti sul Monte Malbe, in località Sassetto di Sotto, nel settore settentrionale del Monte Torrazzo e a nord di Colle del Cardinale sono di estensione molto ridotta, oppure ricoperti dalla vegetazione o molto tettonizzati.

La Corniola è costituita da calcari micritici fini, grigio-chiari o scuri, in strati di 10-40 cm con piani di strato a volte molto netti e regolari, a volte ondulati. Sono presenti liste e noduli di selce da grigio chiara rosata a grigio scura quasi nera. Tra uno strato e l'altro è spesso presente, soprattutto verso il tetto della formazione, un sottile livello di argilla color nocciola. Contiene rari *slumps* con alla base strutture erosive.

Lo spessore della Corniola è mal valutabile per la scarsa continuità di affioramento. Comunque, tenendo anche conto della potenza calcolata al Monte Tezio (Di Dio, 1985), può essere ipotizzato di circa 150 m. Il passaggio al sovrastante Rosso Ammonitico, ben visibile nella cava dismessa di Migiana (fig. 4), in quella in esercizio di Lacugnano (fig. 4) e lungo la strada Fontana – Colle della Trinità, è marcato dall'aumento della componente marnosa, dalla diminuzione dello spessore degli strati e dalla variazione del colore dal grigio al rosso vinaccia.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato da spicole di spugna, radiolari, echinidi, bivalvi a guscio sottile, gasteropodi, ostracodi, ammoniti e rari foraminiferi bentonici (*Textularidae, Lagenidae, Meandrovoluta asiagoensis*).

PROGETTO CARG

L'insieme delle lito-bio-facies indica un ambiente francamente pelagico.
Pliensbachiano

1.5. - Rosso Ammonitico (**RSA**)

Questa formazione è presente in modo molto discontinuo e con spessori molto ridotti. Gli affioramenti più significativi sono quelli della cava dismessa di Migiana, dove affiorano sia il letto che il tetto della formazione e della cava attiva di Lacugnano. La giacitura degli strati, soprattutto quelli più marnosi, è spesso fortemente disturbata dalla tettonica (es. cava di Lacugnano).

La litofacies non è dissimile da quella che tipicamente caratterizza la formazione nell'area umbro-marchigiana. Si tratta di marne, calcari marnosi e calcari di colore vario (verde, giallo, grigio e, in predominanza, rosso mattone) sottilmente stratificati e spesso nodulari. La parte inferiore contiene marne sottilmente stratificate grigie, rosse, gialle e verdi, nodulari. Si hanno poi, per buona parte dello sviluppo della formazione, calcari marnosi rossi e gialli, anch'essi nodulari e sottilmente stratificati. Infine nella parte alta compaiono calcari stratificati grigio-verdi, molto duri, regolarmente alternati a strati di marne calcaree rosso mattone.

Il passaggio ai sovrastanti Calcari e marne a Posidonia affiora nella cava dismessa di Migiana (fig. 4) e lungo la strada Fontana-Colle della Trinità. Esso è dato da una progressiva diminuzione della componente marnosa, da un aumento della percentuale di calcare e da un evidente cambiamento di colore.

Lo spessore misurabile sul fronte delle due cave sopra citate è di circa 10 m. Tale spessore è ridotto rispetto all'originario a seguito dell'azione di una serie di faglie dirette. Considerando gli altri dati di campagna si può ipotizzare uno spessore che non supera i 25 m.

Nell'affioramento della cava dismessa di Migiana sono state rinvenute abbondanti faune ad ammoniti (Ambrosetti *et alii*, 1995), significative dal punto di vista cronostratigrafico (Zona a *Dactylioceras mirabile*: *Protogrammoceras bassanii*, *Dactylioceras* cf. *semicelatum*, "*Neolioceratoides*" *laeviornatus*; Zona a *Hildaites serpentinum*: *Hildaites praecursor*, *Taffertia taffertiensis*, *Praepolyplectus epiroticus*, *Hildaites undicosta*, *Hildaites fortiundicosta*, *Hildaites exilis*, *Hildaites varians* sp., *Hildaites striatus*; Zona a *Hildoceras bifrons*: *Rarenodia planulata*, *Praerycites seranensis*, *Hildoceras* gr. *bifrons*, *Hildoceras lusitanicum*, *Hildoceras* gr. *graecum-acarnicum*, *Mercaticeras* gr. "*thyrrenicum*", *Hildoceras sublevisoni*; Zona a *Merlaites gradatus*: *Paroniceras sternale*, *Merlaites clauses*). Nell'affioramento della cava in esercizio di Lacugnano, sono stati ritrovati ammoniti appartenenti alla Zona a *Hildoceras bifrons*: *Hildoceras lombardicum*, *Phymatoceras* gr. *elegans*, *Mercaticeras rursicostatum*.

PROGETTO CARG

Queste faune consentono di ritenere il Rosso ammonitico dell'Umbria occidentale sostanzialmente isocrono rispetto a quello affiorante nel resto dell'Appennino umbro-marchigiano.

L'ambiente deposizionale è pelagico a bassa velocità di sedimentazione.

Toarciano - Aaleniano p.p.

1.6. - Calcari e marne a Posidonia (**POD**)

La formazione è ben esposta nella cava dismessa di Migiana e in quella attiva di Lacugnano. È visibile inoltre lungo la strada che collega Fontana a Colle della Trinità e in pochi altri punti del Monte Malbe, sempre in maniera discontinua e con spessori molto ridotti.

Si tratta di calcari grigio-chiari, a volte leggermente verdognoli e rosati, in strati dai 10 ai 20 cm, con interstrati argillosi verdi.

Il passaggio superiore ai Calcari Diasprigni, abbastanza graduale, è visibile negli affioramenti di Migiana (fig. 4) e di Lacugnano (fig.4). Esso è caratterizzato dalla comparsa della selce e dalla scomparsa degli interstrati argillosi. Lo spessore della formazione è mal valutabile sul fronte delle due cave sopra citate, per la presenza di notevoli disturbi tettonici. Considerando gli altri dati di campagna si può ipotizzare uno spessore massimo di 15 m.

Sono facilmente riconoscibili, anche ad occhio nudo, resti filamentosi riferibili a lamellibranchi pelagici a guscio sottile del genere *Bositra*. Sono inoltre presenti radiolari, echinidi e rari ostracodi.

L'ambiente di sedimentazione, desumibile dalle lito-bio-facies presenti, è pelagico.

Aaleniano p.p. – *Bajociano* p.p.

1.7. - Calcari Diasprigni (**CDU**)

I migliori affioramenti dei Calcari Diasprigni si trovano lungo la strada che collega Fontana al Colle della Trinità, nella cava dismessa di Migiana (fig. 4) e in quella attiva di Lacugnano (fig. 4), a Villa Monte Malbe e al convento dei Cappuccini di Monte Malbe. Gli altri affioramenti sono di estensione ridotta e/o presentano notevoli disturbi tettonici, come in località Toppo Tanella. In questa, come in altre località, i Calcari Diasprigni danno luogo ad un caratteristico detrito, costituito da scagliette centimetriche di selce a spigoli vivi.

I Calcari Diasprigni sono costituiti da calcari silicei grigi e verdi a stratificazione sottile, in genere di pochi centimetri, con selce verde, rossa e grigia in liste e noduli e più spesso in veri e propri strati che si alternano ai calcari. Nella parte

PROGETTO CARG

centrale dell'unità la selce si fa nettamente prevalente sui calcari, con strati verdi e poi rossi spessi fino a 10 cm.

Lo spessore di questa formazione, valutabile lungo la strada Fontana-Colle della Trinità, è di circa 30 m. Il passaggio alla sovrastante Maiolica è abbastanza brusco. L'ambiente di sedimentazione è francamente pelagico.

Bajociano p.p. - *Titonico* p.p.

1.8. - Maiolica (**MAI**)

I migliori affioramenti di questa formazione sono quelli che si trovano in una cava abbandonata sul versante nord del Monte Lacugnano, sul fronte della cava attiva di Lacugnano, lungo la strada Fontana-Colle della Trinità e a nord della località La Costa (Conca del Sole). La Maiolica inoltre è presente, in maniera discontinua o mascherata dalla vegetazione, sulla collina di Pieve del Vescovo, sul versante orientale della collina di Mantignana e su quello occidentale del Monte Torrazzo e in altre zone del Monte Malbe.

La Maiolica è formata da calcari micritici fini, bianchi, grigi-chiari e a volte scuri, a frattura concoide, in strati regolari da sottili a medi (20 - 50 cm), contenenti liste e noduli di selce bruna o nera.

La potenza stimata lungo la strada Fontana-Colle della Trinità, dove affiora in tutto il suo spessore, è di circa 110 m, notevolmente ridotto rispetto alle aree appenniniche *s.s.* Il passaggio stratigrafico alle soprastanti Marne a Fucoidi, osservabile lungo la strada sopra citata e in località La Costa, è graduale ed avviene prima con la comparsa di sottili intercalazioni argillose, poi con il progressivo sviluppo di marne rossicce.

Sono presenti radiolari, spicole di spugna e vari generi di calpionellidi (tra cui *Calpionella elliptica*, *Calpionella alpina*). In letteratura tra i calpionellidi presenti in questa formazione, oltre al genere *Calpionella*, sono presenti i generi *Calpionellites*, *Calpionellopsis*, *Crassicollaria*, *Remaniella*, *Tintinnopsella*. La porzione superiore della formazione è caratterizzata dall'estinzione dei calpionellidi. Le associazioni a calpionellidi, radiolari e nannofossili indicano l'intervallo Titonico p.p.- Aptiano p.p. L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Titonico p.p. - *Aptiano* p.p.

1.9. - Marne a Fucoidi (**FUC**)

La formazione delle Marne a Fucoidi si presenta con affioramenti di limitate estensioni e notevolmente tettonizzati. Essa affiora apparentemente indisturbata solo all'interno della cava di Corciano, in una cava abbandonata presso Lacugna-

PROGETTO CARG

no e presso la località La Costa. Altro affioramento significativo è quello presente sul versante orientale della collina di Mantignana. Affioramenti con estensione limitata sono inoltre presenti in varie altre zone del Monte Malbe.

E' costituita da un'alternanza di marne calcaree marroncine sottilmente stratificate (10 - 30 cm) ricche di impronte organiche (Fucoidi, *Condrites*) e marne più o meno argillose di colore da violetto a rossiccio, verde, giallo fino a marrone. Sono inoltre presenti livelli di marne e argilliti neri.

L'elevato contenuto argilloso di tale formazione fa sì che essa si deformi plasticamente sotto l'azione delle sollecitazioni tettoniche. Ciò ha comportato la netta riduzione degli spessori affioranti.

La potenza della formazione non supera i 50 m. Il passaggio alla Scaglia Bianca, osservabile nella cava abbandonata sopra citata, è graduale e avviene con un continuo aumento del contenuto calcareo a discapito del contenuto argilloso e con la colorazione che tende a schiarirsi.

È presente un'abbondante fauna a foraminiferi planctonici (*Muricohedbergella*, *Macroglobigerinelloides*, *Rotalipora subticinensis*) e radiolari riferibili all'intervallo Aptiano *pp.*-Albiano *pp.* Tra i foraminiferi planctonici inoltre in letteratura viene riportata la presenza di numerosi generi, tra cui *Biticinella*, *Favusella*, *Loeblichella*, *Paraticinella*, *Pseudoplanomalina*, *Ticinella*. L'associazione microfaunistica indica un intervallo compreso tra la *Zona a Globigerinelloides blowi* e la *Zona a Rotalipora ticinensis*.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico con eventi anossici.

Aptiano p.p. - *Albiano* p.p.

1.10. - Scaglia Bianca (**SBI**)

L'intera formazione è visibile, con ottima esposizione, in una cava abbandonata presso il paese di Lacugnano. Altri buoni affioramenti sono quelli della cava di Corciano, di numerose piccole cave abbandonate sul versante occidentale del Monte Malbe e lungo la strada che collega il paese al parco di Lacugnano. Sono poi presenti altri affioramenti di estensione limitata, con forte tettonizzazione e/o copertura vegetale, sul Monte Malbe e nella cava di Mantignana.

La Scaglia Bianca è costituita da calcari bianco-latte, micritici, in strati regolari di 5 - 20 cm con abbondanti lenti e liste di selce bruna, grigio-scura o nera.

Lo spessore è di circa 50 m, valutabile sul fronte della cava abbandonata di Lacugnano, dove è anche ben visibile il Livello Bonarelli, a circa 45 m dalla base. Tale livello, che affiora anche lungo la strada Lacugnano-parco di Lacugnano, è costituito da sottili strati bituminosi alternati a livelli alterati giallo-ocra ed è spesso circa 40 cm (fig. 5).

Il passaggio alla sovrastante Scaglia Rossa è graduale. Esso è posto in corri-

PROGETTO CARG

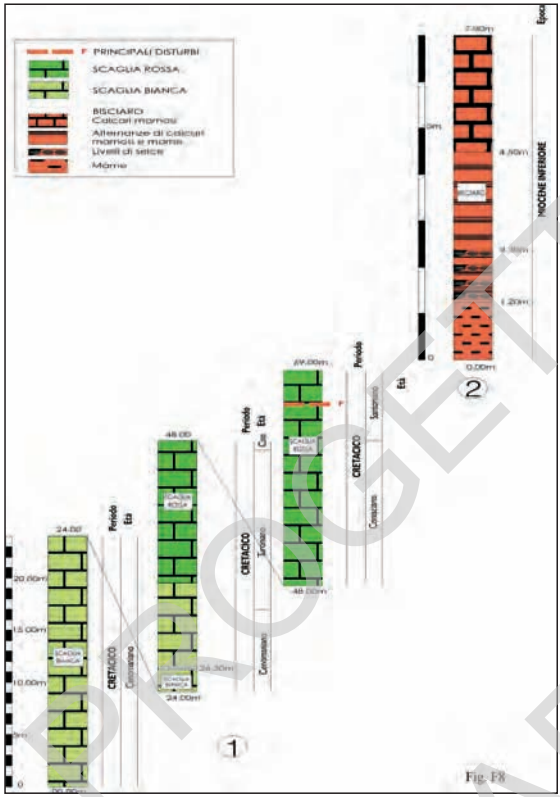


Fig. 5 - *Logs sedimentologici – stratigrafici delle unità cretacico – paleogeniche.*
1. Strada Lacugnano-parco di Lacugnana.
2. Il Molinaccio.

PROGETTO DARG

spondenza della comparsa del colore rosato sia nei calcari che nella selce.

Il contenuto fossilifero è dato da abbondanti foraminiferi planctonici (*Hedbergella* spp., *Rotalipora gandolfi*, *Rotalipora greenhornensis*, *Rotalipora cushmani*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Praeglobotruncana stephani*, *Whiteinella* spp., *Globigerinelloides* spp., *Muricohedbergella* spp.).

Da letteratura, la microfauna a foraminiferi planctonici indica che la Scaglia Bianca cade all'interno dell'intervallo compreso tra la *Zona a Rotalipora appenninica* e la *Zona a Whiteinella archaeocretacea*.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Albiano p.p. - *Turoniano* p.p.

1.11. - Scaglia Rossa (**SAA**)

Le migliori esposizioni si hanno lungo la strada che collega il paese al parco di

Lacugnano, nella cava di Corciano, lungo vari tagli stradali nel versante occidentale e in quello meridionale del Monte Malbe, nella cava di Mantignana e nella cava in località Caselle. È presente inoltre con affioramenti di estensione ridotta in varie altre località del Monte Malbe e nel versante occidentale del Monte Torrazzo.

La Scaglia Rossa è costituita da calcari di colore rosato più o meno intenso, più raramente biancastri per decolorazione, alternati ad interstrati pelitici molto sottili. Sono presenti noduli, liste e strati di selce da grigio a rosa a rosso-amaranto.

Questa formazione può essere suddivisa in tre parti. La parte inferiore (cretacica) è costituita da circa 10 m di calcari fini grigio-chiari e rosati, in strati spessi 10-40 cm, con lenti di selce grigia e nera. La parte intermedia, sempre cretacica, è formata da circa 20 m di calcari rosati con selce da grigio a rosa. La parte superiore (cretacico-paleogenica) è costituita da circa 150 m di calcari rosa senza selce, con fiamme rosso intenso, in strati spessi 5-20 cm e con interstrati marnoso-argillosi. Questa suddivisione della Scaglia Rossa contrasta con quella riscontrata nell'area appenninica umbro-marchigiana, dove sono state distinti quattro "membri" in base alla presenza della selce e al contenuto in argilla e dove, inoltre, il limite Cretacico-Paleocene cade usualmente tra il secondo e il terzo "membro" (Alvarez & Montanari, 1988; Montanari, 1979; Alvarez *et alii*, 1977).

Lo spessore della Scaglia Rossa è valutabile sul versante occidentale del Monte Lacugnano, in una serie di cave e lungo la strada che collega il paese al parco di Lacugnano. Esso risulta essere di circa 180 m. Il passaggio alla sovrastante Scaglia Variegata è graduale, con aumento progressivo della componente pelitica e viene fatto coincidere convenzionalmente con le prime chiazze a colorazione grigio-verdastra.

È presente un'abbondante fauna a foraminiferi planctonici: *Globotruncana* cfr. *lapparenti*, *Globotruncanita* cfr. *stuartiformis*, *Globotruncanita elevata*, *Marginotruncana* cfr. *marginata*, *Marginotruncana sinuosa*, *Contusotruncana* cfr. *fornicata*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Dicarinella* spp. *Subbotina* spp., *Acarinina* spp., *Igorina* spp., *Morozovella* cfr. *acuta*, *Heteroelix* spp., *Whiteinella* cfr. *aprica*, *Hedbergella* spp,. *Globigerinelloides* spp. Tale microfauna indica l'intervallo compreso tra la *Zona a Helvatoglobotruncana helvetica* e la *Zona a Hantkenina nuttalli* (P10 *p.p.*). L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Turoniano p.p. – *Luteziano* p.p.

1.12. - Scaglia Variegata (**VAS**)

I migliori affioramenti sono quelli presso il cimitero di Fontana e il paese di Chiugiana e lungo la strada che collega Colle del Cardinale alla cava sita

PROGETTO SARG

in località Caselle. Altri affioramenti, di minore estensione e mal esposti, sono presenti sul versante occidentale ed in altre zone del Monte Malbe, sulla collina di Mantignana, presso la cava in località Caselle e sul versante settentrionale del Monte Torrazzo.

Si tratta di calcari marnosi nocciola, a luoghi con fiamme rosso vinaccia, in strati al massimo di 10 cm, alternati ad orizzonti di marne argillose marroni.

Lo spessore di questa formazione è stato stimato intorno ai 50 m. Il passaggio Scaglia Variegata-Scaglia Cinerea, esposto lungo la strada Colle del Cardinale-Caselle e a Chiugiana, è graduale ed avviene per diminuzione della componente calcarea, aumento di quella argillosa, diminuzione dello spessore medio degli strati, scomparsa della colorazione rossastra e verdastra e comparsa dei toni grigi.

É presente una fauna ricca in foraminiferi planctonici (*Turborotalia*, *Subbotina*, *Globigerinatheka*, *Catapsydrax*), indicante l'intervallo Eocene medio *p.p.*–Eocene superiore *p.p.* (P10 *p.p.*–P17 *p.p.*). L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Luteziano p.p. – *Priaboniano* p.p.

1.13. - Scaglia Cinerea (**SCC**)

Le migliori esposizioni sono quelle presso l'abitato di Chiugiana, quelle ~~e~~ in località Fonte Vecchia lungo la strada provinciale che collega Ellera a Corciano e quelle lungo la strada colle del Cardinale-Caselle.

La Scaglia Cinerea è costituita da calcari marnosi di colore prima nocciola e quindi grigio, sottilmente stratificati (strati da 1 a 5 cm). La componente marnosa è elevata, la selce assente. Alternati ai calcari marnosi e sempre più abbondanti si trovano strati di marne argillose ed argille dello spessore di 1– 4 m, anch'esse nocciola e grigie.

Lo spessore della formazione, stimabile nell'area meridionale del Monte Malbe, è di circa 80 m. Il passaggio alla formazione del Bisciaro è abbastanza brusco.

La microfauna presente è caratterizzata da abbondanti foraminiferi planctonici, rappresentati da prevalenti globigerinidi. Lo stato di conservazione non è ottimale a seguito dei processi diagenetici ed è presente un'estrema tettonizzazione. In letteratura viene riportata la presenza di numerose specie, tra cui *Cassigerinella chipolensis*, *Catapsidrax dissimilis*, *Chiloguembelina cubensis*, *Dentoglobigerina baroemoenensis*, *Globigerina binaiensis*, *Globigerinoides primordius*, *Globorotaloides stainforthi*, *Globoturborotalita anguliofficinalis*, *Globoturborotalita angulisuturalis*, *Paragloborotalia kugleri*, *Paragloborotalia nana*, *Paragloborotalia opima opima*, *Paragloborotalia pseudokugleri*, *Subbotina angiporoides*, *Tenuitella munda*, *Turborotalia ampliapertura*; tali marker

PROGETTO CARG

consentono di comprendere tale formazione all'interno delle biozone P17 *p.p.* e N4a. L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Priaboniano p.p. – *Aquitaniano* p.p.

1.14. - Bisciaro (**BIS**)

Affiora, con scarsa esposizione e con contatti di natura tettonica, lungo la strada provinciale di Corciano nella zona sud-occidentale del Monte Malbe (località di Podere Perella e Podere Poggiolo). L'affioramento migliore si trova nell'estremità settentrionale del foglio, alla base del versante della collina su cui è sita la località Molinaccio (fig. 5).

E' formato da strati calcareo-siltosi spessi 20 - 40 cm, a cui si intercalano livelli marnosi di 10 – 15 cm. Nella parte basale dell'unità sono presenti letti di selce nera spessi circa 10 cm e a volte orizzonti arenacei fini con abbondante glauconite. Superiormente aumenta la componente marnosa e diminuisce lo spessore degli strati. La presenza di selci nere e di orizzonti arrossati vulcano-derivati, sempre molto evidenti anche in cattive condizioni di affioramento, sono gli elementi più diagnostici per il riconoscimento macroscopico della formazione.

Lo spessore è stato stimato intorno ai 50 m. Nella località Molinaccio, il limite con il sovrastante Schlier non è ben esposto. Nell'area orientale del Monte Lacugnano il passaggio da una formazione all'altra è stratigrafico e avviene gradualmente con aumento della componente argillosa e diminuzione dello spessore degli strati.

Nei campioni analizzati la microfauna a foraminiferi planctonici e radiolari si presenta deformata ed il cattivo stato di conservazione dovuto ai processi diagenetici non ne permette il riconoscimento tassonomico. In letteratura, tra i foraminiferi planctonici, è segnalata la presenza di numerosi biomarker, tra cui *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides altiaperturus*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Paragloborotalia kugleri*, *Praeorbulina sicana*, che permettono di attribuire tale formazione tra le biozone N4b–N7. Si tratta di depositi emipelagici di scarpata con profondità deposizionali tra i 400 e i 700m (Guerrera, 1997).

Aquitaniano p.p. - *Burdigaliano* p.p.

1.15. - Schlier (**SCH**)

Questa formazione, nota in letteratura anche come Formazione Marnoso-Umbra (Nocchi, 1961), è presente con affioramenti di estensione molto limitata solo nel settore nord-orientale del foglio, a sud-est di Palazzetta e a nord di Casa Battagone.

PROGETTO CARG

Lo Schlier è costituito da marne e marne argillose, frequentemente molto bioturbate, con contenuto variabile di $CaCO_3$ compreso fra il 50% e il 30% (NOCCHI, 1961), di colore grigio, organizzate in banchi spessi e molto spessi. Nella porzione sommitale compaiono, con una certa frequenza, strati siltoso-marnosi spessi fino a 30 cm, anch'essi ad abbondante componente carbonatica. Negli affioramenti a sud-est di Palazzetta, in prossimità del contatto con la Formazione Marnoso-Arenacea umbra sono inoltre presenti arenarie glauconitiche mal classate in strati di spessore variabile da 15 a 30 cm.

Nel foglio lo spessore originario dello Schlier è difficilmente valutabile in quanto questa formazione è spesso attraversata da superfici tettoniche e zone di taglio legate alla tettonica distensiva, ben sviluppata a livello dell'intera successione umbro-romagnola. Nell'area del foglio lo spessore dello Schlier non supera i 30 m, ma poco più a nord, nell'adiacente Foglio 299 "Umbertide", tra Monte Acuto e Monte Filoncio, si hanno apparentemente circa 320 m e nell'area immediatamente a sud-est, al Monte Torrazzo, sono stati segnalati spessori di circa 200 m da MINELLI *et alii* (1988). Il contatto con il Bisciaro non risulta ben esposto mentre il passaggio alla sovrastante Formazione Marnoso-Arenacea umbra è stratigrafico graduale.

Lo Schlier può essere riferito alla biozona MNN3a (Miocene inferiore) per la presenza di *Sphenolithus belemnos* in associazione con abbondanti *Dictyococcites* sp., *Reticulofenestra* sp. < 5 µm; frequenti *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera carteri*.

Depositi pelagici sedimentatesi a profondità superiori ai 1000 m (DUBBINI *et alii*, 1991).

Burdigaliano p.p.

1.16. - FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA UMBRA (**MUM**)

Questa formazione, che nell'area del foglio è rappresentata dal solo membro di Casa Spertaglia (MUM_1**),** è limitata a ovest dal sovrascorrimento di base dell'Unità tettonica Rentella e ad est dalle faglie dirette del Monte Malbe che la mettono in contatto con le diverse formazioni della successione umbro romagnola. Solamente nel settore settentrionale del foglio, a sud-est di Palazzetta, sono conservati i rapporti stratigrafici con lo Schlier.

1.16.1. - *Membro di Casa Spertaglia* (**MUM_1**)

Affiora estesamente con buone esposizioni in località Cantinacce, nei dintorni di Corciano, a San Mariano. Questo membro è costituito da torbiditi marnose

PROGETTO CARG

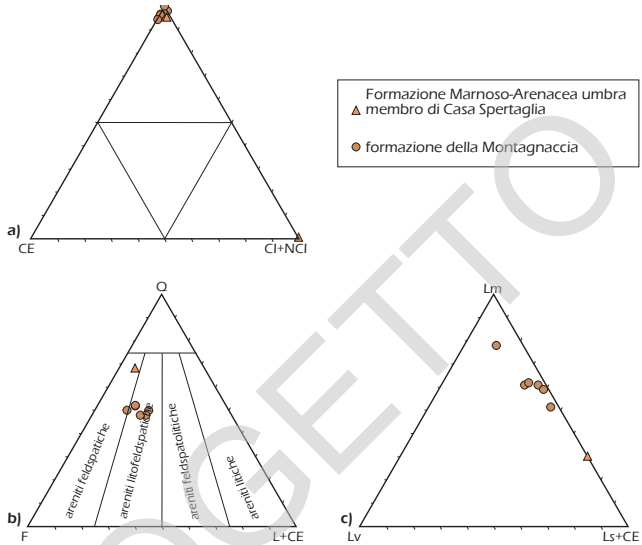


Fig. 6 - *Petrografia delle areniti della Formazione Marnoso-Arenacea umbra e della formazione della Montagnaccia (diagrammi composizionali: a) Extrabacinali Non Carbonatici-Extrabacinali Carbonatici- Intrabacinali Carbonatici e Non Carbonatici; b) Quarzo-Feldspato-Litici+Carbonati Extrabacinali; c) Litici a grana fine metamorfici-vulcanici-sedimentari+ carbonati extrabacinali).*

di spessore variabile da pochi dm ad alcuni m, associate con torbiditi arenaceo-pelitiche di colore grigio, nocciola all'alterazione, in strati di spessore variabile fra 10 e 80 cm. Il rapporto A/P è generalmente < 1 (rapporti da 1/8 a 1/10 sono frequentemente osservabili). La parte basale del membro è caratterizzata da prevalenti torbiditi in strati di debole spessore (10-40 cm), ad alimentazione alpina e con frequenti *flute cast* da NW, con sottile base da arenitica fine a siltitica, a laminazione generalmente incrociata (intervallo T_c di Bouma) e tetto pelitico marnoso ben sviluppato a laminazione piano-parallela (intervallo T_d di Bouma). In prossimità di Compresso Vecchio, sono inoltre presenti torbiditi a grana medio-grossolana e composizione ibrida. Nel sovrastante Foglio 299 "Umbertide", dove il membro di Casa Spertaglia affiora in tutto il suo spessore, questi strati caratterizzano la porzione medio-alta del membro (litofacies MUM_{1d} del Foglio 289 "Città di Castello").

Analisi petrografiche sono state effettuate su 2 campioni raccolti lungo la sezione stratigrafica misurata nelle vicinanze di San Mariano. Come si può osservare dal diagramma di fig. 6 in questa formazione sono stati analizzati un'arenaria e una calcarenite. La prima è costituita prevalentemente da quarzo (68%) e feldspati (26%) presenti in cristalli singoli e più raramente in frammenti di rocce plutonico-gneissiche. Per quanto riguarda la composizione dei frammenti litici a

PROGETTO CARG

grana fine, il campione si colloca nella parte medio-bassa del lato Lm-Ls+CE in virtù di un elevato contenuto in clasti calcarei (70%) e di una minor percentuale di frammenti litici metamorfici (30%), rappresentati per lo più da scisti a quarzo-clorite-muscovite. Il campione calcarenitico è invece classificabile come una biomicrosparite matrice-sostenuta, in cui la componente dello scheletro è rappresentata essenzialmente da *Orbulina* sp., globigerinidi, globorotalidi e rarissimi cristalli di quarzo e lamelle di mica.

Nell'area del foglio il membro di Casa Spertaglia ha uno spessore di circa 400 m, che costituisce una valutazione per difetto dello spessore reale non essendo mai presente il suo tetto stratigrafico. Il passaggio allo Schlier, visibile solo a sud-est di Palazzetta, avviene in modo graduale.

La parte basale del membro può essere riferita alla biozona MNN3a per la presenza di *S. belemnos* in associazione con: abbondanti *Dictyococcites* sp. e *Reticulofenestra* sp. < 5μm; frequenti *C. pelagicus*, *H. ampliaperta*, *H. carteri*, *Helicosphaera mediterranea*; rari *Discoaster variabilis-exilis*. Nella porzione medio-superiore del membro la scomparsa di *S. belemnos* associata alla presenza di abbondanti *C. pelagicus*, *Sphenolithus heteromorphus* e a frequenti *H. ampliaperta*, *H. carteri* e *Reticulofenestra* sp. < 5 μm individua la biozona MNN4a, relativa alla parte alta del Burdigaliano.

Il membro di Casa Spertaglia è caratterizzato da depositi torbiditici di avanfossa tipici di ambiente di piana bacinale ai quali si intercalano associazioni di facies tipiche di frangia di lobo.

Burdigaliano p.p.

2. - DOMINIO TOSCO-UMBRO - SUCCESSIONE DELL'UNITÀ TETTONICA RENTELLA

(*a cura di M.Barsella F.Botti, F.Meneghini, S.Palandri, L.Pandolfi*)

Questa unità tettonica, che nell'area del foglio affiora in una fascia continua da nord a sud che raggiunge i 5 km di larghezza, si interpone tettonicamente tra l'Unità tettonica Falda toscana e quella Umbro-Romagnola (Brozzetti *et alii* 2000). La sua successione stratigrafica, di età Oligocene superiore/Miocene inferiore, è rappresentata da due formazioni: la formazione di Monte Rentella alla base e la formazione della Montagnaccia al tetto. Alla base di quest'ultima è stata distinta una fascia piuttosto continua ricca in noduli di selce nera (litofacies a selce).

I dati stratigrafici, biostratigrafici e petrografici attualmente a disposizione, nonché la posizione strutturale, indicano per la successione dell'Unità tettonica Rentella una posizione paleogeografica intermedia tra quella dell'Unità tettonica Falda Toscana e quella dell'Unità tettonica Umbro-Romagnola. Lo studio accura-

PROGETTO CARG

to di queste successioni e l'individuazione delle relazioni esistenti tra i rispettivi bacini di sedimentazione possono fornire utili informazioni per la comprensione dell'evoluzione del sistema appenninico catena-avanfossa nell'intervallo di tempo compreso tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio-superiore.

2.1. - Formazione di Monte Rentella (**FMR**)

Questa formazione, che corrisponde alle marne varicolori di Monte Rentella di Signorini & Alimenti (1967) e Brozzetti *et alii* (2000), affiora in maniera discontinua lungo l'allineamento Colle Mortorio-Col Barbuto. Le migliori esposizioni si possono osservare, oltre che al Monte Rentella, al Monte Bitorno, a est di Monte Sperello, a est di Monte Penna, nella cava di Molini, a ovest e a sud di Castelvieto. La formazione di Monte Rentella è costituita da marne e marne calcaree in strati massivi varicolori (fig. 7).

Nella parte alta della formazione (fig. 8) scompaiono i livelli rosati e alle marne calcaree si intercalano sottili strati marnosi-siltosi grigi. In prossimità del contatto con la sovrastante formazione della Montagnaccia aumenta notevolmente il contenuto in silice e le marne assumono un aspetto notevolmente più compatto, un colore grigio scuro e una fratturazione pervasiva che individua elementi a forma aciculare con superfici scheggiose.

La formazione di Monte Rentella ha uno spessore massimo di circa 250 m ed è ovunque limitata inferiormente da contatti tettonici. Il contatto con la sovrastante formazione della Montagnaccia è graduale e posto in corrispondenza della base del primo intervallo a torbiditi sottili a bassa densità.

Nella parte bassa della formazione le associazioni con frequenti *Spenolithus distentus*, comuni *Spenolithus ciperoensis*, *Dictyoccocites bisectus*, *Helicosphaera euphratis*, *Cyclicargolithus abisectus* >10 μm e rare *Helicosphaera recta*, hanno permesso di riconoscere la biozona MNP24 dell'Oligocene superiore; nella parte alta, la scomparsa di *D. bisectus* associata alla presenza di comuni *C. abisectus* <10 μm, *Dictyococcites* sp. e più rare *H. carteri* può indicare la biozona MNN1 di età oligo-miocenica; in particolare la presenza di esemplari *Spenolithus disbelemnos* rinvenuti in alcuni campioni relativi al tetto della formazione consentono l'attribuzione alla biozona MNN1d dell'Aquitaniano.

La formazione di Monte Rentella è l'espressione di una sedimentazione pelagica (parte bassa) ed emipelagica, cui si intercalano eventi torbiditici marnosi fini e sottili, in un ambiente di scarpata in progressivo approfondimento.

Rupeliano p.p. - *Aquitaniano* p.p.

PROGETTO CARG

Fig. 7 -. *Aspetto in affioramento della marne varicolori della formazione di Monte Rentella fotografato nella località tipo.*

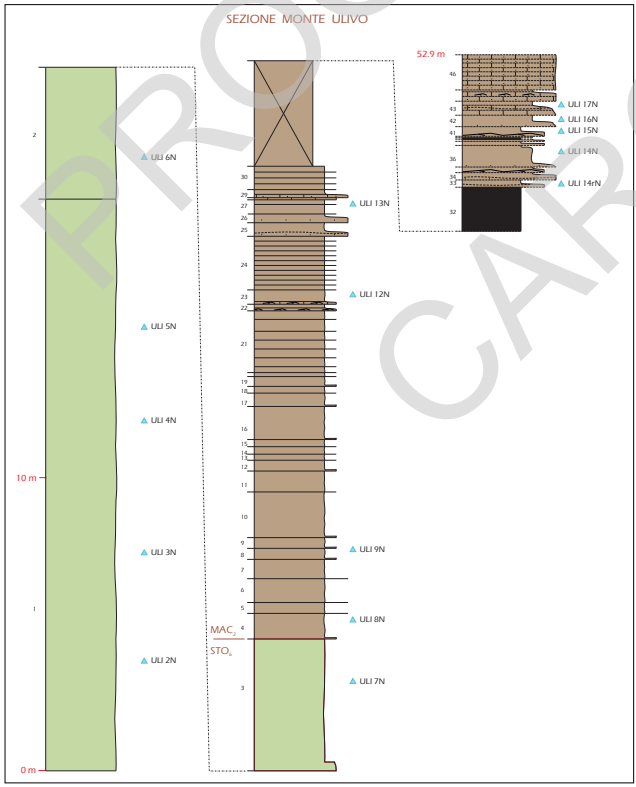


Fig. 8 - *Sezione stratigrafica di dettaglio del passaggio stratigrafico fra formazione di Monte Rentella e formazione della Montagnaccia misurata in località Monte Sperello.*

PROGETTO CARG

2.2. Formazione della Montagnaccia (**REN**)

Questa formazione è correlabile alle arenarie di Castelvieto di Signorini & Alimenti (1967) e Brozzetti *et alii* (2000).

I migliori affioramenti si possono osservare nei dintorni di Col di Maggio, del Monte Bitorno e Antria, tra Monte Sperello, Monte Melino e Monte Penna, tra Castelvieto e Monte Rentella, nei dintorni di Agello e Solomeo e tra Monte Croce, Castiglion della Valle e Pieve Caina.

La formazione della Montagnaccia è caratterizzata da una successione costituita prevalentemente da torbiditi sottili marnose e siltitico-marnose (intervalli T_{c-d} di Bouma, facies F9a di Mutti, 1992) cui si intercalano strati, spessi fino a 4-6 m, ma lateralmente discontinui, talvolta silicizzati, di colore scuro. In questi ultimi strati, la cui frequenza aumenta progressivamente verso la parte alta della successione, si riconoscono generalmente le associazioni di facies F5-F8, F8, F8-F9a (Mutti, 1992); la base, più sviluppata, ha granulometria arenitica mediogrossolana ed evidenti strutture da fuga di fluidi mentre le porzioni più fini, quando presenti, sono caratterizzate dagli intervalli T_c o T_{c-d} della sequenza di Bouma. A diverse altezze nella successione sono presenti livelli costituiti da sequenze di strati torbiditici sottili siltitico-marnosi prevalenti, arricchiti in silice, la quale talvolta è così abbondante da formare delle vere e proprie selci listate scure.

Fig. 9 -. *Aspetto caratteristico della litofacies a selce (base stratigrafica della formazione della Montagnaccia) affiorante nei pressi di Monte Melino.*

PROGETTO

Un livello particolarmente continuo e ricco in liste e noduli di selce, che corrisponde alla formazione di Monte Sperello di Brozzetti *et alii* (2000), è stato cartografato alla base della formazione della Montagnaccia (litofacies a selce – RENa**)**. Questa litofacies (fig. 9), spessa 10-15 m, non mostra caratteristiche litologiche tali da differenziarla dalla formazione della Montagnaccia e per questo motivo non è stata elevata al rango di formazione.

La presenza di liste e noduli di selce può essere messa in relazione alla composizione dei fluidi circolanti durante le fasi diagenetiche precoci e/o al chimismo delle acque marine.

La caratterizzazione petrografica della frazione arenitica è stata effettuata su 6 campioni, i risultati dell'analisi modale sono riassunti in fig. 6. Si tratta di campioni di arenaria caratterizzati da una moda detritica omogenea che ricade a cavallo tra i campi composizionali delle areniti feldspatiche e litofeldspatiche (diagramma Q-F-L+CE cfr. Costa *et alii*, 1993).

Esse sono costituite prevalentemente da quarzo (48-52%) e feldspati (30-38%) presenti principalmente come cristalli singoli e in frammenti di rocce plutonico-gneissiche a tessitura grossolana. I frammenti litici a grana fine si trovano sempre in percentuali inferiori (20%) e sono generalmente rappresentati da metamorfiti di basso grado e frammenti di dolomia (fig. 10). Interessante è il risultato dell'analisi

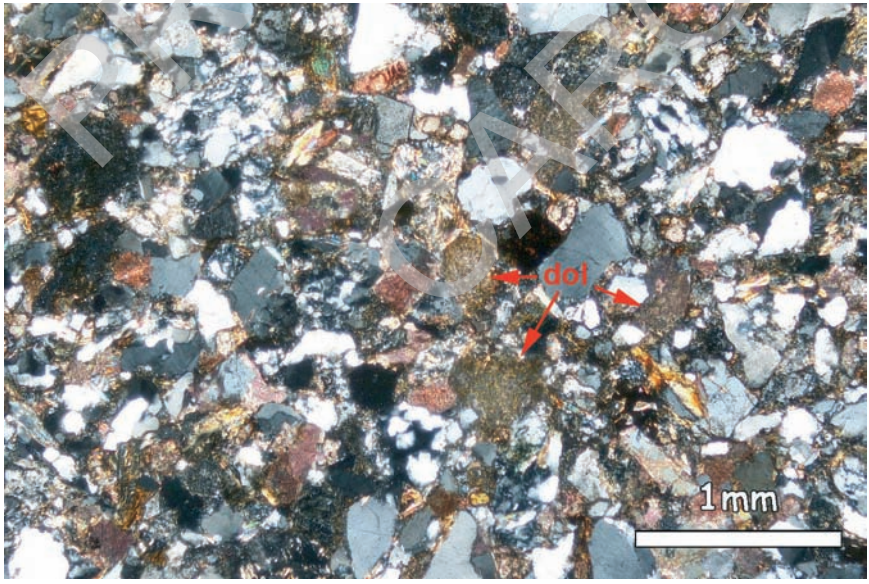


Fig. 10 -. *Sezione sottile rappresentativa della petrofacies della formazione della Montagnaccia. Sono evidenziati alcuni frammenti di dolomia (dol) caratteristici di questa petrofacies.* Nicols incrociati.

PROGETTO CARG

dei frammenti litici a grana fine (fig. 6). I campioni studiati, infatti si distribuiscono generalmente in prossimità del lato Lm-Ls+CE in virtù di un elevato contenuto in litici sedimentari e metamorfici.

I litici metamorfici (78-52%) sono costituiti essenzialmente da scisti a quarzo-clorite-muscovite e mica microcristallina mentre i litici carbonatici sedimentari (12-45%) sono prevalentemente dominati da grani carbonatici ed in particolar modo da grani dolomitici.

I litici vulcanici, sempre presenti in quantità molto scarse (2-10%), sono rappresentati soprattutto da subvulcaniti, vulcaniti acide e serpentiniti. Sulla base della composizione dei frammenti litici a grana fine le arenarie della formazione della Montagnaccia si distinguono nettamente da quelle del Macigno per un più elevato contenuto in frammenti litici sedimentari, mentre sembrano avere caratteri confrontabili con le arenarie della Formazione Marnoso-Arenacea ad alimentazione alpina (Andreozzi & Di Giulio, 1994).

Lo spessore massimo affiorante è di circa 700-800 m, ma quello originario non è determinabile poiché la formazione è ovunque delimitata al tetto, e talvolta anche alla base, da contatti tettonici. Il passaggio alla sottostante formazione di Monte Rentella è graduale e caratterizzato da un livello di transizione a torbiditi sottili marnoso-siltose molto diluite.

Le associazioni a nannofossili calcarei, generalmente povere e mal conservate, con *D. bisectus* assente o molto raro**,** hanno mostrato la presenza di frequenti *C. pelagicus* e *Cyclicargolithus floridanus* associati a scarsi *C. abisectus* <10 µm, *Dictyococcites* spp. e *Spenolithus moriformis*. Nei campioni meglio conservati la presenza di *H. carteri*, costantemente dominante rispetto a *H. euphratis*, fa collocare presumibilmente questa successione nella biozona MNN2a.

Le associazioni a nannofossili relative alla litofacies a selce sono risultate poverissime e poco diversificate e tali da non consentire alcuna attribuzione biozonale.

La formazione della Montagnaccia è costituita da sedimenti tipici di ambiente di raccordo tra scarpata di avampaese e avanfossa, ma che evolve rapidamente in avanfossa vera e propria. Si tratta infatti di torbiditi sottili a bassa densità in cui si intercalano corpi di estensione laterale piuttosto limitata, con associazioni tipiche di lobi arenacei, la cui frequenza aumenta progressivamente dal basso verso l'alto della successione.

Aquitaniano p.p.-*Burdigaliano* p.p.

PROGETTO CARG

3. - DOMINIO TOSCANO - SUCCESSIONE DELL'UNITA' TETTONICA FALDA TOSCANA

(*a cura di M. Barsella, F. Botti, F. Meneghini, S. Palandri, L. Pandolfi*)

Questa successione affiora estesamente nel settore occidentale e centrale del foglio in una fascia piuttosto continua con andamento NW-SE, nel settore settentrionale, e N-S in quello centro-meridionale. Le successioni toscane affioranti nel foglio sono state attribuite alla Scaglia toscana e al Macigno, sulla base dei dati stratigrafici biostratigrafici e petrografici, e della loro continuità con quelle del Foglio 299 "Umbertide".

La Scaglia toscana è stata suddivisa in due membri, indicati dal basso come membro delle calcareniti di Dudda (distinto nella litofacies di Montanare e nella soprastante litofacies di Poggioni) e membro di Monte Filoncio. Il Macigno è stato suddiviso, come nell'area del Foglio 299 "Umbertide", in tre membri, dal basso: membro di Molin Nuovo, membro di Poggio Belvedere e membro di Lippiano.

3.1. - Scaglia toscana (**STO**)

Nell'area del foglio questa formazione è rappresentata da una successione completa e, in alcuni settori, relativamente continua. In letteratura il membro delle calcareniti di Dudda è stato indicato come "Nummulitico" (Merla, 1951; Jacobacci *et alii*, 1970) o come Calcari Nummulitici e Marne Varicolori (Ghelardoni, 1960). Successivamente Damiani & Pannuzi (1985) suddividono questo membro in Unità di Pierle e Unità di Seano. Il membro di Monte Filoncio è stato invece indicato con i termini di "Scisti Varicolori" (Fazzini, 1964), "Argille e Marne Varicolori" (Ghelardoni, 1960) e "Scisti Policromi" (Bortolotti *et alii*, 1970).

Nel corso del rilevamento la successione è stata suddivisa in due membri sulla base della presenza di strati calcareo-calcarenitici ed al rapporto argilla/marna.

3.1.1 - *Membro delle calcareniti di Dudda* (**STO_4**)

Analogamente a quanto è stato fatto nell'adiacente Foglio 299 "Umbertide", sulla base del rapporto tra gli strati calcarei e quelli pelitici, questo membro è stato suddiviso dal basso verso l'alto nella litofacies di Montanare e nella litofacies di Poggioni.

PROGETTO CARG

Litofacies di Montanare (**STO$_{4a}$**).

Corrisponde all'"Unità di Seano" di DAMIANI & PANNUZI (1985) e DAMIANI *et alii* (1989); ha le sue sezioni più rappresentative alle pendici meridionali del Monte Ruffiano, all'Isola Minore, sui versanti NNW e S di Monte Bellaveduta, a NW di Monte Solare in corrispondenza della Cava Casilini (fig. 11).

Si tratta prevalentemente di torbiditi calcareo-marnose e calcarenitico-marnose con liste e noduli di selce varicolorata (grigia, nerastra, bianca, verde e rosata), di spessore variabile da 10 a 60 cm (con massimi di 80-100 cm), in cui si riconoscono associazioni di facies F9a (intervalli T_{c-d} della sequenza di Bouma), F8-F9a e, più raramente, F5-F8-F9a (MUTTI, 1992). Le calcilutiti, calcisiltiti e calcareniti hanno un colore grigio, mentre i calcari marnosi hanno colori diversi dal grigio al rosa e, frequentemente, contengono abbondanti *Chondrites* e *Fucoides*. Nella successione di questa litofacies sono inoltre presenti brecciole a macroforaminiferi, livelli centimetrici e decimetrici di marne e marne calcaree grigie, rosate e sottili (1-3 cm) interstrati pelitici varicolorati (grigi, verdi, rossi, violacei), più frequenti in prossimità del tetto della litofacies.

I dati petrografici (fig. 12) indicano che questa litofacies è costituita da calcareniti (*sensu* ZUFFA, 1985), classificabili come delle biointramicriti (FOLK, 1962) e *packstone* o *grainstone* a bioclasti e intraclasti (DUNHAM, 1962) (fig. 13). I gra-

Fig. 11 - *Aspetto caratteristico della litofacies di Montanare fotografato presso la Cava Casilini.*

PROGETTO GAEA

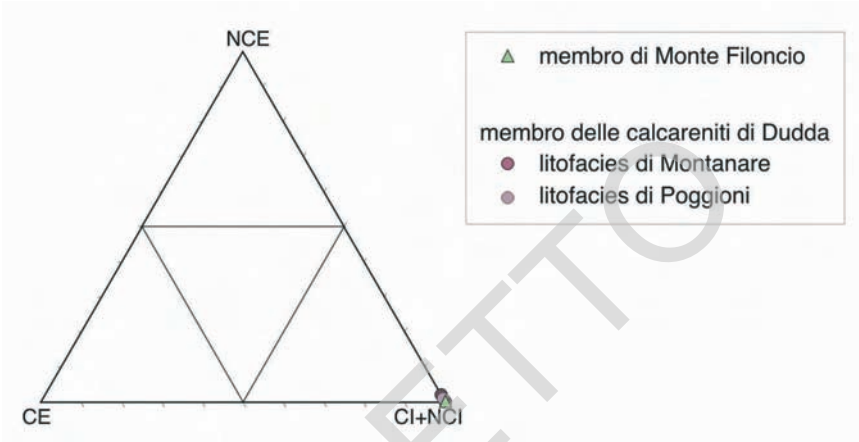


Fig. 12 - *Diagramma composizionale NCE-CE-CI+NCI (Extrabacinali Non Carbonatici-Extrabacinali Carbonatici- Intrabacinali Carbonatici e Non Carbonatici) relativo alla Scaglia toscana*

nuli dello scheletro sono rappresentati prevalentemente da bioclasti (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Assilina* sp., *Alveolina* sp., *Miscellanea* sp., *Acarinina* sp., *Morozovella* sp., *Morozovella gracilis*, *Globigerinatheka* sp., briozoi, crinoidi, echinidi, alghe rosse, miliolidi, lamellibranchi) e intraclasti carbonatici (micriti, biomicriti, ooidi e peloidi).

La litofacies di Montanare ha uno spessore massimo di 150 m e passa verso l'alto alla litofacies di Poggioni attraverso un'alternanza di argilliti, marne, calcareniti e calcilutiti, mentre la sua base non è mai visibile in affioramento in quanto tagliata da contatti tettonici.

Nella sezione studiata (cava loc. Casilini) i campioni relativi alla parte bassa di questa litofacies sono caratterizzati da frequenti esemplari appartenenti al genere *Toweius* associati a comuni *Tribrachiatus orthostylus*, *Spenolithus radians*, *Discoaster elegans* e *Discoaster dyastipus*, più rari *Sphenolithus anarrhopus*, *Ellipsolithus macellus*, *Cruciplacolithus edwarsii*; nella parte alta, in corrispondenza del passaggio alla litofacies di Poggioni, è assente *T. orthostylus* mentre si riscontra la presenza di rari *Discoaster lodoensis*, rarissimi *Discoaster sublodoensis*, in associazione con frequenti *S. radians*, *Ericsonia formosa* e *Discoaster barbadiensis*; le caratteristiche generali delle associazioni hanno permesso di riconoscere l'intervallo compreso tra le biozone a nannofossili NP10-NP14 di età Eocene inferiore- Eocene medio (parte bassa)

La litofacies di Montanare è costituita da depositi torbiditici a composizione prevalentemente carbonatica intrabacinale sedimentati al di sopra della CCD, nella parte prossimale del bacino pelagico, in prossimità della base della scarpata di avampaese.

Ypresiano p.p.-*Luteziano* p.p.

PROGETTO CARG

Litofacies di Poggioni (**STO$_{4b}$**)

Corrisponde all'"Unità di Pierle" di DAMIANI *et alii*, (1987), affiora diffusamente sulla riva nord del Lago Trasimeno (a NE di S. Donato), a ovest del Castello di Montalera, in prossimità di Passo Porta materna, alle pendici meridionali di Monte Petrarvella (Loc. Podere dell'Aia) e a sud di M Bellaveduta (nella cava in Località "I Fornaciari").

La litofacies è caratterizzata da un'alternanza di argilliti e argilliti marnose varicolori, mal stratificate, e di strati calcarei e calcareo-marnosi, di spessore variabile da pochi centimetri ad oltre un metro. Sono inoltre presenti strati calcarenitici, di spessore inferiore al metro, a base ruditica (Facies F5 di MUTTI, 1992) contenenti clasti calcarei e silicei scarsamente arrotondati o a spigoli vivi. Nella parte inferiore della litofacies (fig. 14) prevalgono gli strati carbonatici mentre nella parete superiore prevalgono le intercalazioni argillose. Si osserva anche una progressiva generale diminuzione dello spessore degli strati calcarenitici dalla base al tetto della litofacies.

Le calciruditi e calcareniti campionate in questa litofacies (fig. 15) sono costituite prevalentemente da clasti la cui area sorgente è rappresentata principalmente da successioni sedimentarie intrabacinali ricche in bioclasti (*Discocyclina* sp.,

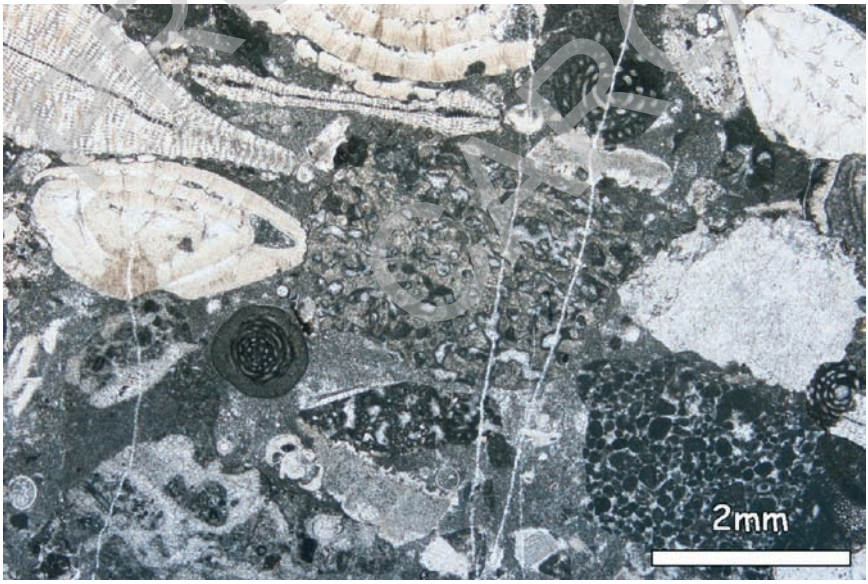


Fig. 13 - *Sezione sottile delle calcareniti che caratterizzano la litofacies di Montanare. Sono visibili alcuni bioclasti (*Nummulites *sp.*, Discocyclina *sp.*, Assilina *sp.*, Alveolina *sp.*, *miliolidi, lamellibranchi) e intraclasti carbonatici (micriti, biomicriti e grainstone a ooidi e peloidi).* Nicols *paralleli.*

PROGETTO CARG

Fig. 14 - *Aspetto in affioramento della facies di passaggio fra la litofacies di Montanare e la litofacies di Poggioni fotografata presso la Cava Casilini.*

Nummulites sp., *Alveolina* sp., globigerinidi, globorotalidi, briozoi, crinoidi, echinidi, alghe rosse, miliolidi, lamellibranchi).

In prossimità del contatto con il membro di Poggio Belvedere (loc. Pietreto) all'interno delle calcareniti, oltre a bioclasti e intraclasti carbonatici (biomicriti, biospariti, pelmicriti) si trovano, in quantità subordinata, clasti non carbonatici extrabacinali quali frammenti di metamorfiti di basso grado, rocce plutonico-gneissiche, filladi, selce, cristalli singoli di quarzo.

Lo spessore complessivo della litofacies, difficile da valutare a causa delle forti deformazioni e laminazioni tettoniche, si aggira intorno ai 200-250 m. La litofacies di Poggioni, tra Passignano sul Trasimeno, Castel Rigone e S. Feliciano passa gradualmente verso l'alto al membro di Monte Filoncio, mentre nel settore meridionale del foglio, tra Paciano e Monte Bellaveduta, passa direttamente al Macigno (membro di Poggio Belvedere) con un contatto stratigrafico netto.

Le associazioni a nannofossili calcarei studiate nella porzione inferiore di questa litofacies, che caratterizza la parte alta della sezione di Cava Casilini**,** hanno permesso di riconoscere le biozone NP14-NP15 per la presenza di abbondanti *S. radians*, associati a comuni *Reticulofenestra dictyoda* e *Chiasmolithus solitus*, frequenti *E. formosa*, *D. barbadiensis*, *D. lodoensis e Nannotetrina* sp.; più rari *Helicosphaera lophota*, *Sphenolithus spiniger*, *Sphenolithus obtusus*, *Sphenoli-*

PROGETTO CARG

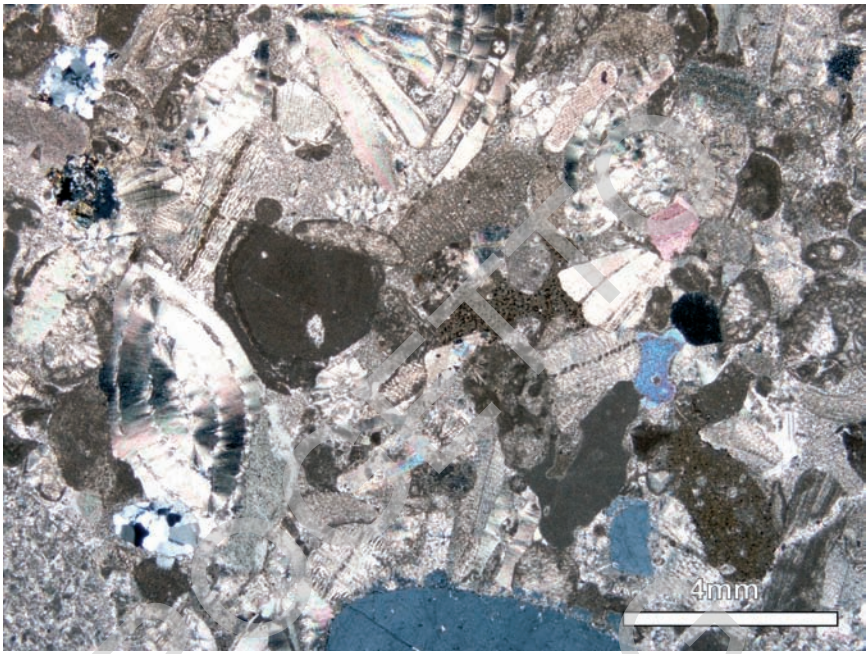


Fig. 15 -. *Sezione sottile delle calcareniti che caratterizzano la litofacies di Poggioni. Sono visibili frammenti di bioclasti (*Discocyclina *sp*., Nummulites sp., Assilina sp., *alghe rosse, miliolidi, lamellibranchi). Intraclasti carbonatici e frammenti di cristalli singoli di quarzo. NX.*

thus furcatholithoides e *D. sublodoensis*. Non è stato possibile attribuire la parte alta della litofacies ad alcuna biozona per la mancanza di campioni fossiliferi.

Sulla base di considerazioni stratigrafiche (età della base del Macigno) è possibile ipotizzare che il tetto delle litofacies di Poggioni non sia isocrono; nel settore settentrionale del foglio, infatti, la sedimentazione della Scaglia Toscana è già terminata al Chattiano mentre nel settore meridionale, dove MAC_2 poggia direttamente su STO_{4b}, il tetto delle litofacies di Poggioni può essere attribuito alla parte alta del Chattiano (MNP25a/MNN1)

La successione della litofacies di Poggioni è rappresentata da pelagiti intercalate a torbiditi carbonatiche a composizione prevalentemente intrabacinale sedimentate in un bacino pelagico al di sotto della CCD.

Luteziano p.p.-*Chattiano?*

3.1.2. - *Membro di Monte Filoncio* (**STO$_6$**)

Questo membro corrisponde all'"Unità dell'Ansina" di DAMIANI & PANNUZI (1985) e DAMIANI *et alii* (1989). Gli affioramenti più significativi sono quelli alle pendici est di Colle Ranco, nella valle del T. Ginepretto in località Pontaccio, al Monte Ulivo, e tra Monte Petriolo e Monte Croce.

Si tratta di marne argillose e marne varicolori (fig. 16) cui si intercalano strati centimetrici di siltiti marnose gradate, che solo raramente possono raggiungere spessore rilevante (30-40 cm). Nella sezione di Monte Ranco, a diverse altezze, sono presenti brecciole carbonatiche a geometria lentiforme e spessore massimo di 30 cm. Si tratta di *packstone* (fig. 17) in cui la componente scheletrica è costituita da intraclasti carbonatici di grosse dimensioni e foraminiferi planctonici (globigerinidi e piccoli globorotalidi) dispersi nella matrice carbonatica. Tra gli intraclasti si riconoscono calcari a *filaments*, calcari a calpionelle, biomicriti, micriti, oospariti, pelmicriti, spariti. Lo spessore del membro di Monte Filoncio è difficilmente valutabile per la presenza di superfici tettoniche, ma sembra aumentare da ovest verso est: infatti non supera i 20 m nel settore nord-occidentale mentre raggiunge i 120 m in quello orientale.

I rapporti con le unità stratigrafiche sovra- e sottostanti sono probabilmente di natura eteropica. Nel settore più nord-occidentale di affioramento questo membro

Fig. 16 - *Aspetto in affioramento del membro di Monte Filoncio fotografato alle pendici del Monte Ranco.*

PROGETTO CARG

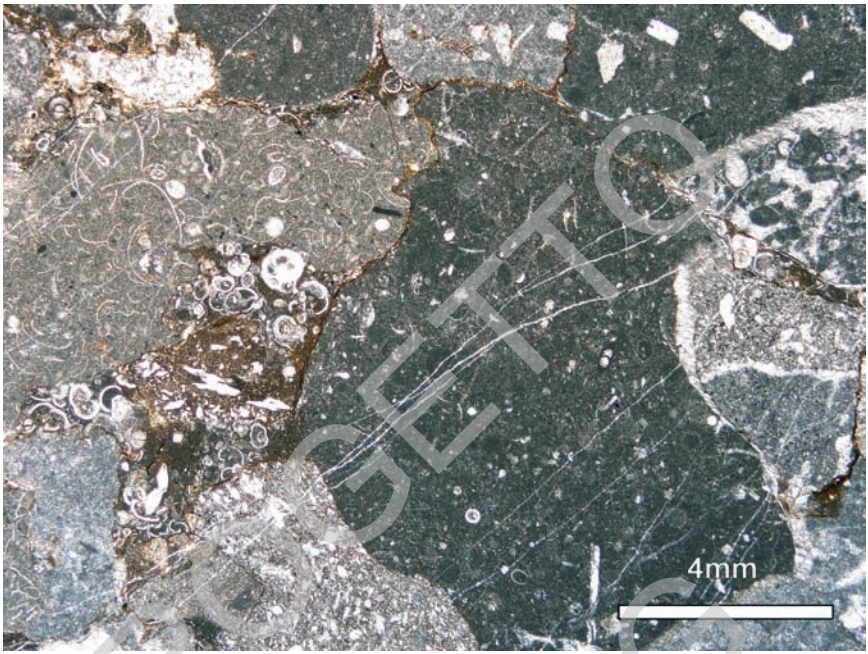


Fig. 17 - *Sezione sottile delle brecciole che caratterizzano il membro di Monte Filoncio. Sono riconoscibili intraclasti carbonatici di grosse dimensioni costituiti da calcari a* filaments*, calcari a calpionelle, biomicriti, micriti, oospariti e foraminiferi planctonici (globigerinidi e piccoli globorotalidi) dispersi nella frazione interstiziale.* Nicols *paralleli.*

PROGETTO CARG

passa gradualmente, in basso, al membro delle calcareniti di Dudda e bruscamente, in alto, al Macigno (membro di Molin Nuovo). Nel settore orientale, invece, il membro di Monte Filoncio è delimitato, alla base, da contatti tettonici mentre, verso l'alto, passa stratigraficamente al membro arenaceo-pelitico del Macigno (membro di Poggio Belvedere). In questo caso il passaggio fra la Scaglia toscana e il Macigno, per uno spessore totale di circa 20 m, è costituito da siltiti gradate in sequenze T_{c-e} di spessore mediamente intorno a 30-70 cm (fig. 18). Il Membro di Monte Filoncio è assente tra Pietreto e M. Bellaveduta, dove il Macigno poggia direttamente sul membro delle calcareniti di Dudda.

La parte più bassa di questo membro, campionata nel settore orientale, ha mostrato associazioni caratterizzate dalla assenza di *E. formosa* e dalla presenza di comuni *C. pelagicus*, *D. bisectus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Sphenolithus predistentus* e rari *Chiasmolithus* sp., *Ericsonia obruta*, indicativi della biozona MNP22 dell' Oligocene inferiore; nei campioni relativi alla parte alta di questo membro (sezioni Capanne, Monte Ranco e Monte Ulivo) la presenza di *C. abisectus* <10 μm, *Dictyococcites* sp., *H. euphratis*, *H. carteri* e l'assenza di *D. bisectus*

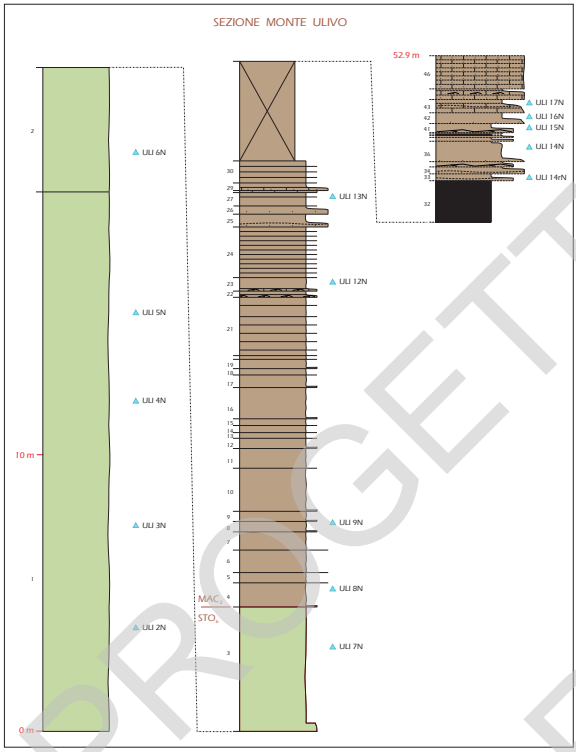


Fig. 18 - *Sezione stratigrafica di dettaglio del passaggio stratigrafico fra Scaglia toscana (membro di Monte Filoncio) e Macigno (membro del Poggio Belvedere) misurata alle pendici di Monte Ulivo.*

potrebbero indicare la biozona MNN1a caratteristica del limite Oligo-Miocene.

Il membro di Monte Filoncio è caratterizzato dall'associazione di emipelagiti e torbiditi marnose fini e sottili tipici di un ambiente di scarpata di avampaese.

Rupeliano p.p. - *Chattiano.*

3.2. - Macigno (**MAC**)

Questa formazione è stata indicata in letteratura con diversi nomi (sono riportati solo quelli più significativi): Complesso "A" e Complesso "B", Signorini (1936); Macigno, Merla (1951), Costa *et alii* (1991); Arenarie del Trasimeno, Nardi & Tongiorgi (1962); Macigno A e Macigno B, Losacco (1963); Arenarie di Pracchiola, Zanzucchi (1964); Formazione di Londa, Merla *et alii* (1967); Macigno del Chianti, Iacobacci *et alii* (1970); Macigno del Mugello, Cipriani & Malesani (1964), Iacobacci *et alii* (1970); Arenarie del Monte Cervarola, Dallan Nardi & Nardi (1974); Arenarie del Falterona-Trasimeno, Damiani *et alii* (1992).

PROGETTO CARG

Durante il rilevamento del foglio la formazione del Macigno è stata suddivisa in 3 membri sulla base delle variazioni del rapporto A/P, della granulometria massima riconoscibile nelle areniti e delle facies sedimentarie che sono rappresentate nelle torbiditi stesse.

Le areniti del Macigno sono generalmente delle arenarie pure, classificabili come areniti feldspatiche e litofeldspatiche (figg. 19 e 20) essendo costituite prevalentemente da quarzo (36-74%) e granuli feldspatici (10-44%), presenti principalmente come cristalli singoli o in frammenti di rocce plutonico-gneissiche (fig. 20) a tessitura grossolana. Nel membro di Molin Nuovo alla componente terrigena si trova spesso associata una componente carbonatica intrabacinale rappresentata da bioclasti. I campioni CER 1P e POG1P, provenienti dal membro di Poggio Belvedere e dal membro di Lippiano, sono classificabili, invece, come calcareniti (*sensu* Zuffa, 1985); i componenti principali dello scheletro sono costituiti in questo caso da bioclasti (nel primo *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Turborotalia sp*., globigerinidi, globorotalidi, briozoi, echinidi, alghe rosse; nel secondo piccoli globigerinidi e globorotalidi associati a rarissimi cristalli di quarzo e mica).

L'analisi della composizione dei frammenti litici a tessitura fine (fig. 20) ha

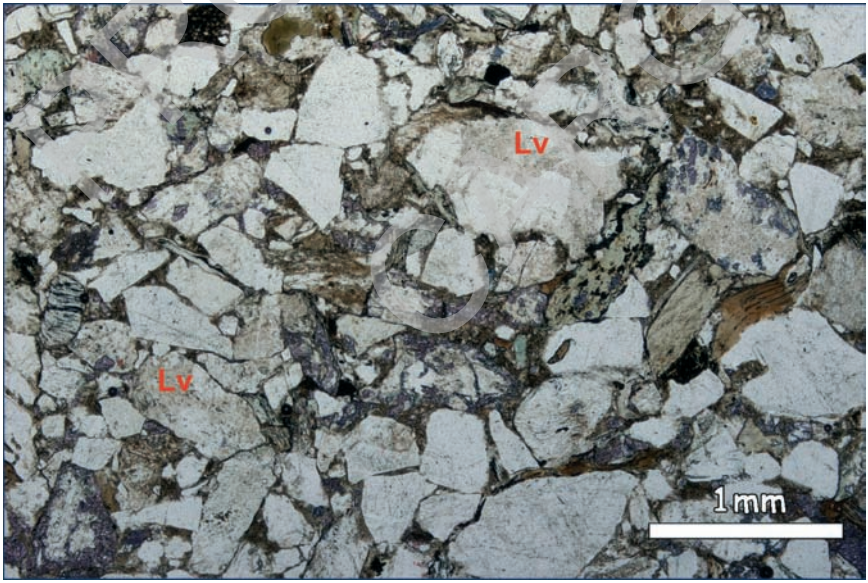


Fig. 19 - *Foto in sezione sottile rappresentante la petrofacies tipica del Macigno. In particolare la sezione fotografata rappresenta le areniti del membro di Molin Nuovo (membro basale del Macigno) caratterizzate da un contenuto considerevole di frammenti di rocce vulcaniche acide (Lv).* Nicols *paralleli.*

PROGETTO

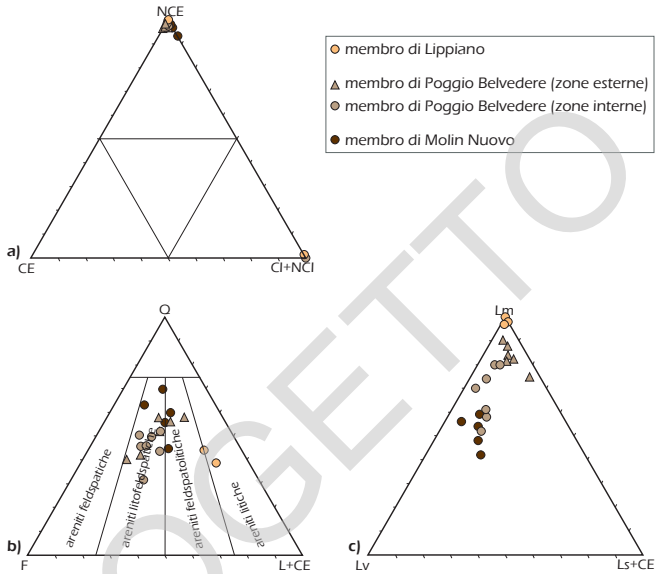


Fig. 20 - *Petrografia delle areniti del Macigno (diagrammi composizionali: a) Extrabacinali Non Carbonatici-Extrabacinali Carbonatici- Intrabacinali Carbonatici e Non Carbonatici; b) Quarzo-Feldspato-Litici+Carbonati Extrabacinali; c) Litici a grana fine metamorfici-vulcanici-sedimentari+carbonati extrabacinali).*

messo in evidenza la presenza di un *trend* composizionale determinato da un aumento del contenuto in frammenti litici metamorfici e una diminuzione di quelli vulcanici (serpentiniti, vulcaniti e subvulcaniti acide, andesiti) spostandosi dalla base al tetto della successione.

Questo risultato è perfettamente in accordo con l'evoluzione stratigrafica della composizione dei frammenti litici proposta, in lavori recenti, per le successioni torbiditiche oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale (Mezzadri & Valloni, 1981; Costa *et alii*, 1992;1993;1997; Andreozzi & Di Giulio, 1994, Plesi *et alii*, 1998; 2000; 2002).

3.2.1. - *Membro di Molin Nuovo* (**MAC$_1$**)

Le arenarie di questo membro affiorano lungo la SP 143 in località Trecine, presso il Colle Castelluccio e ad W di Magione (tra Monte Colognola e Capannacce), a Monte del Lago e all'Isola Polvese.

Il membro del Molin Nuovo è caratterizzato da potenti bancate arenacee, spesso amalgamate e lateralmente abbastanza discontinue che si susseguono in modo

PROGETTO CARG

relativamente monotono. Le intercalazioni argillitico-marnose sono quasi assenti, come pure gli strati calcarenitico-marnosi. Il rapporto A/P varia mediamente fra valori compresi tra 3 e 10, ma può raggiungere frequentemente valori superiori a 50. Nella parte superiore del membro sono presenti intervalli pelitico-marnosi di spessore non superiore a 15 cm che rendono meglio distinguibile la stratificazione. Lo spessore degli strati varia da uno a 5 metri.

In questo membro sono ben rappresentate le associazioni di Facies F5 ed F5-F8 di Mutti (1992). Si tratta, nel primo caso, di intervalli spessi anche alcuni metri che presentano aspetto massivo, granulometria arenitica mediamente molto grossolana, mal classata, con clasti che possono raggiungere la taglia ruditica fine e media; nel secondo caso di areniti a grana medio-grossolana con evidenti strutture da fuga di fluidi. Alla base di alcuni strati sono presenti controimpronte, principalmente *flute e groove cast*.

Lo spessore massimo di questo membro è stato valutato in circa 300 m, ma tende progressivamente a ridursi verso sud (dove non è più cartografabile a causa degli spessori ridotti dall'altezza di S. Arcangelo) e a scomparire verso est (non è più presente a partire dall'allineamento Colle Ranco-Colle di Censo-Monte Castiglionaccio-Mugnano). Il passaggio al sovrastante membro di Poggio Belvedere avviene per alternanze, ma piuttosto rapidamente, mentre il passaggio alla Scaglia toscana è sempre netto.

Nell'ambito di questo foglio non sono stati rilevate sezioni significative o affioramenti utili ai fini di uno studio delle associazioni a nannofossili. Le campionature e datazioni relative a questo membro, condotte per i Fogli 289 "Città di Castello" e 299 "Umbertide", consentono l'attribuzione alle biozone MNP25a-MNP25b? dell'Oligocene superiore.

Il membro di Molin Nuovo è l'espressione di depositi torbiditici di avanfossa tipici di lobi arenacei con rarissime intercalazioni di frangia di lobo.

Chattiano p.p.

3.2.2. - *Membro di Poggio Belvedere* (**MAC_2**)

I migliori affioramenti delle arenarie di questo membro si trovano a Passignano sul Trasimeno, alle pendici ovest di Colle Castelluccio, a nord di Magione, subito a nord del paese di San Feliciano, a Monte Castiglionaccio, a nord di Casalini, tra Missiano e Monte Petrarvella, a ovest di Mongiovino vecchio, nei dintorni di Monte Marzolana.

Il membro di Poggio Belvedere (fig. 21) è costituito da sequenze torbiditiche grossolane in strati spessi, alternate a livelli di torbiditi sottili. Nella parte bassa prevalgono le sequenze torbiditiche con un rapporto A/P>1, mentre nella parte superiore aumentano progressivamente gli strati con rapporto A/P<1.

PROGETTO CARG

Fig. 21 - *Aspetto caratteristico del membro di Poggio Belvedere nel tipico affioramento di Passignano.*

Sono inoltre sempre presenti megatorbiditi con intervallo basale calcarenitico o ibrido e tetto marnoso di spessore superiore al metro. In questo membro, con maggior frequenza nella successione affiorante nel settore più orientale, sono presenti intervalli centimetrici o decimetrici di argilliti scure detritiche la cui area sorgente era probabilmente collocata nelle successioni liguri e/o subliguri formanti il prisma appenninico in avanzamento. Nelle sequenze di torbiditi più grossolane la base degli strati è rappresentata da facies caratterizzate da granulometria grossolana; le più frequenti sono la Facies F5 caratterizzata dalla presenza di strutture da fuga di fluidi, la Facies F7 caratterizzata da tappeti di trazione e la Facies F8 a struttura gradata. Nel complesso, procedendo dalla base al tetto del membro, si assiste a una progressiva diminuzione dello spessore degli strati arenacei e alla contemporanea diminuzione della granulometria delle arenarie. Nella parte inferiore del membro prevalgono le associazioni di facies F5-F7-F8-F9a mentre nella parte sommitale prevalgono le associazioni F8-F9a, F9a.

Nelle sequenze torbiditiche dominate da strati sottili prevalgono le facies di tipo F9a (rappresentate da intervalli T_{c-d} della sequenza di Bouma) associate a subordinati strati a granulometria arenitica media e medio-fine costituiti dall'associazione di facies F8-F9a.

Flute cast, *groove cast* e altri tipi di controimpronte sono frequenti alla base degli strati. I *flute cast* indicano mediamente correnti provenienti da NW.

PROGETTO CARG

Lo spessore massimo di questo membro è valutabile in circa 300 m, quando appoggia sul membro di Molin Nuovo (settore nord-occidentale), e in circa 800 m nel settore orientale e meridionale dove poggia direttamente sulla Scaglia toscana. Il passaggio stratigrafico con il sottostante membro di Molin Nuovo e il sovrastante membro di Lippiano è per alternanza. Nei settori meridionale e orientale il membro di Poggio Belvedere poggia, direttamente sulla Scaglia toscana. In particolare nel settore meridionale il membro di Poggio Belvedere passa, con un contatto netto, al membro delle calcareniti di Dudda mentre, mentre nel settore orientale, poggia sul membro di Monte Filoncio (eteropico del membro delle calcareniti di Dudda) attraverso un intervallo di transizione costituito da torbiditi sottili e medie siltitico-marnose.

Le associazioni a nannofossili riconosciute nella parte bassa di questo membro, campionata nella sezione di Passignano, sono caratterizzate dalla presenza di comuni *S. ciperoensis*, *D. bisectus*, *H. euphratis*, *C. abisectus* >10 µm; è incerta la presenza di *S. distentus*, poiché è probabile che le rarissime forme rinvenute possano essere frutto di fenomeni di rimaneggiamento, molto frequente nei depositi torbiditici: questa associazione può essere riferita quindi alle biozone MNP24?/MNP25a dell'Oligocene superiore. Nei settori più meridionale e orientale di affioramento, dove questo membro poggia direttamente sulla Scaglia toscana, le associazioni a nannofossili calcarei sono indicative della biozona MNN1 per la scomparsa di *D. bisectus* associata alla presenza di *C. abisectus* <10 µm, *H. carteri*. In particolare, nel settore orientale, in alcune sezioni stratigrafiche è stata osservata la presenza di *S. disbelemnos*, indicativa della biozona MNN1d di età aquitaniana. Nella sezione di Monte Ulivo i campioni delle argille marnose scure che alimentate dalle Unità tettoniche liguri e Subliguri hanno mostrato associazioni a nannofossili fortemente rimaneggiate con forme del Cretacico superiore e dell'Eocene-Oligocene.

La successione torbiditica di avanfossa del membro di Poggio Belvedere è caratterizzata da torbiditi di frangia di lobo associate a più sporadiche torbiditi di lobo.

Rupeliano p.p.?-*Aquitaniano* p.p.

3.2.3. - *Membro di Lippiano* (**MAC$_3$**)

Questo membro affiora con buone esposizioni lungo la ferrovia ad est del paese di Borghetto, lungo la strada SP 142 per Castel Rigone, ad est del paese di San Savino, tra Poggio Castellaro ed il Cerreto e nei dintorni di Panicale.

Il membro di Lippiano è caratterizzato da prevalenti livelli di torbiditi a strati sottili e medi, con spessore di circa 10-30 cm e un rapporto A/P<1 in genere variabile fra 1/4 e 1/8. Gli strati arenacei di spessore superiore al metro sono rari e non organizzati in megasequenze.

PROGETTO CARG

Fig. 22 - *Aspetto caratteristico del membro di Lippiano negli ottimi affioramenti lungo la SP 142 per Castel Rigone*.

Generalmente gli strati sono caratterizzati da grana fine, anche negli intervalli basali, e prevalgono gli intervalli $T_{c\text{-}d}$ di Bouma. Sono presenti in modo subordinato torbiditi calcarenitico-marnose con spessori da pochi cm a 3-4 m e livelli di argilliti scure di spessore centimetrico e più raramente decimetrico (fig. 22).

Nei dintorni di Poggio Castellaro, all'interno di questa successione sono presenti corpi a geometria lentiforme ed estensione areale limitata (*litofacies caotica* - MAC_{3a}). Il corpo stratigraficamente più basso è rappresentato da uno *slide-block* di argille e calcari, marne e paraconglomerati a elementi argilloso-calcarei che probabilmente derivano da processi di frana sottomarina; quello più alto, invece, è costituito da associazioni di argilliti risedimentate, torbiditi calcareo-marnose e arenitico-pelitiche, alle quali si intercalano sottili sequenze di torbiditi silicoclastiche siltitico-pelitiche, talvolta interessate da fenomeni da *slumping*. L'area sorgente pricipale dei depositi che caratterizzano questa litofacies può essere individuata nel prisma orogenico appenninico. In prossimità di questa litofacies, anche nella normale successione del membro di Lippiano sono spesso osservabili depositi da *slumping*.

Nell'area del foglio lo spessore massimo osservabile del membro di Lippiano non supera i 600-700 m in quanto ovunque tagliato al tetto da contatti tettonici. Il passaggio con il sottostante membro di Poggio Belvedere è invece stratigrafico per alternanze.

PROGETTO CARG

Nella aree più interne, la parte basale di questo membro, studiata nella sezione in località Poggione, ha un'età chattiana corrispondente alla biozona MNP 25a per la presenza di comuni *D. bisectus*, *S. ciperoensis* e *C. abisectus* >10 µm; la parte medio-alta, campionata in prossimità della località Buzza è caratterizzata da una associazione, corrispondente genericamente alla biozona MNN1, di età chattiano-aquitaniana, con *Sphenolithus calyculus* e *C. abisectus* <10 µm e rarissimo o assente *D. bisectus.*

Nei sovrastanti Fogli 299 "Umbertide" e 289 "Città di Castello", dove affiorano sia la base che la parte sommitale del membro di Lippiano, la presenza di *S. disbelemnos* ha permesso di attribuire la parte alta della successione alla biozona MNN1d. La litofacies caotica ha mostrato associazioni povere e in cattivo stato di conservazione, caratterizzate dalla presenza di *C.abisectus* <10 µm, *Ciclycargolithus floridanus*, *Dictyococcites* sp. e dalla assenza di *D. bisectus* e di forme marker significative e quindi attribuibili genericamente alla biozona MNN1; in alcuni campioni della litofacies caotica sono presenti associazioni, rimaneggiate, tipiche delle biozone NP18-MNP21a (Priaboniano) caratterizzate dalla presenza di *E. formosa, R. umbilicus, D. bisectus*, *Istmolithus recurvus*, *Cribrocentrum reticulatum*, *D. barbadiensis.* Le sequenze torbiditiche del membro di Lippiano possono essere attribuite ad ambienti di frangia di lobo.

Chattiano p.p. – *Aquitaniano* p.p.

4. - DOMINIO LIGURE - SUCCESSIONE DELL'UNITÀ TETTONICA OFIOLITICA DEI MONTI ROGNOSI

(*a cura di M.Barsella F.Botti, F.Meneghini, S.Palandri, L.Pandolfi*)

La successione dell'Unità tettonica ofiolitica dei Monte Rognosi (Plesi *et alii*, 2002 *cum bibl.*) è presente nella parte sud-occidentale del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" con affioramenti di estensione limitata, in quanto prevalentemente sepolta al di sotto dei depositi fluvio-lacustri plio-pleistocenici del supersintema della Val di Chiana. I rapporti con la successione dell'Unità tettonica Falda Toscana (Macigno - membro di Poggio Belvedere e Scaglia toscana – membro delle calcareniti di Dudda), ricostruibili solamente tra Pietreto e S. Andrea, sono di natura tettonica e rappresentati da faglie trascorrenti e dirette.

La successione di questa unità, attribuita da Jacobacci *et alii* (1970) alla "successione toscana", è rappresentata dal basso verso l'alto dalla formazione di Sillano (a sua volta suddivisa nelle litofacies pelitico-arenacea e calcareo-marnosa) e dalla formazione di Monte Morello. Queste due formazioni coprono un intervallo di tempo compreso fra il Cretaceo superiore e l'Eocene medio, con assenza, analogamente a quanto riscontrato nel Foglio 289 "Città di Castello", del Paleocene superiore. I rapporti tra le diverse unità litostratigrafiche non

PROGETTO CARG

sono documentabili nell'area del foglio ma sono stati dedotti sulla base dei dati biostratigrafici e delle correlazioni fatte con l'analoga successione affiorante nel limitrofo Foglio 289 "Città di Castello".

4.1. Formazione di Sillano (**SIL**)

La formazione di Sillano (Bortolotti, 1962a) è stata suddivisa sulla base dei diversi caratteri litologici in una litofacies pelitico-arenacea e in una litofacies calcareo-marnosa i cui rapporti non sono riconoscibili in affioramento.

4.1.1. - *Litofacies pelitico-arenacea* (**SIL$_a$**)

Sulla base dei dati lito- e biostratigrafici la litofacies pelitico-arenacea potrebbe essere correlata con la parte inferiore della formazione di Sillano descritta nel Foglio 289 "Città di Castello". Questa è ben visibile tra Pietreto e S. Andrea (fig. 23) ed è caratterizzata da strati torbiditici di spessore variabile da 10 a 40 cm (solo raramente fino al metro) con sottile base arenitica fine-siltitica a laminazione ondulata e tetto-siltitico-marnoso molto più sviluppato (rapporto A/P variabile tra

Fig. 23 - *Affioramento della formazione di Sillano (litofacies pelitico-arenacea) afforante fra le località di Pietreto e S.Andrea.*

PROGETTO

1:8 a 1:20). In questa successione si trovano intercalati calcilutiti, di spessore variabile da 30 a 40 cm, torbiditi arenaceo-marnose (A/P≤1), spesse fino a 4 m, con associazioni di facies F8-F9a (MUTTI, 1992) ed infine torbiditi calcareo-marnose e marnose di colore chiaro e spessore variabile da 50 cm al metro.

In questa litofacies sono state eseguite analisi petrografiche su campioni raccolti alla base di 2 torbiditi arenaceo-marnose e di uno strato calcilutitico, ubicati in corrispondenza della sezione stratigrafica misurata presso Poggio San Pietro. Nel primo caso (fig. 24) si tratta di arenarie in cui la componente scheletrica è costituita (fig. 25) da clasti non carbonatici extrabacinali (in particolare da quarzo mono e policristallino e, in quantità minore, frammenti di rocce plutonico-gneissiche, filladi, micascisti a muscovite e clorite, sub-vulcaniti, argilliti, argilliti marnose con radiolari, siltiti e selci), clasti carbonatici extrabacinali (micriti, biomicriti con *Pithonella* sp. e *Hedbergella* sp., spariti) e clasti carbonatici intrabacinali ed in particolare bioclasti (frammenti di *Inoceramus* sp., placche di echinidi, articoli di crinoidi, briozoi, frammenti di lamellibranchi), in cui talvolta sono ben visibili fenomeni di sostituzione della calcite da parte del quarzo, e intramicriti. Tra i minerali pesanti frequenti sono il granato e la tormalina. La componente interstiziale è rappresentata soprattutto da cemento carbonatico.

Gli strati calcilutitici sono delle biomicriti (FOLK, 1962) in cui la componente scheletrica, presente in quantità inferiori al 10%, è interamente costituita da bioclasti tra i quali si riconoscono foraminiferi planctonici riferibili ai generi *Globigerinelloides* ed *Hedbergella*.

Lo spessore massimo di questa litofacies, non valutabile con precisione a causa dell'intensa tettonizzazione della successione, risulta comunque non superiore a 100 m.

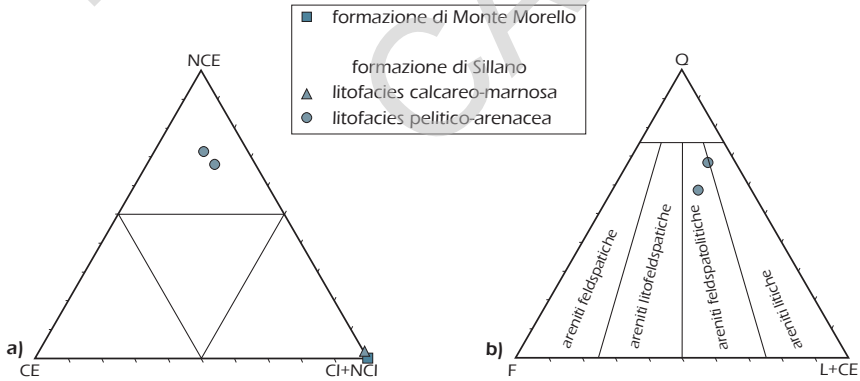


Fig. 24 - *Petrografia delle areniti della formazione di Monte Morello e della formazione di Sillano (diagrammi composizionali: a) Extrabacinali Non Carbonatici-Extrabacinali Carbonatici- Intrabacinali Carbonatici e Non Carbonatici; b) Quarzo-Feldspato-Litici+Carbonati Extrabacinali;).*

PROGETTO CARG

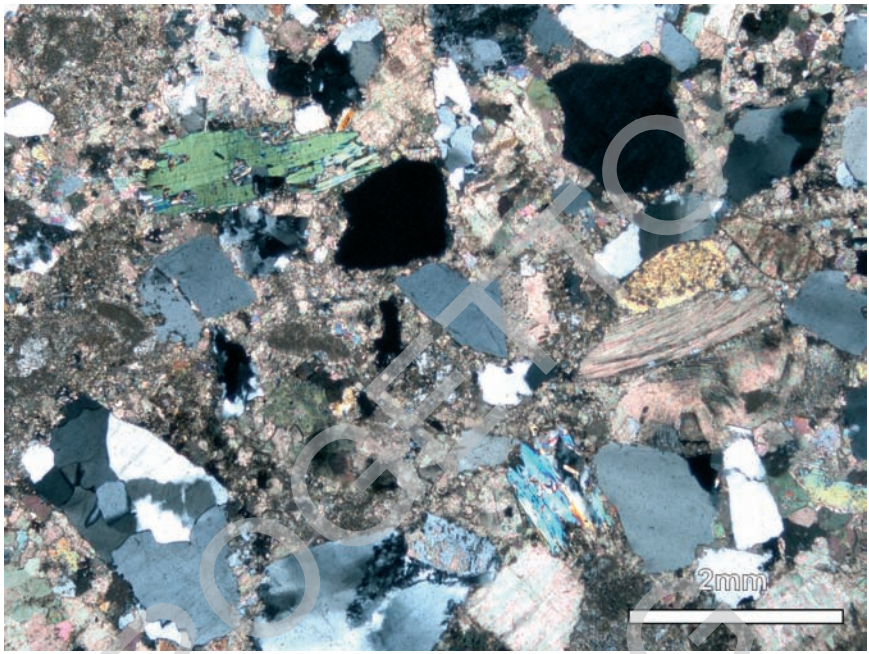


Fig. 25 - *Foto in sezione sottile della petrofacies che caratterizza la litofacies pelitico-arenacea della formazione di Sillano. Sono visibili numerosi frammenti di clasti non carbonatici extrabacinali (quarzo mono e policristallino, frammenti di rocce plutonico-gneissiche e micascisti), clasti carbonatici extrabacinali (micriti, biomicriti e spariti) e clasti carbonatici intrabacinali in particolare frammenti di lamellibranchi.*Nicols *incrociati.*

Come detto in precedenza, nell'area del foglio non sono mai visibili i rapporti con le unità sovra e sottostanti in quanto la base e il tetto di questa litofacies sono ricoperte dai depositi quaternari del supersintema della Val di Chiana.

La litofacies pelitico-arenacea, campionata lungo la sezione di Poggio San Pietro, ha mostrato associazioni a nannofossili calcarei tipici della biozona CC22 del Campaniano superiore; in particolare, tra le forme *marker*, sono presenti comuni *Quadrum trifidum, Reinhardtites levis* ed *Eiffellithus eximius* in associazione con *Quadrum gothicum*, *Reinhardtites anthophorus*, *Aspidolithus parcus parcus*, *Ceratolithoides aculeus*. Altri campioni raccolti a sud di Pietreto, probabilmente relativi alla parte alta di questa litofacies, sono caratterizzati da associazioni tipiche delle biozone CC24 e CC25 del Maastrichtiano, con abbondanti *Watznaueria* sp., comuni *Arkangelskiella cymbiformis*, scarsi *Litraphidites carniolensis e Micula swastica*, rarissimi *R. levis* e *Micula murus*, assente *Q. trifidum*.

Depositi di ambiente marino profondo prevalentemente alimentato da flussi torbiditici a bassa densità.

PROGETTO CARG

Campaniano superiore – Maastrichtiano p.p.

4.1.2. - *Litofacies calcareo-marnosa* (**SIL$_b$**)

Corrisponde alla parte superiore della formazione di Sillano descritta nel Foglio 289 "Città di Castello", affiora tra Pucciarelli e Poggetto ed è costituita da torbiditi calcareo-marnose (più raramente calcarenitico-marnose) in strati di spessore variabile da 80 cm a 2 m, alle quali si intercalano peliti varicolorate e marne calcaree.

Lo spessore massimo di questa litofacies è di circa 80-100 m, con base e tetto non affioranti, sepolti dai depositi fluvio-lacustri plio-pleistocenici.

Gli intervalli calcarenitici (fig. 26) sono classificabili come biospariti (FOLK, 1962) in cui la componente scheletrica è costituita prevalentemente da bioclasti e, in quantità minore, da intramicriti e intrabiomicriti e da rari clasti quarzosi ben arrotondati. Tra i bioclasti si riconoscono frequentemente frammenti di alghe rosse, briozoi e lamellibranchi, placche di echinidi, forme riferibili ai generi

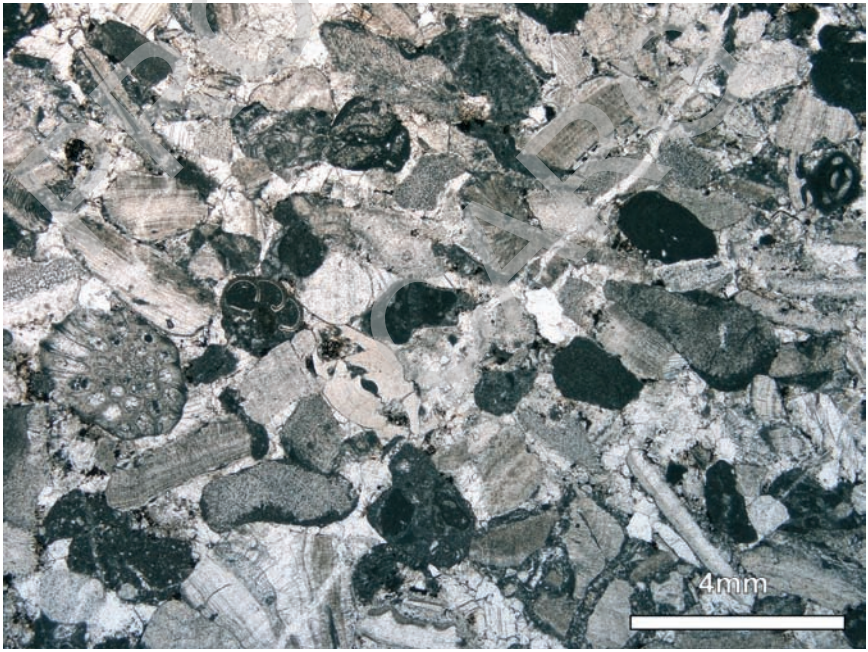


Fig. 26 - *Foto in sezione sottile della petrofacies che caratterizza le calcareniti riconoscibili nella litofacies Calcareo-Marnosa della formazione di Sillano. Sono visibili numerosi frammenti bioclasti (miliolidi, briozoi e frammenti di lamellibranchi) e intraclasti carbonatici.* Nicols *paralleli.*

PROGETTO

Siderolites ed *Orbitoides*, miliolidi, foraminiferi planctonici (globotruncanidi e globorotalidi).

Le associazioni a nannofossili sono tipicamente terziarie e caratterizzate dalla presenza di *C. pelagicus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Ericsonia subpertusa*, *Prinsius* sp., indicativi delle biozone NP2-NP3 del Paleocene inferiore.

L'ambiente di sedimentazione potrebbe essere di tipo pelagico, al di sopra della CCD e frequentemente alimentato da flussi torbiditici a bassa densità e a composizione prevalentemente carbonatica intrabacinale.

Daniano p.p.

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

La formazione di Monte Morello (Bortolotti, 1964) affiora solo in corrispondenza di Castiglione del Lago con buone esposizioni lungo la strada che costeggia il Lago Trasimeno.

La formazione (fig. 27) è generalmente caratterizzata da torbiditi calcareo-marnose a base arenitica fine o siltitica in strati di spessore variabile da 10-15 cm a 2-3m e in modo subordinato da livelli marnosi e siltitico-marnosi centimetrici ricchi in foraminiferi planctonici (fig. 28). Caratteristica degli intervalli marnosi

Fig. 27 - *Aspetto in affioramento della formazione di Monte Morello nel suo aspetto caratteristico riconoscibile sulla lungolago a Castiglione del Lago.*

PROGETTO MRG

Fig. 28 - *Bioturbazioni tipo* Chondrites, Fucoides *e tracce di nutrimento di organismi limivori riconoscibili alla base degli strati della formazione di Monte Morello a Castiglion del Lago.*

è la presenza di *Chondrites* e *Fucoides* e, più raramente, di tracce di nutrimento di organismi limivori.

Alla base degli strati a granulometria arenitica sono normalmente presenti controimpronte di piccola taglia.

I dati petrografici, provenienti da rari intervalli basali a granulometria arenitica media, indicano che si tratta di calcareniti (*sensu* ZUFFA, 1985), classificabili come biomicriti (FOLK, 1962) e *packstone* a bioclasti (DUNHAM, 1962) (fig. 29).

Tra questi prevalgono globigerinidi e globorotalidi (*Acarinina bullbrooki*, *Acarinina* sp., Morozovella sp., *Morozovella angulata*, *Morozovella gracilis*, *Morozovella spinulosa*, *Globigerinatheka* sp.); in minor quantità sono inoltre presenti *Discocyclina* sp., *Alveolina* sp., miliolidi, frammenti alghe rosse e briozoi. Tra le forme rimaneggiate *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp. e varie specie appartenenti al genere *Globotruncana*. Lo spessore della formazione di Monte Morello nell'area del foglio non supera i 100 m. I rapporti con la formazione di Sillano non sono visibili in affioramento. La formazione di Monte Morello è stata attribuita nella letteratura all'Eocene inferiore-medio (VENERI, 1986; PONZANA, 1993). BORTOLOTTI (1992) ha attribuito al Paleocene gli strati basali della formazione. Nella sezione misurata presso l'affioramento di Castiglione del Lago la formazione di Monte Morello è attribuibile alla biozona NP 15 dell'Eocene medio; in particolare le associazioni a nannofossili contengono comuni *C.*

PROGETTO CARG

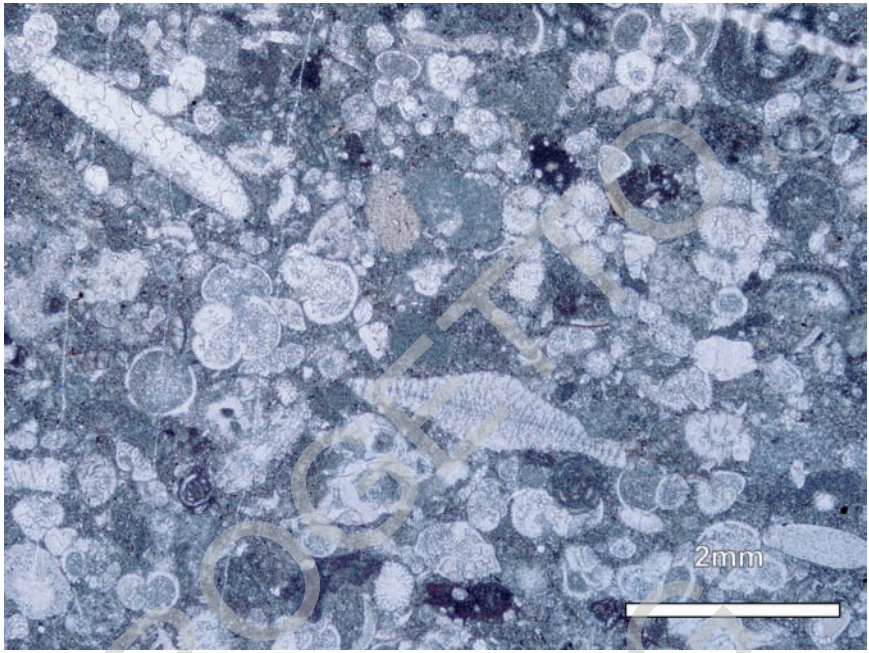


Fig. 29 - *Foto in sezione sottile della petrofacies che caratterizza le biomicriti alla base degli strati della formazione di Monte Morello. Sono visibili numerosi bioclasti (*dyscocicline*, globigerinidi e globorotalidi). N* paralleli.

pelagicus, *E. formosa*, *S. moriformis* e *S. radians*, più rari *Chiasmolithus solitus*, *Chiasmolithus danicus*, *D. lodoensis*, *D. barbadiensis*, *Neococcolithes dubius*, *Clausicoccus vanheckiae*; rari *Chiasmolithus gigas* e *Nannotetrina* sp.

Si tratta di depositi torbiditici di piana bacinale a prevalente composizione carbonatica intrabacinale.

Luteziano p.p

5. - SUCCESSIONI DEI BACINI SEDIMENTARI PLIO-PLEISTOCENICI
(*a cura di P.Argenti, R.Bizzarri, F.Pazzaglia*)

Per la descrizione stratigrafica delle successioni dei bacini plio-pleistocenici si è adottato il criterio delle UBSU (sintemi e subsintemi). Si è preferito utilizzare il termine generico di “unità” quando, all’interno delle unità sintemiche, sono stati individuati corpi sedimentari litologicamente complessi, tra loro eteropici e non discordanti, che rappresentano ambienti di sedimentazione contigui ma ben differenziati. Il termine “litofacies” è stato utilizzato per evidenziare variazioni li-

PROGETTO CARG

tologiche minori all'interno di una unità stratigrafica. Le successioni sedimentarie plio-pleistoceniche affioranti vanno dalla parte alta del Pliocene superiore all'attuale e sono riferibili a due bacini principali, quello della Val di Chiana, a ovest, e quello Tiberino, a est. Per questo motivo esse sono state riferite a due supersintemi: il supersintema della Val di Chiana, in cui sono organizzate le successioni del settore occidentale, e il supersintema Tiberino, che raggruppa le successioni del settore orientale. Il supersintema Tiberino comprende due sintemi, rappresentati dal sintema di Perugia e dal sintema del Nestore. Nell'area circostante il Lago Trasimeno, i depositi plio-pleistocenici possono nel complesso essere riferiti ad un ambiente fluviale e/o fluvio-lacustre e sono stati raggruppati all'interno del supersintema della Val di Chiana, a sua volta diviso in due unità sintemiche: il sintema di Sanfatucchio (SFA), più antico ed organizzato al suo interno in unità, ed il sintema del Trasimeno (TMO), più recente e a sua volta distinto in due subsintemi.

5.1. - Supersintema della Val di Chiana (**VH**)

Il supersintema della Val di Chiana rappresenta l'evoluzione dell'omonimo bacino, nelle sue fasi continentali, a partire dal Pliocene superiore. La porzione più antica, databile al Pliocene superiore–Pleistocene inferiore, evidenzia una relazione con l'evoluzione del Bacino della Val di Chiana, in particolare con le sue fasi tardive (sistemi fluvio-lacustri in un contesto continentale): tali depositi consentono di individuare il sintema di Sanfatucchio. I depositi più recenti, riferibili al Pleistocene medio e superiore, sono invece legati all'impostazione ed evoluzione di un bacino lacustre (paleo-Trasimeno), di cui il lago attuale è l'ultimo residuo, e sono stati raggruppati all'interno del sintema del Trasimeno. Al tetto, sono localmente presenti depositi tardo quaternari (depositi lacustri attuali, depositi di versante, etc). Il contatto discordante basale è localmente visibile solo nel settore orientale del Lago Trasimeno e nella Valle del Tresa, dove i depositi del supersintema poggiano direttamente sul substrato pre-pliocenico, mentre non affiora in quello occidentale. Sia i dati di superficie che la prospezione sismica al di sotto del Lago Trasimeno (cfr. § V.4) evidenziano rapporti di discordanza angolare tra i due sintemi. Il contatto del sintema del Trasimeno con il sintema di Sanfatucchio è marcato da una superficie di discordanza angolare, ben visibile nei profili sismici, che in superficie viene individuata nel settore occidentale (area di Sanfatucchio) ma il cui andamento in affioramento è per larghi tratti obliterato da spessori variabili di coltre eluvio-colluviale (figg. 30 e 31).

Solo nel settore occidentale, la sismica a riflessione profonda (cfr. § V.4) ha messo in luce la presenza di una terza unità, probabilmente costituita da depositi di ambiente marino costiero, che non affiora mai nell'area del foglio ma che può

PROGETTO CARG

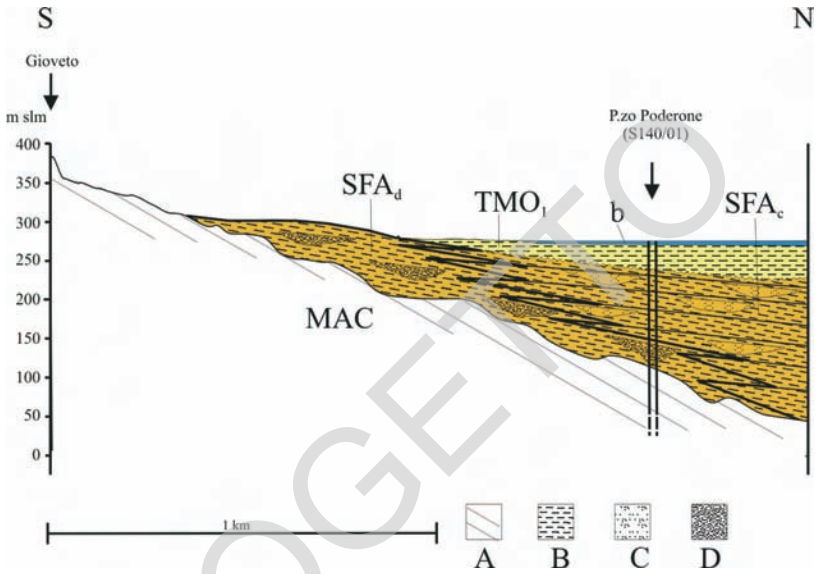


Fig. 30 - *Profilo geologico al di sotto della Valle del Tresa. Sono visibili i rapporti tra il sintema di Sanfatucchio ed il sintema del Trasimeno, e tra questi e il substrato (Macigno sl.). E' riportata anche l'ubicazione del pozzo "Poderone". MAC = Macigno; SFA$_c$ = unità di Gioiella; SFA$_d$ = unità di Panicale; TMO$_1$ = subsintema di Macchie; b = depositi alluvionali recenti; A = substrato ; B = argille; C = sabbie; D = ghiaie.*

essere messa in relazione con le unità marine descritte immediatamente al di fuori (Passerini, 1965; Costantini & Dringoli, 2002; Aruta *et alii*, 2004).

Questi depositi rappresenterebbero le fasi iniziali dell'evoluzione del Bacino della Val di Chiana e sono stati al momento identificati, nello schema dei rapporti stratigrafici, come UMPVC (Unità Marine Pliocenìche della Val di Chiana).

Pliocene superiore – Pleistocene

5.1.1. - *Sintema di Sanfatucchio* (**SFA**)

Caratterizza le fasi finali dell'evoluzione della Val di Chiana, antecedenti all'impostazione del Trasimeno. E' rappresentato in prevalenza da depositi di ambiente continentale, ad eccezione dell'angolo sud-occidentale del foglio, dove sono documentati alcuni affioramenti, di modesta estensione, di depositi di ambiente salmastro. E' delimitato alla base dal contatto discordante con il substrato litoide pre-pliocenico, al di sotto della Valle del Tresa (fig. 30) e della porzione centrale del Lago Trasimeno (orizzonte sismico B, § V.4), mentre nel settore occidentale poggia, in discordanza angolare, sopra depositi più antichi, di probabile

PROGETTO CARG

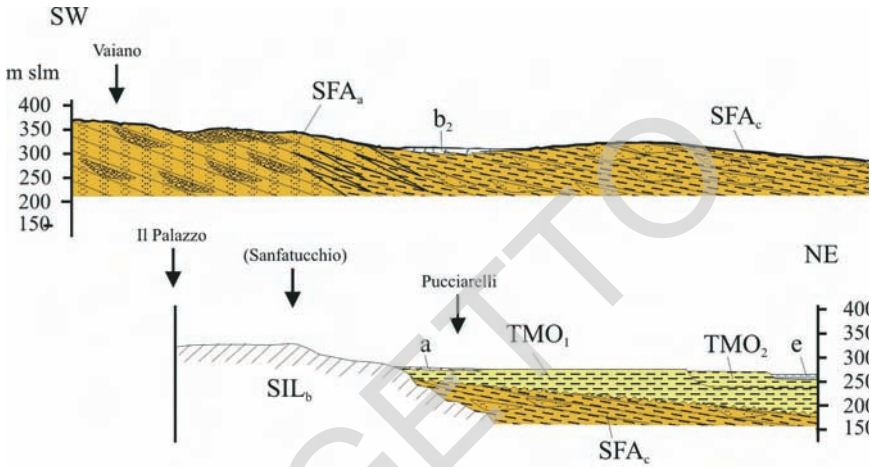


Fig. 31 - *Profilo geologico tra Vaiano e il Lago Trasimeno. Il profilo attraversa le colline ad ovest del Lago, nell'area tra Vaiano e Sanfatucchio. Sono visibili i rapporti tra il sintema di Sanfatucchio ed il sintema del Trasimeno, e tra questi e il substrato (Unità tettoniche Liguri).* **SIL$_b$** *= formazione di Sillano;* **SFA$_a$** *= unità di Moiano;* **SFA$_c$** *= unità di Gioiella;* **TMO$_1$** *= subsintema di Macchie;* **TMO$_2$** *= subsintema di S. Feliciano;* **a** *= depositi di versante;* **b** *= depositi alluvionali recenti;* **b$_2$** *= depositi eluvio-colluviali;* **e** *= depositi lacustri attuali;* A *= substrato ;* B *= argille;* C *= sabbie;* D *= ghiaie.*

origine marina (orizzonte sismico U$_2$, § V.4). Al tetto, il passaggio al sintema del Trasimeno è marcato da una *unconformity* debolmente inclinata verso NNE, la cui geometria può essere ricostruita in affioramento nell'area compresa tra Sanfatucchio e Castiglione del Lago, che prosegue al di sotto del Lago (orizzonte sismico U$_1$, § V.4). All'interno del sintema, è stato possibile individuare quattro suddivisioni, riconoscibili e rappresentative di altrettanti ambienti deposizionali, in rapporti di eteropia laterale. Per la mancanza di rapporti discordanti, non è stato possibile considerarle come subsintemi; tuttavia, i termini "membro" o "litofacies" non appaiono adeguati alla loro descrizione, in quanto si tratta comunque di suddivisioni di rango superiore. Pertanto, si è scelto di definirle più genericamente come unità, intendendo così evidenziarne il significato di associazioni di *facies* legate ad un caratteristico e ben riconoscibile ambiente deposizionale (unità deposizionali).

Pliocene superiore – Pleistocene inferiore

Unità di Moiano (**SFA$_a$**)

Caratterizza la zona di Paciano - Sanfatucchio, ed è particolarmente ben rappresentata nell'area circostante l'abitato di Moiano. Affioramenti significativi si trovano in Loc. La Trincea (fig. 32), nella zona di Casaltoldo (fig. 33), in Località

PROGETTO CARG

Le Coste e in Località Poggio Vaccaio. E' costituita da sabbie e sabbie limose gialle o avana, con intercalati livelli ghiaioso-conglomeratici a geometria canalizzata, di spessore variabile da 80 cm a qualche metro. I centri abitati nell'area di affioramento (Villastrada, Caioncola, Cantagallina, I Poggi) sono totalmente o in parte costruiti in corrispondenza di questi livelli più competenti. Lo spessore affiorante non è inferiore a 200 m. In affioramento, la base dell'unità di Moiano non è visibile; le sezioni sismiche al di sotto del Lago Trasimeno (§ V.4) mostrano come questa passi, verso il basso, ai depositi interpretati come marini, di età pliocenica inferiore-media, della Val di Chiana.

Verso l'alto, l'unità di Moiano è parzialmente eteropica sia all'unità di Gioiella (nel settore occidentale del Lago, tra Vaiano e Villastrada), che all'unità di Panicale (settore occidentale della Valle del Tresa), che infine all'unità di Case Lunghe (settore SW), mentre un contatto diretto con il soprastante sintema del Trasimeno non è visibile sul terreno. I depositi riferibili all'unità di Moiano mo-

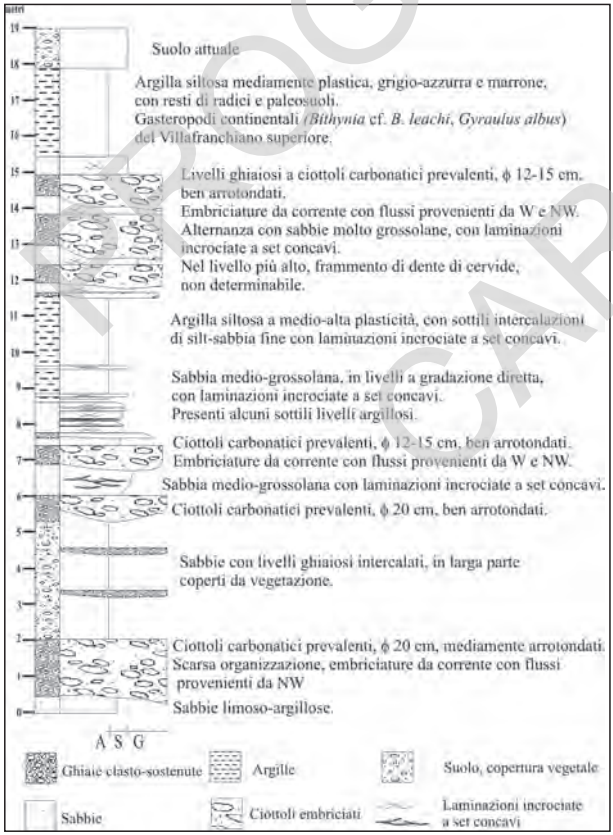


Fig. 32 - *Log sedimentologico – stratigrafico dell'unità di Moiano (SFA_a), nell'affioramento di loc. La Trincea.*

PROGETTO CARG

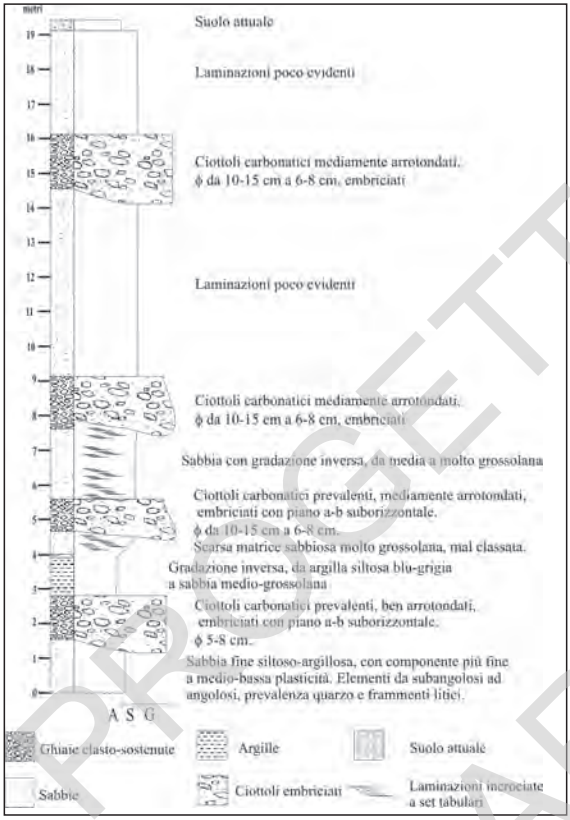


Fig. 33 - *Log sedimentologico – stratigrafico dell'unità di Moiano (SFA_a), nell'affioramento di loc. Casaltoldo.*

strano una generale immersione di pochi gradi (<10°) verso E o NE.

Tali depositi possono essere attribuiti ad un ambiente continentale fluvio-alluvionale con fiumi smembrati (*braid-plain*), con provenienza delle paleocorrenti dispersa da NW a W.

Ritrovamenti paleontologici, riportati in letteratura (Argenti, 2004), segnalano la presenza di forme del Pliocene superiore nell'area di Vaiano. Nel corso del rilevamento, sono stati rinvenuti, nell'affioramento di Loc. La Trincea (fig. 32), rare malacofaune continentali del Villafranchiano superiore (*Gyraulus albus*, *Bithynia* cfr. *B. leachi*) e frammenti di vertebrati non determinabili (Cervidi).

Pliocene superiore - Pleistocene inferiore

PROGETTO CARG

Unità di Case Lunghe (**SFA$_b$**)

Depositi riferiti all'unità di Case Lunghe interessano soltanto un'area limitata nel settore SW di Paciano, ristretta alle zone sommitali dei colli (Loc. Case Lunghe, Loc. Capazucca). L'unità è rappresentata da sabbie fini intercalate a livelli di ciottoli arrotondati, con fori di litodomi, che mostrano analogie con i depositi caratterizzanti l'area di Città della Pieve, immediatamente a sud, al di fuori dell'area cartografata. Lo spessore appare modesto, e raggiunge localmente una ventina di metri. I depositi mostrano una locale immersione verso NNW e sono in parziale eteropia laterale con la parte alta dell'unità di Moiano. Nell'area pievese, l'immersione generale è tuttavia verso NE o N. Negli affioramenti citati sono state rinvenute rare malacofaune di ambiente transizionale (*Cerastoderma edule*, *Amyclina* sp., *Anadara diluvii*, *Thericium vulgatum*). Si tratta di depositi di ambiente marino-costiero, con influenze salmastre o transizionali. E' pertanto ipotizzabile un contesto di spiagge ghiaiose, di probabile origine fluviale. In base ai dati di letteratura (Ambrosetti *et alii*, 1987), l'associazione è riferibile al Villafranchiano superiore, ed è quindi ipotizzabile un'età compresa tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore. Alcune analisi sui nannofossili calcarei, in affioramenti esterni all'area rilevata ma riferibili alla stessa unità (loc. Poggio al Piano), hanno rivelato associazioni con *Gephyrocapsa* spp. (~3-5 μ), *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus* sp., *Pseudoemiliana lacunosa*, *Helicosphaera sellii*, *H. carteri*, *Reticulophaenestra productella*, *Calcydiscus macyntirei*, *C. leptoporus*, *Discoaster deflandrei* (RR), *Discoaster* spp. (RR), Sphenoliti, attribuibili alla parte iniziale del Pleistocene inferiore. Età, descrizione ed interpretazione paleoambientale coincidono con quelle dell'unità del Chiani–Tevere (Girotti & Mancini, 2003; Mancini *et alii*, 2004), che però è stata definita molto più a sud, tra Alviano ed Orte, in un'area non ancora oggetto di cartografia CARG; d'altra parte, senza entrare nel merito delle datazioni, questi corpi ghiaioso – sabbiosi non sembrano molto diversi da quelli affioranti nell'area compresa tra Città della Pieve e Chiusi e interessata dai fogli "Città della Pieve" e "Montepulciano", anch'essi al momento non ancora oggetto di una cartografia CARG. Per tali motivi, insieme allo spessore modesto e alla marginalità dei depositi, l'unità di Case Lunghe viene per il momento assegnata al sintema di Sanfatucchio. Riteniamo comunque che una definitiva attribuzione ad un'unità sintemica sia possibile solo a seguito del rilevamento dei fogli limitrofi.

Pliocene superiore(?) - Pleistocene inferiore

Unità di Gioiella (**SFA$_c$**)

Caratterizza i rilievi collinari ad ovest del Trasimeno, che si estendono in direzione NW-SE circa dall'abitato di Sanfatucchio fino ad uscire dall'area del foglio

PROGETTO CARG

in prossimità della periferia di Pozzuolo. Tali rilievi, e con essi l'unità di Gioiella, continuano e possono essere seguiti almeno fino all'altezza di Farneta (AR). I depositi sono rappresentati da sabbie medie-grossolane prevalenti, organizzate in corpi di spessore metrico a geometria canalizzata, con stratificazioni e laminazioni incrociate a *set* concavi, intercalate ad argille e limi argillosi. Localmente sono presenti ciottoli carbonatici con fori di litodomi e rari fossili di ambiente salmastro (*Cerastoderma edule*). Lo spessore è compreso tra 80 e 100 m. Come per l'unità di Moiano, l'unità di Gioiella ha un'inclinazione di pochi gradi (mediamente inferiore a 10°) verso E o NE e scompare al di sotto del sintema del Trasimeno (subsintema di Macchie); il contatto, per cause sia morfologiche che litologiche, è quasi ovunque mascherato da uno spessore variabile di coltre eluvio-colluviale, prodotta al contatto tra tipi litologici diversi. Tale contatto continua tuttavia al di sotto del Lago Trasimeno, secondo una superficie di discordanza debolmente inclinata (tra 4° e 2°) immergente verso NNE (orizzonte sismico U_1, § V.4). In base all'età dei depositi e all'assetto complessivo, l'unità di Gioiella è in rapporti di eteropia laterale sia con l'unità di Panicale (Pozzo Poderone: fig. 30 e 34) che con la parte finale dell'unità di Moiano. Oltre alla già citata presenza di fori di litodomi e di specie di ambiente salmastro (*Cerastoderma edule*), in alcuni casi l'analisi del contenuto micropaleontologico ha evidenziato la presenza di forme marine, prevalentemente bentoniche, plioceniche o pleistoceniche rielaborate o rimaneggiate. E' possibile riconoscere la deposizione all'interno di un ambiente continentale di piana alluvionale, con sistemi fluviali intrecciati e depositi di *overbank,* con un'organizzazione maggiore rispetto ai depositi della sottostante unità di Moiano e probabili comunicazioni con un ambiente marino costiero o salmastro. Due località immediatamente fuori carta (Gioiella e Selvella) hanno restituito frammenti di vertebrati trasportati per fluitazione (*Elephantidae*, *Equus* sp., *Axis Pseudodama nestii*, *Eucladoceros dicranios*, *Leptobos* aff. *L. vallisarni*), riferibili alla Unità Faunistica di Tasso.

Pleistocene inferiore

Unità di Panicale (**SFA_d**)

Affiora nell'area a sud del Lago Trasimeno, in due zone distinte, rispettivamente tra Loc. Napiccola e Loc. Peschiera e nell'alta Valle del Tresa, tra i centri abitati di Le Mura e Casalini. Alcuni lembi sono inoltre presenti sul versante meridionale del Lago Trasimeno, a ridosso dei rilievi. I depositi sono costituiti prevalentemente da sabbie a granulometria variabile, contenenti livelli ghiaiosi grossolanamente organizzati costituiti da clasti eterometrici di arenaria a scarso arrotondamento. Nelle due aree di affioramento citate in precedenza, i depositi mostrano caratteri locali diversi, sebbene siano riconducibili al medesimo contesto deposizionale. Nella prima zona di affioramento, insistente sulle colline a nord

PROGETTO CARG

di Paciano, affiorano depositi poco organizzati, con livelli di ciottoli di arenaria, a spigoli vivi, molti dei quali bruniti in superficie, intercalati a sabbie grossolane a laminazione incrociata, di colore giallo ocra vivo: le migliori situazioni di affioramento sono situate in località Buttinale e sotto il cimitero di Paciano (fig. 35). La stessa unità è stata incontrata in sondaggio in Loc. Peschiera e individuata nel pozzo "Poderone" (zona industriale Panicale: fig. 34), immediatamente a contatto con il substrato litoide. Le embriciature dei ciottoli con dispersione delle paleocorrenti tra NE e NW, la scarsa classazione, l'arrotondamento modesto, la presenza di tessiture *open–work*, l'organizzazione appena accennata, testimoniano l'azione di un processo trattivo a scarsa capacità selettiva, di tipo alluvionale, con flussi provenienti dalla retrostante dorsale. Si può pertanto ipotizzare un contesto deposizionale di conoide alluvionale. Nella seconda zona, situata nell'area di testata del T. Tresa, affiorano diffusamente sabbie a granulometria variabile, da sabbie medie a sabbie limose, color ocra vivo, contenenti frammenti eterometrici di arenaria e più raramente di calcareniti, a scarso arrotondamento e dimensioni

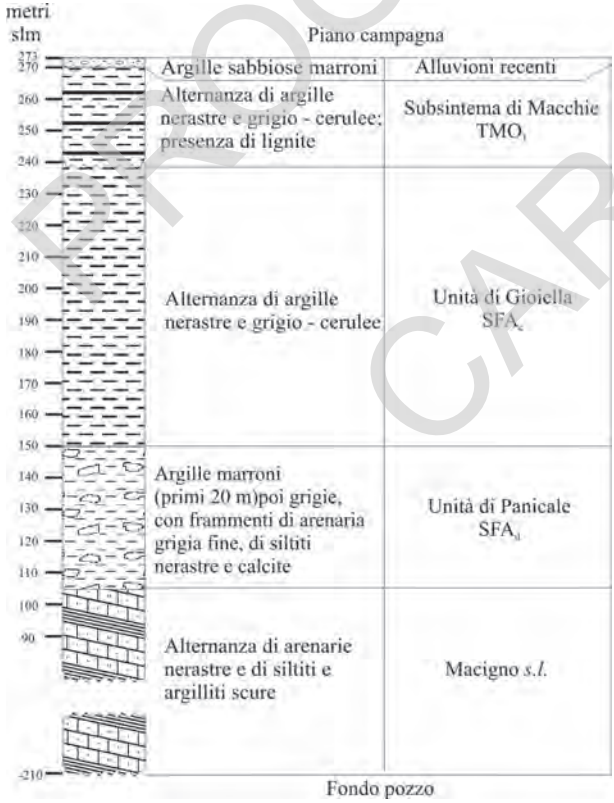


Fig. 34 - *Stratigrafia del Pozzo "Poderone", a nord di Panicale.*

PROGETTO CARG

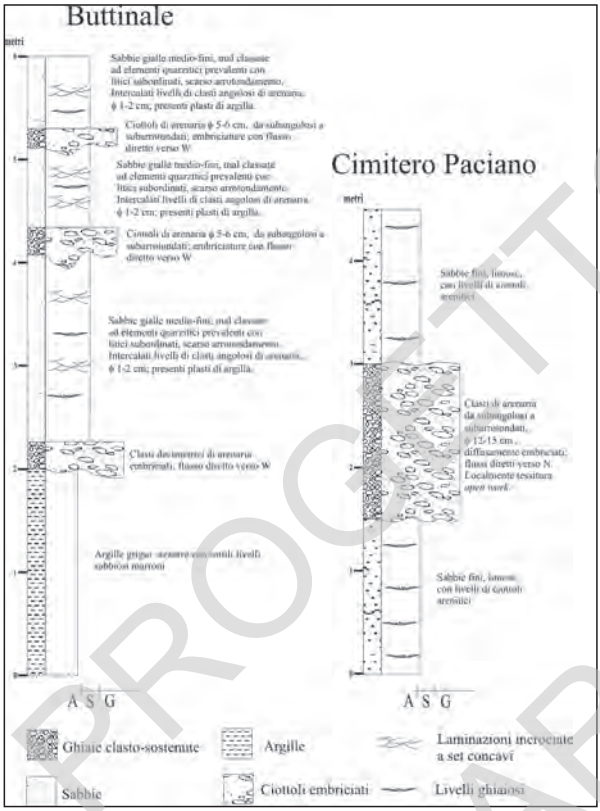


Fig. 35 - *Log sedimentologici – stratigrafici dell'unità di Panicale (SFA_d), negli affioramenti di loc. Buttinale e Cimitero Paciano.*

variabili dai pochi cm fino ad un massimo di 50 cm. Localmente, questi depositi appaiono cementati: in vari punti, l'aratura ha evidenziato la presenza di conglomerati ben cementati costituiti da arenaria in clasti eterometrici, ad arrotondamento variabile, con noduli limonitici. Soprattutto nell'area di testata, i fossi incidono profondamente i suddetti depositi, creando vallecole asimmetriche. Il reticolo idrografico attuale appare pertanto fortemente sovrimposto all'unità di Panicale. L'origine di tali depositi sembra imputabile a processi, in prevalenza massivi, sia di tipo *sediment gravity flows* che *fluid gravity flows*, attivi sui versanti. I dati di sondaggio (Pozzo Poderone: fig. 34) evidenziano uno spessore pari a non meno di 45 – 50 m. L'unità di Panicale appoggia direttamente sul substrato arenaceo miocenico e scompare, mediamente alla quota 295-300 m s.l.m., al di sotto del sintema del Trasimeno, oppure è coperta da una coltre eluvio – colluviale attuale o subattuale.

La stratigrafia del pozzo "Poderone" (figg. 30 e 34), insieme alle indicazioni temporali desunte dalla letteratura, permette di ricostruire rapporti di eteropia la-

PROGETTO CARG

terale sia con l'unità di Gioiella (SFA_c), nell'alta Valle del Tresa, sia con l'unità di Moiano (SFA_a), nel settore sud-occidentale del foglio. Tali rapporti non sono comunque mai visibili in affioramento. Nell'insieme, l'unità di Panicale può essere considerata come il risultato di più conoidi coalescenti e dei processi che avvenivano sui versanti tra un conoide e l'altro, in un contesto pedemontano. I dati di letteratura segnalano nella Valle del Tresa, e nell'area di Paciano in particolare, ritrovamenti di mammalofaune (*Pachycorcuta brevirostris*) riferibili all'Unità Faunistica di Tasso (Argenti, 2004), che permettono di assegnare l'unità di Panicale al Pleistocene inferiore.

Pleistocene inferiore

5.1.2. - *Sintema del Trasimeno* (**TMO**)

I depositi del sintema del Trasimeno hanno un assetto sub-orizzontale e poggiano, in discordanza angolare, sul sintema di Sanfatucchio ad ovest e a sud del lago, e direttamente sul substrato litoide sulla sponda orientale. La stessa superficie di discontinuità ha un'immersione media di circa 2° verso NNE, come appare chiaramente dalle sezioni sismiche sotto il bacino lacustre attuale, inclinazione che sembra attenuarsi procedendo verso la sponda orientale del Lago stesso. L'appoggio sul sintema di Sanfatucchio avviene in corrispondenza dell'unità di Gioiella nell'area occidentale e dell'unità di Panicale in quella meridionale; il passaggio è spesso mascherato, in affioramento, dall'interposizione di una più o meno estesa fascia di depositi eluvio-colluviali, sviluppata al contatto tra due litotipi a differente erodibilità.

Pleistocene medio – superiore

Subsintema di Macchie (**TMO_1**)

Caratterizza la fascia circostante il Lago Trasimeno, ad eccezione delle sponde orientali del Lago stesso, e un'area coincidente con l'alta Valle del Tresa. In corrispondenza delle colline circostanti le tre sponde suddette, si estende circa dalla quota 300 m slm fino a scomparire, intorno a quote di 270-260 m s.l.m., al di sotto dei depositi lacustri terrazzati del subsintema di S. Feliciano. Nella Valle del Tresa, i depositi occupano le colline antistanti Panicale e Paciano, nella zona dell'abitato di Colgiordano, da circa quota 295-300 m slm fino a raccordarsi dolcemente alla valle del torrente Tresa; un analogo assetto caratterizza l'altro versante della Valle, a scendere dalle colline su cui sorgono gli abitati di Panicarola e Macchie. La litofacies prevalente, che caratterizza i rilievi collinari suddetti, è costituita da sabbie medio-fini, localmente limose, di colore giallo - marrone alternate ad argille limoso - sabbiose a media plasticità, dello stesso colore, in

PROGETTO CARG

livelli di spessore variabile. Alcuni cambi cromatici (venature grigie) evidenziano la presenza di resti di apparati radicali in posizione di vita. Localmente sono presenti sabbie medio-grossolane, talvolta cementate. Nei livelli a granulometria maggiore sono talvolta appena visibili lamine incrociate, prevalentemente a *set* concavi. Nel pozzo "Poderone" (fig. 34), al di sotto di un modesto spessore di depositi alluvionali recenti, sono stati incontrati circa 30 m di argille nerastre e grigio–cerulee con lignite, la cui presenza è confermata da alcuni sondaggi geoelettrici nell'area industriale di Panicale. Un'analoga litofacies argillosa è visibile in Loc. Colgiordano. Le situazioni di affioramento non consentono una descrizione di maggiore dettaglio, attraverso la realizzazione di log stratigrafici-sedimentologici. Alcuni affioramenti, di spessore modesto e mai superiore a 1-2 m, sono stati notati in prossimità del Cimitero di Macchie, a seguito di alcuni lavori di sistemazione ed approfondimento di canali artificiali. Integrando i dati di pozzo con la situazione affiorante, lo spessore dell'unità è stimato intorno a 30-50 m al di sotto dei rilievi collinari, e aumenta ulteriormente verso il centro del Lago attuale, dove raggiunge massimi di circa 80 m. Nel complesso, questi depositi possono essere attribuiti ad un ambiente di piana alluvionale, solo occasionalmente invaso dall'acqua durante i periodi di piena, con processi di tipo *sheet flood*. Le argille lignitifere descritte in pozzo sono da considerare più propriamente come depositi di ambiente lacustre-palustre, anch'essi contenuti all'interno della piana alluvionale. Conformemente ai dati riportati in letteratura (Argenti, 2004), ed in base ai rapporti con le unità sottostanti, il subsintema di Macchie viene attribuito al Pleistocene medio - superiore.

Pleistocene medio - superiore

Subsintema di S. Feliciano (**TMO_2**)

Caratterizza una fascia di ampiezza variabile lungo tutto il perimetro del Lago Trasimeno, che si estende da una quota di 260-270 m s.l.m. fino all'attuale area di influenza dei processi lacustri. In aggiunta a quanto visibile in superficie, la descrizione litostratigrafica è possibile grazie ai sondaggi dell'area di S. Feliciano (fig. 36). Si tratta di limi argilloso – sabbiosi e sabbie limose prevalenti, con intercalate localmente argille grigio-azzurre e sabbie, di origine lacustre, o argille scure, con resti vegetali, di ambiente lacustre-palustre. Lo spessore, desunto dai dati di pozzo e di terreno, non è superiore ai 10-15 m. Sulle sponde meridionali ed occidentali del Lago i depositi appoggiano sul subsintema di Macchie (TMO_1), mentre su quelle orientali e sud–orientali il contatto basale avviene con il substrato pre-pliocenico alterato. Nella stessa area, i depositi del subsintema di S. Feliciano scompaiono verso est al di sotto dei depositi di versante e dei corpi di conoide di età recente, che fanno da raccordo con i rilievi.

Localmente, soprattutto da foto aerea, sono riconoscibili, per brevi e discon-

PROGETTO CARG

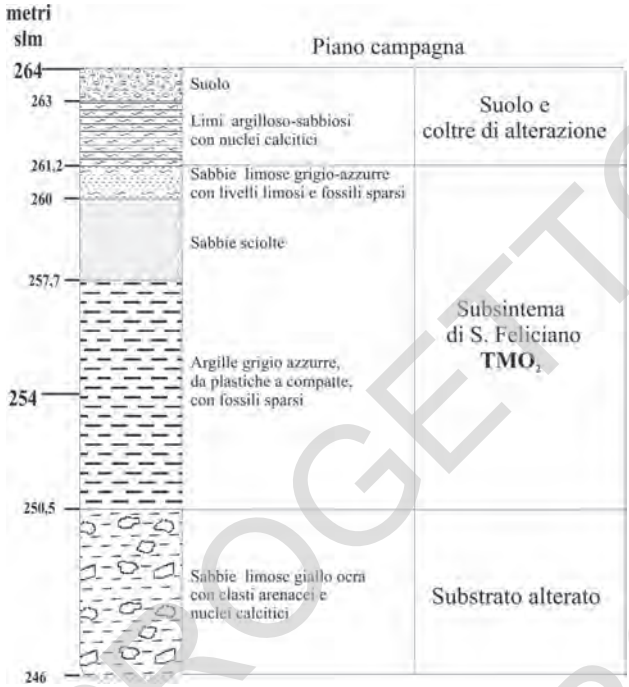


Fig. 36 - *Stratigrafia del sondaggio "S. Feliciano", eseguito in prossimità del campo sportivo.*

tinui tratti, relitti di antiche linee di riva, a testimonianza delle numerose oscillazioni del livello del lago, verificatesi in epoca storica e protostorica. Sono state rinvenute malacofaune subattuali di ambiente dulcicolo (*Gyraulus albus*, *Valvata piscinalis*, *Succinea oblonga*), accompagnate da opercoli di *Bithynia* e da oogoni di *Characeae*. In base ai rapporti con i depositi palustri e lacustri che caratterizzano l'attuale fascia costiera e ai sistemi di conoide presenti nel settore nord-orientale, il subsintema di S. Feliciano viene riferito al *Pleistocene superiore*.

Pleistocene superiore

5.2. - Supersintema Tiberino (**ST**)

Il corpo sedimentario rappresentato dal supersintema tiberino è dato da sedimenti lacustri e fluviali che si sono depositati nell'omonimo bacino nel Plio-Pleistocene. Questi sono stati descritti a nord nelle Note illustrative dei Fogli 289 "Città di Castello" e 299 "Umbertide", a sud da vari autori, tra i quali, per il ramo sud-occidentale, Conti & Girotti (1977), Ambrosetti *et alii* (1987), Ambrosetti *et alii* (1995), Basilici (1992) e Bonini (1997).

Il supersintema tiberino è delimitato al tetto dai depositi recenti ed attuali,

PROGETTO CARG

dove presenti. Il contatto basale è di discordanza sul substrato pre-pliocenico.

I depositi che afferiscono a questo supersintema affiorano in tutta la parte orientale e meridionale del Foglio 310 “Passignano sul Trasimeno”. Sono stati individuati due sintemi (il sintema di Perugia e quello del Nestore), espressione di due bacini principali, posti rispettivamente ad est ed ovest della dorsale che da nord a sud va dal rilievo di Monte Sperello a quello di Monte Petriolo: il bacino del Torrente Caina e quello del Fiume Nestore.

Pleistocene

5.2.1. - *Sintema di Perugia* (**PGU**)

Il sintema di Perugia affiora alle falde dei rilievi che circondano l’attuale valle del Torrente Caina e dei suoi affluenti, nella fascia di rilievi collinari che da Pila arriva a Pieve Caina e nell’area che va da Ellera a Capanne.

I sedimenti che caratterizzano questo sintema sono principalmente argillosi, limo-argillosi e calcarei (travertini e calcari micritici). Sono presenti anche rare sabbie e ghiaie. Essi poggiano in discordanza sul substrato pre-pliocenico e sono ricoperti localmente dai depositi eluvio-colluviali, alluvionali, palustri e di versante recenti ed attuali.

Sulla stratigrafia della successione si hanno poche informazioni bibliografiche (Bonarelli, 1967; Giovagnotti, 1962; Jacobacci *et alii*, 1970; Principi, 1930), mentre sono numerosi i sondaggi effettuati soprattutto nell’area meridionale del sintema tra Ellera e San Biagio della Valle.

Il sintema di Perugia è stato suddiviso in tre subsintemi (dal basso verso l’alto stratigrafico: subsintema di Magione, subsintema di Messiano e subsintema di Santa Sabina) ed una serie di unità e litofacies non sempre facilmente correlabili tra loro, a causa delle discontinuità degli affioramenti, della intensissima attività agraria e della presenza di aree a forte urbanizzazione.

Pleistocene

Subsintema di Magione (**PGU_1**)

Il subsintema di Magione affiora in tutta l’area occupata dal sintema di Perugia, tranne dove ad esso si sono sovrapposti i depositi del subsintema di Santa Sabina (area tra Ellera e Capanne). Le litologie prevalenti sono date da limi, argille, argille lignitifere e limi calcarei più o meno litificati. Sono inoltre presenti rare sabbie e ghiaie. Sono distinguibili due unità, caratterizzate dalla presenza o meno dei limi calcarei, rispettivamente nella parte nord-orientale (unità di Solomeo) ed in quella sud-occidentale (unità di San Biagio). Le due unità sono probabilmente tra loro eteropiche e rappresentano ambienti deposizionali distinti, ma limitro-

PROGETTO CARG

fi. La giacitura, desumibile nei rari affioramenti, presenta una immersione verso N-NE con un'inclinazione massima di 10°.

Il subsintema di Magione poggia in discordanza sul substrato pre-pliocenico e presenta come superficie limite superiore la base dei subsintemi di Santa Sabina e di Messiano o delle coperture più recenti. Le superfici di discordanza al tetto non sono osservabili direttamente, ma sono desumibili dai rapporti giaciturali.

Pleistocene inferiore

Unità di Solomeo (**PGU_{1b}**)

Affiora alle falde del Monte Rentella, dei rilievi che bordano la conca di Magione e del versante occidentale del colle di Corciano, nella zona di Solomeo e della Vallelupina, nell'area a monte del supercarcere di Capanne e di Castiglion della Valle. Gli affioramenti sono scarsi e di estensione limitata. Le litologie, caratterizzate soprattutto sulla base di sondaggi, comprendono limi, limi argillosi, argille anche lignitifere e sabbie fini grigio scuri ed azzurri; sono inoltre presenti livelli di ghiaie poligeniche, prevalentemente arenacee. Localmente, in aree addossate ai versanti, in località Valle Lupina, si hanno piccoli affioramenti, nei quali clasti disorganizzati di arenaria millimetrico-centimetrici, da poco arrotondati ad arrotondati, sono inglobati in una matrice sabbio-limosa. La migliore esposizione è in una scarpata del fosso che si trova tra le località Grosinesche e Palazzo. La potenza dell'unità, valutabile grazie ai sondaggi, è di almeno 40 metri.

L'unità poggia direttamente in discordanza sul substrato pre-pliocenico. Essa fu deposta in ambiente lacustre poco profondo, a tratti impaludato, con apporti detritici dai versanti. La tendenza generale è stata poi quella di un progressivo impaludamento dell'area.

Al momento non esistono elementi per una datazione di questa unità, che, per confronto con l'analoga unità di S. Biagio, presente in aree contigue nella stessa posizione stratigrafica, può essere considerata pleistocenica inferiore.

Pleistocene inferiore?

Unità di S. Biagio (**PGU_{1a}**)

Affiora nella zona di Ellera e nella fascia collinare che va da Pila a Pieve Caina. La descrizione litologica è stata fatta in base ai rari affioramenti naturali, agli scassi per la realizzazione delle fondamenta di alcune costruzioni e al discreto numero di sondaggi raccolti.

La litologia prevalente è costituita da limi, limi argillosi, limi sabbiosi ed argille, anche lignitifere. Sono presenti rari livelli di sabbie fini, come nel Fosso Trebbio presso Pila e livelli di ghiaie, come ad esempio in località Passo delle Vacche. In un sondaggio effettuato a Strozzacapponi sono stati ritrovati dei gasteropodi

PROGETTO CARG

ascrivibili al Villafranchiano superiore in un livello lignitifero (*Melanoides affinis* e *Planorbarius corneus*).

Intercalati ai limi e le argille sono inoltre presenti calcari micritici laminati e limi calcarei polverulenti. I primi sono molto abbondanti, soprattutto come frammenti nel suolo agrario, lungo la dorsale che da Pila arriva a Pieve Caina; a volte assieme ad essi sono presenti travertini fitoermali, come in località Podere Cerreto. Nei rari affioramenti, spessi meno di un metro, come ad esempio presso Casa Ranco, calcari e limi calcarei sono alternati ad argille ricche in sostanza organica e con variabile componente carbonatica.

I calcari sono ricchi in modelli di lamellibranchi e gasteropodi dulcicoli e polmonati (*Bythinia* sp., *Valvata* sp., *Melanoides* sp., *Corbula* sp.) e all'analisi in sezione sottile e in lavato presentano molta sostanza organica, resti vegetali, oogoni di *Characeae* ed ostracodi (*Cyprideis torosa*, *Ilyocipris* sp. *Candona* sp.) e laminazioni da microalghe o batteri.

Dall'esame di un sondaggio effettuato negli anni '60 nell'area di S. Sabina ("Santa Sabina", fig. 39) che non ha incontrato il substrato pre-pliocenico, è possibile valutare per l'unità di San Biagio una potenza maggiore di 130 m. Essa ha una stratificazione debolmente inclinata (al massimo di 10° verso NE), visibile ad esempio in località Casa Ranco, e poggia in discordanza sul substrato pre-pliocenico costituito dalla Marnoso-Arenacea.

L'ambiente deposizionale di tale unità era lacustre poco profondo, a tratti palustre, con frequenti episodi di deposizione carbonatica (grazie all'azione di alghe e/o batteri).

Nell'area di Ellera è stata rinvenuta, in corrispondenza di uno strato argilloso, una ricca mammalofauna (*Pantera* cf. *P. gombaszoegensis*, *Stephanorhinus* cf. *S. etruscus*, *Hippopotamus* cf. *H. antiquus*, cf. *Eucladoceros* sp., *Pseudodama* sp., *Leptobos* cf. *L. vallisarni*) riferibile alla Unità Faunistica di Farneta (Principi, 1930; Ambrosetti *et alii*, 1995; Argenti, 2004). Questa informazione, così come quella desumibile dai gasteropodi trovati a Strozzacapponi, permettono di considerare questa unità pleistocenica inferiore.

Pleistocene inferiore

Subsintema di Messiano (**PGU$_2$**)

Affiora in località Messiano, dove dà luogo ad una scarpata alta circa 3 metri. Esso è costituito da sabbie medio-fini, più o meno sciolte, in strati dello spessore di 10 – 20 cm, a gradazione grossolanamente diretta. Sono inoltre presenti noduli subsferici a matrice carbonatica.

All'osservazione al microscopio ottico le sabbie risultano ricche in leucite molto alterata, proveniente da litoclasti di rocce vulcaniche. In esse si hanno anche molti cristalli eudrali a spigoli vivi di olivina, clinopirosseno e sanidino. Questi

PROGETTO CARG

elementi sono presenti, anche se in minor quantità, anche nei noduli. Un'analisi alla microsonda elettronica effettuata, presso il laboratorio microsonda dell'IGAG-CNR di Roma sotto la supervisione della Prof. M.L. Frezzotti dell'Università di Siena, sui pirosseni e sulle inclusioni vetrose presenti in essi ha confermato il chimismo alcalino-potassico del magma ed ha evidenziato la notevole ricchezza di volatili ed acqua.

Il subsintema di Messiano presenta una giacitura suborizzontale e poggia in discordanza angolare sul subsintema di Magione (unità di San Biagio).

Lo spessore visibile in affioramento è di almeno 3 metri.

L'ambiente deposizionale era probabilmente un piccolo bacino lacustre, in cui si accumularono le piroclastiti. La paragenesi alcalino-potassica moderatamente basica e i dati dell'analisi alla microsonda, indicano per queste tufiti un'affinità vulsina e quindi una probabile età pleistocenica medio-superiore.

Pleistocene medio-superiore

Subsintema di Santa Sabina (***PGU$_3$***)

Affiora nell'area che da Ellera va a Castel del Piano verso sud, Capanne e Volpaie verso ovest e Lacugnano verso est.

Litologicamente è caratterizzato dall'abbondanza di travertini. Si possono distinguere due litofacies, presenti, rispettivamente, nelle aree prossimali e distali rispetto alle sorgenti da cui si sono originate le acque ricche in carbonato di calcio, localizzate lungo il versante meridionale del Monte Lacugnano.

Nelle aree prossimali si hanno travertini fitoermali e fitoclastici in strati centimetrici e decimetrici, limi e sabbie calcarei cementati in banchi di spessore fino a qualche metro, livelli di sabbie calcaree sciolte e paleosuoli (PGU$_{3a}$). Gli affioramenti più significativi si trovano a S. Sabina, dove è anche la sezione caratteristica nella località I Sodi (SSAB1: figg. 37 e 38), a Volpaie, a Corbari e presso la necropoli etrusca di Strozzacapponi. Nelle aree distali si trovano alternanze di livelli decimetrici di argille, limi, sabbie calcaree e travertini (PGU$_{3b}$). Queste successioni non sono osservabili in affioramento (anche se il terreno agrario argilloso-limoso è localmente ricco in frammenti di limi calcarei cementati), ma sono ben chiare dall'analisi dei sondaggi. La potenza massima si ha nell'area di S. Sabina, dove raggiunge i 25-30 m (sondaggio "Santa Sabina": fig. 39).

Il subsintema di Santa Sabina ha giacitura suborizzontale con lievi ondulazioni locali e poggia in discordanza angolare sulla più antica unità di S. Biagio, facente parte del subsintema di Magione.

L'associazione fossilifera presente nei travertini fitoermali è data da foglie e fusti di graminacee (*Arando* sp., *Phragmites* sp.) e cyperacee (*Carex*?) (Principi, 1930; Giovagnotti, 1962) e da molluschi lacustri (*Planorbarus* sp., *Bythinia* spp.) (Giovagnotti, 1962). Nei limi e sabbie calcarei sono stati rinvenuti abbondanti

PROGETTO CARG

Fig. 37 - *Santa Sabina – I Sodi. Sezione caratteristica (SSAB1) del subsintema di S. Sabina.*

PROGETTO CARG

molluschi, ostracodi ed oogoni di *Characeae*. L'ambiente deposizionale era di tipo lacustre (limi, limi e sabbie calcaree) e palustre (travertini fitoermali e fitoclastici, paleosuoli, argille), con prevalenza di quest'ultimo. PRINCIPI (1930) segnala il ritrovamento presso Case Rosci di una mammalofauna (*Elephas antiquus*, *Cervus elaphus*, *Bos primigenius*, *Sus scrofa* ed *Ursus spelaeus*) inclusa in un travertino di colore giallastro, riferibile all'Aureliano (PETRONIO et alii, 2003). Una datazione radiometrica effettuata con il metodo dei disequilibri della serie dell'U e del Th, presso il laboratorio di geocronologia dell'Università di Roma Tre ha fornito una coerente età di 115.000 ± 8.000 anni (vedi Appendice 4).

Pleistocene superiore

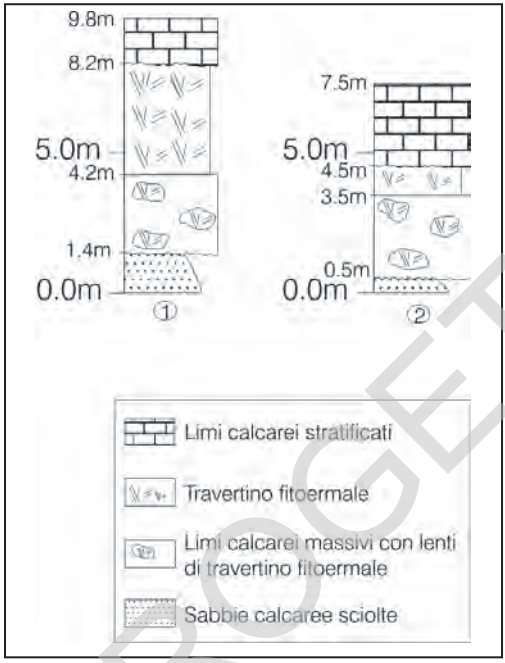


Fig. 38 - *Logs sedimentologico – stratigrafici del subsintema di S. Sabina, che ne evidenziano la forte variabilità laterale. Santa Sabina – I Sodi: 1. Sezione caratteristica (SSAB1). 2. Sezione SSAB2.*

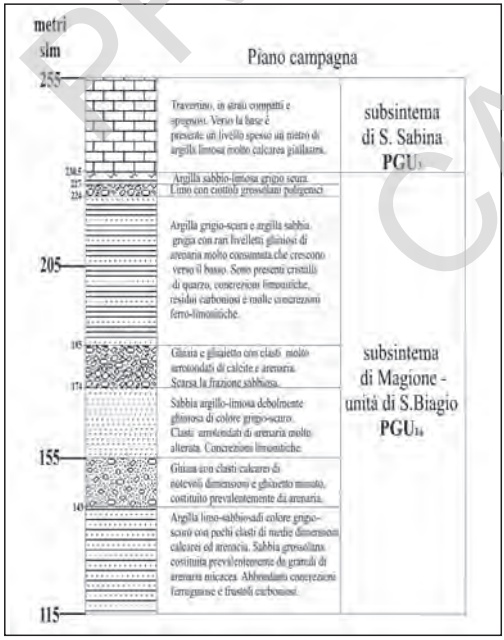


Fig. 39 - *Stratigrafia del sondaggio "Santa Sabina", effettuato nei pressi della vecchia cava di travertino di S. Sabina.*

PROGETTO CARG

5.2.2. - *Sintema del Nestore* (**NSE**)

I depositi del sintema del Nestore affiorano nella valle del fiume omonimo, tra Tavernelle e Monte Petriolo e in quelle dei suoi affluenti in sinistra idrografica, come il Fosso Cigne e il Torrente Cestola.

Essi presentano una notevole gamma litologica che va dalle argille, ai limi, alle ligniti, ai limi calcarei, alle sabbie, alle ghiaie e conglomerati. Questa variabilità è rappresentativa dei diversi ambienti di sedimentazione che si sono succeduti nell'area nel corso del tempo: lacustre, palustre, pedemontano.

Il sintema del Nestore poggia in discordanza sul substrato pre-pliocenico ed è coperto in discordanza dai depositi alluvionali e detritici recenti ed attuali.

Nell'area dove affiorano i depositi di questo sistema è presente la vecchia miniera di lignite di Pietrafitta, dove è stata ritrovata una ricchissima associazione paleontologica comprendente vertebrati, invertebrati, macroresti vegetali e pollini. In attesa del completamento del Museo in costruzione a Pietrafitta, i resti sono attualmente depositati nei locali dell'ENEL di Pietrafitta e nella Collezione Boldrini (Pietrafitta), di proprietà dello Stato.

La stratigrafia della successione è stata indagata soprattutto nell'area della miniera, al fine della ricerca del banco lignitifero (Curli, 1961: Geognostica Umbra S.r.l., 1991). Gli studi scientifici si sono invece concentrati per lo più sulla paleontologia e paleoecologia (Argenti, 2004 *cum biblio*). Ambrosetti *et alii*, 1977 hanno indagato per primi la statigrafia e la tettonica dell'intera area in cui affiorano i depositi del sintema del Nestore. Stratigrafia, geomorfologia e possibile evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area sono anche descritte da Ambrosetti *et alii* (1989), mentre Menichetti (1997) fa un'analisi strutturale di dettaglio nell'area della miniera.

Il sintema del Nestore è stato suddiviso in due subsintemi: dal basso verso l'alto stratigrafico, il subsintema di Tavernelle e quello di Pietrafitta. Un terzo subsintema, più recente era presente nella zona a sud dell'attuale centrale Enel di Pietrafitta, in località Poderetto, l'ultima area soggetta a coltivazione mineraria all'inizio degli anni '90 del secolo passato. L'area è stata completamente modificata a seguito della coltivazione mineraria e i sedimenti affioranti sono stati asportati o ricoperti con materiale di riporto. Qui affioravano, per uno spessore massimo di circa 20 m e in discordanza sul sottostante subsintema di Pietrafitta, dei sedimenti probabilmente depositatisi in una piana alluvionale (Curli, 1961; Ambrosetti *et alii*, 1989; Ambrosetti & Basilici, 1994; Gentili *et alli*, 1996). Essi erano costituiti da sabbie gialle e grigie con minerali piroclastici di sanidino, leucite, analcime, plagioclasi, diopside, flogopite, forsterite ed ossidi di Ti-Fe (Stoppa & Wooley, 1997). Erano inoltre presenti livelli a pomici. L'associazione a vertebrati (*Ursus* sp., *Equus* sp., *Rinocerotidae*, *Cervidae*, *Bovidae*, *Testudinata*) rinvenuta insieme ad un'industria litica consente l'attribuzione di questi

PROGETTO CARG

sedimenti all'Aureliano medio (ARGENTI, 2004) e una datazione radiometrica ha fornito una coerente età di 160-170 ka (LAURENZI *et alii*, 1994).

Pleistocene inferiore

Subsintema di Tavernelle (**NSE$_1$**)

Il subsintema di Tavernelle affiora in tutta l'area del sintema del Nestore e presenta tutta la gamma litologica di questo, tranne le ligniti.

Sono distinguibili due unità eteropiche tra di loro e ben distinguibili litologicamente: l'unità di Fosso Cigne e quella di Fontignano. Le due unità rappresentano ambienti deposizionali ben distinti e il rapporto di eteropia, mai visibile in affioramento, è desunto dai dati stratigrafici e di terreno. La giacitura presenta una immersione verso N-NE con un'inclinazione massima di 10°.

Il subsintema di Tavernelle poggia in discordanza sul substrato pre-pliocenico ed è ricoperto subsintema di Pietrafitta (unità di Fontignano) o, dove presenti dalle coperture recenti ed attuali. La superficie di discordanza tra l'unità di Fontignano ed il subsintema di Pietrafitta non è osservabile in affioramento, ma lo era nel passato nell'area della miniera (AMBROSETTI *et alii*, 1977).

Pleistocene inferiore (U.F. Tasso)

Unità di Fontignano (**NSE$_{1b}$**)

Affiora nella valle del Nestore e in quelle dei suoi affluenti. La descrizione litologica è stata fatta, data l'esiguità di affioramenti, quasi esclusivamente in base ai sondaggi effettuati nell'area tra Fontignano e l'ex miniera di Pietrafitta tra il 1988 e il 1991 per conto dell'ENEL per il progetto della nuova Centrale e per quello della linea ferroviaria che l'avrebbe dovuta collegare alla rete ferroviaria FS. L'unità è costituita da argille a luoghi laminate, argille limose, limi argillosi, con livelli di limi sabbiosi, sabbie linose e rare ghiaie poligeniche. Localmente sono presenti anche livelli di limi calcarei, calcari micritici (come nelle località Pobrilli e Sasso Grosso) e di travertini microermali (località Canella). In tali livelli è segnalata in letteratura (CONTI & ESU, 1981; PETRONIO *et alii*, 2003) una ricca malacofauna a *Neritina groyana*, *Viviparus belluccii*, *Dreissena polymorpha*, *Unio* sp., *Melanopsis affinis*, *Bithinia leachi*, *Valvata piscinalis*, *Valvata cristata*, *Emmericia umbra*, riferibile al Villafranchiano superiore (Unità Faunistica di Tasso). Presso Fontignano, nelle sabbie e argille, è stata rinvenuta una mammalofauna (*Mammuthus meridionalis*, *Hippopotamus antiquus*) riferibile alla Unità Faunistica di Tasso (VERRI, 1886; ARGENTI, 2004).

Puntualmente, in località San Pietro, in un'area molto ristretta, l'unità è caratterizzata da limi argillosi ed argille in strati decimetrici con lamine discontinue scure, ricche in sostanza organica, e chiare, calcaree e non). Gli interstrati milli-

PROGETTO CARG

metrico-centimetrici sono di sabbie molto fini ossidate. L'associazione fossilifera di tale località è data da ostracodi (*Cyprideis torosa* molto abbondante, *Candona* (*Neglctocandona*) *angulata* e *Loxaconcha* sp. molto rari) e resti di foraminiferi bentonici (*Ammonia beccari*, *A. tepida*) a conferma dell'ambiente iperalino presente.

La potenza è stata ricavata considerando le massime quote di affioramento e la profondità del substrato nell'area dell'ex miniera di Pietrafitta, che è ricavabile da sondaggi geognostici effettuati per conto dell'ENEL (Curli, 1961) ed è di circa 250 m. Lo spessore affiorante è molto inferiore (massimo 60-70 m).

Tale unità poggia in discordanza sul substrato pre-pliocenico ed è eteropica all'unità di Fosso Cigne.

L'ambiente deposizionale è lacustre, a tratti palustre con frequenti episodi di sedimentazione carbonatica e rari episodi salmastri. Si può ipotizzare la presenza di un lago non lontano dal mare, a luoghi impaludato.

Le malacofaune e soprattutto le mammalofaune rinvenute permettono di considerare l'unità di Fontignano pleistocenica inferiore.

Pleistocene inferiore

Unità di Fosso Cigne (**NSE$_{1a}$**)

Si trova a ridosso dei rilievi in destra idrografica del Torrente Cestola, alla testata dei Fossi Gratiano e Terrazzella, a monte di Tavernelle, lungo la valle del Fosso Cigne e dei suoi affluenti. Le migliori esposizioni sono nelle profonde incisioni alle testate dei fossi che scendono a valle, per tutta la valle del Fosso Cigne, a monte della località Fornace, in località Il Paradiso, alla base dell'abitato di Missiano e lungo la carrareccia che porta da Le Cigne Basse alla località Molinaccio.

Sono presenti corpi conglomeratici a geometria canalizzata, con base erosiva, spesso mal classati e senza o quasi una organizzazione interna. La matrice dei conglomerati è sabbiosa medio-grossolana.

Si hanno poi sabbie medio-fini con livelli conglomeratici, dove i clasti eterometrici sono grossolanamente organizzati e presentano accenni di embriciature, e sabbie medio-fini contenenti clasti di dimensioni anche notevoli (più di 50 cm), subangolosi, totalmente disorganizzati. Clasti, matrice e sabbie sono di colore rossastro, sia in superficie che internamente. I clasti sono di natura arenacea, hanno dimensioni da pochi centimetri a qualche decimetro e sono da subangolosi a subarrotondati. La sezione caratteristica si trova lungo la valle del Fosso Cigne, in località Il Cerro di sotto (figg. 40 e 41). Altra sezione interessante è quella in località Molinaccio, dove si può osservare lo sviluppo tridimensionale di vari corpi conglomeratici.

Lo spessore dell'unità di Fosso Cigne, valutabile dai dati di affioramento, è di almeno 50 m. Essa poggia direttamente sul substrato pre-pliocenico ed è eteropica all'unità di Fontignano.

PROGETTO CARG

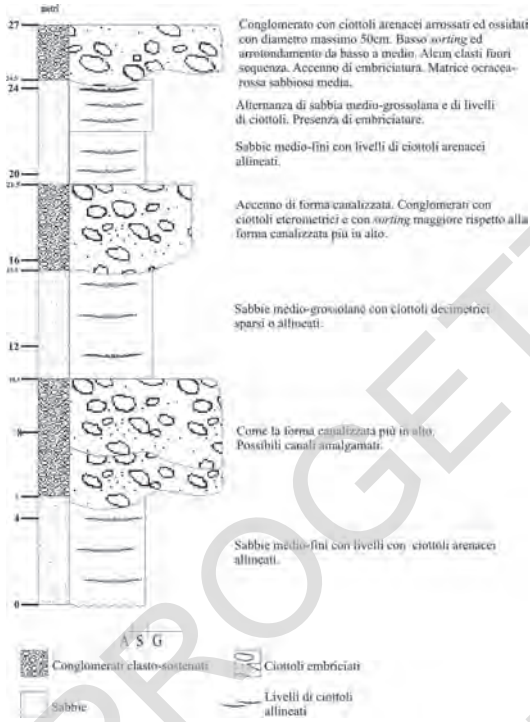


Fig. 40 - *Log sedimentologico – stratigrafico dell'Unità di Fosso Cigne, nella sezione caratteristica di loc. Il Cerro di Sotto.*

PROGETTO CARG

Mentre quest'ultima occupava la maggior parte del bacino di Tavernelle, l'unità di Fosso Cigne si addossava ai rilievi che lo bordavano. Tali rapporti non sono osservabili direttamente sul terreno, ma sono desunti dal fatto che le due unità sono coeve.

L'ambiente deposizionale di questa unità era quello pedemontano, in cui si avevano conoidi alluvionali coalescenti e detriti di versante medio-fini depostisi per trasporto gravitativo e trattivo.

In località Vigna Nuova (Piegaro), appena fuori carta a sud nel foglio Città della Pieve, è stata rinvenuta un'associazione mammalofaunistica (*Megantereon cultrindens*, *Equus* sp., *Rhinocerotidae*, *Sus* sp., *Cervidae*, *Bovidae*) ascrivibile alla Unità Faunistica di Tasso (ARGENTI, 2004), che permette di considerare l'unità di Fosso Cigne pleistocenica inferiore.

Pleistocene inferiore

Subsintema di Pietrafitta (**NSE$_2$**)

Affiora nella zona di Fontignano. Da dati di letteratura (AMBROSETTI *et alii*,

Fig. 41 - *Il Cerro di Sotto. Sezione caratteristica dell'unità di Fosso Cigne* (NSE_{1a}).

1992) si sa che argille siltose grigio verdastre con lamine piane e continue legate a differenze cromatiche, probabile funzione di differente contenuto organico, sovrastano in modo brusco banchi lignitiferi, con rari resti di fusti e rami. Attualmente l'unico affioramento, in cui è comunque visibile solo la parte lignitifera, si trova in località Poderone all'interno della vecchia miniera appena a sud della carta, nel Foglio "Città della Pieve". Altri dati sono desumibili dalle molte descrizioni dei sondaggi geognostici effettuati tra il 1988 e il 1991 per conto dell'ENEL, prima della costruzione della nuova centrale elettrica (sondaggio "Isola produttiva": fig. 42). Buona parte del subsintema è stata asportata durante la coltivazione della miniera, è stata ricoperta da terreno di riporto, oppure si trova nell'area allagata del bacino idrico di regolazione. In campagna affiora comunemente, nel terreno agrario, la parte argillosa.

Le ligniti sono costituite prevalentemente da resti erbacei di cyperacee e graminacee deposte *in situ*. La successione lignitifera è localmente interrotta da sporadici e sottili strati di argille organiche contenenti clasti intraformazionali, molluschi dulcicoli ed ostracodi (*Cyprideis torosa*, Gliozzi *et alii*, 1997).

Lo spessore del subsintema di Pietrafitta, valutabile da dati di letteratura (Curli, 1961; Ambrosetti & Basilici, 1994; Menichetti, 1997) è di circa 30 m. Il contatto con il sottostante subsintema di Tavernelle (unità di Fontignano) è di discordanza angolare.

L'analisi di facies, effettuata da Ambrosetti *et alii* (1992), permette di sup-

PROGETTO CARG

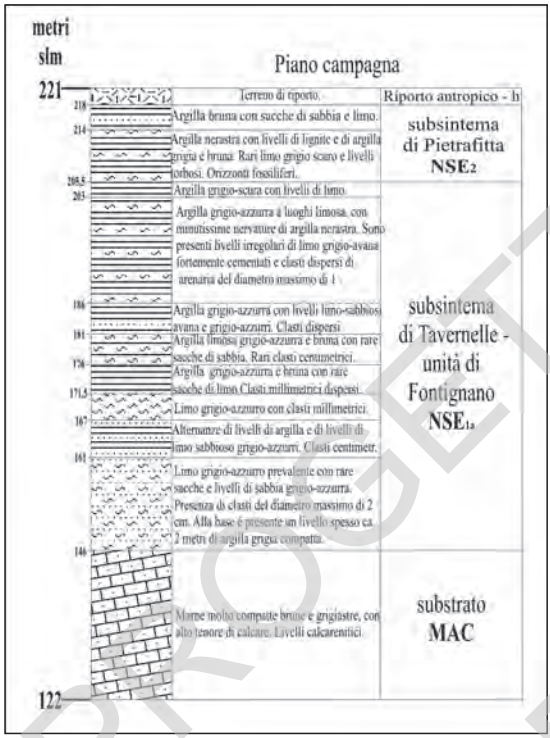


Fig. 42 - *Stratigrafia del sondaggio "Isola produttiva", effettuato nell'area della vecchia miniera di Pietrafitta.*

porre che la lignite si sia depositata in un'area palustre caratterizzata da un'abbondante produzione organica. La palude era forse localizzata ai margini di un bacino lacustre a sedimentazione clastica fine. Le argille intercalate alle ligniti potrebbero essere state prodotte da eventi energetici di particolare violenza, come tempeste, che rimobilizzarono il sedimento del fondo lacustre, trasportandolo verso la palude marginale. Successivamente si ebbero un repentino approfondimento delle acque del bacino, l'espansione del lago e la sommersione della palude.

La ricca fauna fossile a vertebrati (Mammalia: *Sorex* cf. *S. minutus*, *Macaca sylvana florentina*, *Panthera gombaszoegensis*, *Pannonictis nestii*, *Ursus etruscus*, *Mammuthus meridionalis vestinus*, *Equus* sp., *Stephanorhinus* cf. *S. hundsheimensis*, *Megaceroides obscurus*, *Pseudodama farnetensis*, *Leptobos* aff. *L. vallisarni*, *Castor fiber*, *Mimomys pusillus*, *Microtus* (*Allophaiomys*) cf. *M.* (*A.*) *ruffoi*, *M.* (*A.*) *chalinei*, *Oryctolagus* cf. *O. la costi*; Aves: *Podiceps grisegene*, *Phalacrocorax* cfr. *P. carbo*, *Ixobrychus* sp., *Cygnus* aff. *C. colombianus*, *Anas penelope*, *Anas clypeata*, *Anas crecca* vel *Anas quequerdula*, *Aythya aretina*, *Aythya sepulta*, *Mergus merganser*, *Mergus serrator*, *Anatidae*, *Rallidae*, *Gallus* n. sp.; Reptilia: *Emys orbicularis*, *Natrix* sp., *Vipera ammodytes;* Amphibia: *Lato-*

PROGETTO CARG

nia cf. *L. ragei*, *Rana* gr. *R. ridibunda* e numerosi resti di pesci), invertebrati con molluschi (*Ancylus* sp., *Bithynia tentaculata*, *Lymnaea bucciniformis*, *Unio* sp.) e resti vegetali (semi, fogli, frutti, pollini) appartenenti a *Pinus*, *Tsuga, Quercus, Pterocarya*, *Carya*, *Zelkova*, *Liquidambar* consentono l'attribuzione alla Unità Faunistica di Farneta (ARGENTI, 2004 *cum biblio*).

Pleistocene inferiore

6. - UNITÀ STRATIGRAFICHE QUATERNARIE NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

Queste coperture di età tardo-quaternaria derivano dall'attività passata e presente di vari processi morfogenetici, quali processi gravitativi di versante, processi fluvio-torrentizi e processi lacustri. La cartografia dei vari tipi di depositi e degli accumuli di frana deriva da un'analisi di terreno che si avvale in larga misura di osservazioni litologiche, tessiturali e morfologiche, con l'integrazione dell'analisi fotointerpretativa.

6.1. - DEPOSITO DI VERSANTE (**a**)

Si tratta di depositi legati prevalentemente all'accumulo gravitativo al piede dei versanti in seguito all'alterazione e/o al disfacimento dei rilievi. Sono costituiti da materiali eterometrici la cui natura è funzione della composizione litologica dei retrostanti bacini di alimentazione. Possono essere costituiti sia da depositi sabbiosi e limosi (ai piedi dei rilievi terrigeni e di quelli sabbioso-ghiaiosi pleistocenici), sia da clasti eterometrici a spigoli vivi con matrice sabbioso-limosa, generalmente non cementati (ai piedi dei rilievi carbonatici).

Pleistocene - Olocene

6.2. - DEPOSITO DI FRANA ($\mathbf{a_1}$)

Riguardano gli accumuli di vari tipi di frana, costituiti da ammassi detritici incoerenti aventi una tessitura caratterizzata da clasti litologicamente eterogenei e granulometricamente eterometrici, supportati da matrice pelitica più o meno abbondante; la struttura è generalmente caotica e, nei corpi di maggior volume, talora comprende grandi porzioni rocciose dalla stratificazione apparentemente poco disturbata, ma in realtà dislocate in massa. Per quanto riguarda la morfodinamica di questi corpi, le frane con e senza indizi di movimento non sono state distinte.

Olocene

PROGETTO CARG

6.3. - Detrito di falda (**a_3**)

Sul versante occidentale della collina di Lacugnano è presente un deposito cementato di materiale detritico con clasti carbonatici a spigoli vivi in accumuli massivi e, a luoghi, grossolanamente stratificati, in una matrice argillosa rossa.

Pleistocene-Olocene

6.4. - Deposito alluvionale (**b**)

Depositi alluvionali in rapporto con la morfologia e la dinamica attuali. Alluvioni distribuite lungo l'asta torrentizia con granulometria variabile comprendente massi, ciottoli, ghiaie e sabbie; occupano l'alveo di piena e sono rimobilizzabili per variazioni di portata, specialmente in occasione delle piene stagionali.

Olocene

6.5. - Coltre eluvio - colluviale (**b_2**)

Questi depositi tendono a costituire coperture su versanti poco acclivi e a colmare preesistenti depressioni. Rientrano in questa tipologia anche le terre rosse che occupano le doline presenti nel Monte Malbe. Sono costituiti da materiali variabili sia per dimensioni che per composizione la quale riflette quella dei depositi dai quali si originano in genere per alterazione venendo, poi, mobilizzati e trasportati per processi di ruscellamento e depositati dopo un percorso generalmente poco prolungato. A causa di queste modalità di genesi, i depositi in genere non presentano stratificazione, coerenza e classazione granulometrica ed uno scheletro di clasti; sono, invece ricchi di matrice limosa, limoso-sabbiosa o limoso-argillosa. In carta, questi depositi sono stati rappresentati solo quando la loro potenza era stimata superiore ai due metri.

Pleistocene ? - Olocene

6.6. Deposito di debris-flow (**b_4**)

Si tratta di depositi rappresentati da clasti mal classati e di varie dimensioni immersi in una matrice sabbioso-argillosa. Questi corpi derivano dalla deposizione di colate detritico-fangose incanalate (*debris e muddy-debris flow deposits*) costituite da un insieme di materiale fine (sabbie, argille) e gorssolano (massi, ciottoli, ghiaie), contenenti una quantità d'acqua variabile. La massa fangosa in sospensione acquosa si propaga lungo le aste torrentizie come un unico corpo,

PROGETTO CARG

senza separazione tra la fase solida e quella liquida.
Olocene.

6.7. - Deposito lacustre e palustre (**e**)

Sono visibili lungo tutto il perimetro del Lago Trasimeno, sebbene localmente modificati dall'azione antropica, con un'ampiezza variabile da zona a zona ma sostanzialmente maggiore nel settore sud-orientale. Si tratta di sabbie limose e argille grigio – azzurre di ambiente lacustre, argille, limi e torbe di ambiente palustre, legati allo specchio lacustre attuale. Possono essere riconosciute sia aree soggette al moto ondoso (spiagge) che zone impaludate, occupate da canneti. In molti casi, le spiagge sono sviluppate oltre i canneti, verso il centro del lago.

Lo spessore di questi depositi non supera i 5m.

Olocene

6.8. - Depositi antropici (**h**)

Depositi di origine antropica (ad esempio colmate, discariche, etc.), generalmente rappresentati da materiale di varia granulometria, non cementato.

Olocene

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

V. - GEOFISICA E STRATIGRAFIA DEL LAGO TRASIMENO

(*a cura di L. Gasperini*)

1. - PREMESSA

Il rilievo geofisico del Lago Trasimeno è stato realizzato in due fasi successive, la Campagna TRASI-04 e la Campagna TRASI-05, nel Dicembre 2004 e nel Giugno 2005, rispettivamente. Nel corso delle due campagne eseguite da ISMAR-Bologna nell'ambito di una convenzione con il Servizio Geologico della Regione Umbria, sono stati acquisiti dati di: a) batimetria e morfologia del fondale, per mezzo di ecoscandagli a fascio singolo e multifascio; b) sismica a riflessione superficiale, utilizzando un sistema *Chirp-Sonar* che ha permesso di ottenere immagini acustiche dei primi 30-40 m del sottofondo lacustre con risoluzione decimetrica (fig. 43); c) sismica a riflessione profonda, con un sistema *water-gun* e un cavo di ricezione multicanale (fig. 44).

I dati geofisici sono stati integrati dal campionamento di sedimenti del fondo lago, ottenuti utilizzando una benna e un carotiere acqua-sedimento. Una carota, della lunghezza di 53 cm, è stata analizzata per determinare il tasso di sedimentazione a scala secolare.

I dati relativi al lago compaiono nel foglio sotto forma di: a) un elaborato principale, che consiste nella mappa del Basamento Acustico con sovraimposta la morfologia del Fondale Lacustre, entrambi in quote riferite al livello del mare; b) tre carte accessorie, comprendenti la batimetria e due superfici di riferimento della sottosuperficie del lago (fig. 45, 46 e 47); c) una sezione sismica "migrata in tempi", emblematica dell'assetto strutturale e deposizionale del sottofondo lacustre (fig. 51). Gli elaborati cartografici sono stati compilati utilizzando il pacchetto open-source GMT (Wessel & Smith, 1995).

2. - MORFOBATIMETRIA

Le bassissime profondità e la notevole estensione areale del lago si sono rivelate l'ostacolo principale per ottenere un accurato modello digitale del fondale; la soluzione è stata utilizzare un ecoscandaglio digitale ad alta frequenza (200 KHz), interfacciato a un sistema di posizionamento RTK (Real Time Kinematic) a precisione centimetrica anche nella misura delle quote, minimizzando in questo modo l'errore su questo asse che avrebbe pesato moltissimo data la limitata ecursione batimetrica. I dati batimetrici sono stati acquisiti lungo un grigliato regolare di profili contemporaneamente ai dati di sismica a riflessione superficiale. Per ottenere un maggior dettaglio, soprattutto nelle zone a topografia piu` accidentata come i fianchi delle isole, sono stati fondamentali i dati acquisiti per mezzo di un ecoscandaglio multifascio, il SeaBat 8125 della Reson. Il prodotto finale, dopo le necessarie elaborazioni quali correzioni statiche, calibrazione della velocità di propagazione del suono, filtraggio delle misure affette da errore, ecc., è una nuova carta morfo batimetrica del Lago Trasimeno (fig. 45), che mostra come dal punto di vista morfologico il lago abbia l'aspetto di una conca piatta, con una lievissima pendenza verso la zona centrale dove si osservano profondità massime di circa -6 m rispetto allo zero idrometrico. Rispetto alla linea di riva, la zona di massima profondità appare sensibilmente spostata verso Nord, con due depocentri principali: il primo, approssimativamente baricentrico rispetto alle coste, si localizza lungo l'allineamento Castiglione del Lago- Monte del Lago; il secondo, di estensione più limitata, è localizzato nel settore settentrionale del lago, a SE dell'Isola Maggiore. I gradienti topografici sono molto bassi e costanti quasi ovunque, eccetto che nei pressi della costa e delle isole dove si osserva un addensamento molto rapido delle isobate.

PROGETTO CARG

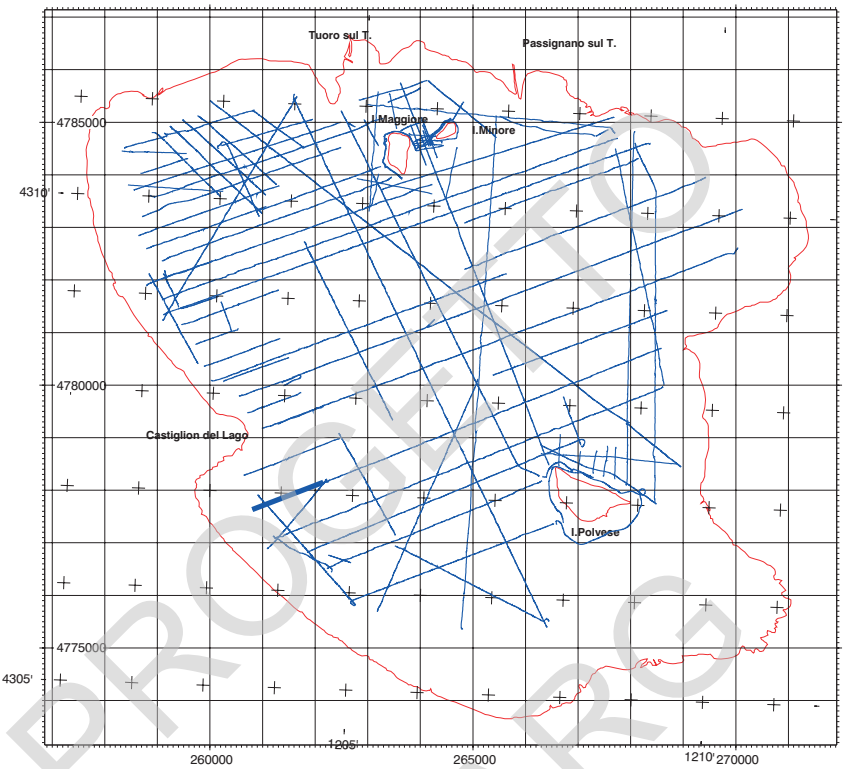


Fig. 43 - *Ubicazioni delle linee sismiche a riflessione superficiale.*

PROGETTO CARG

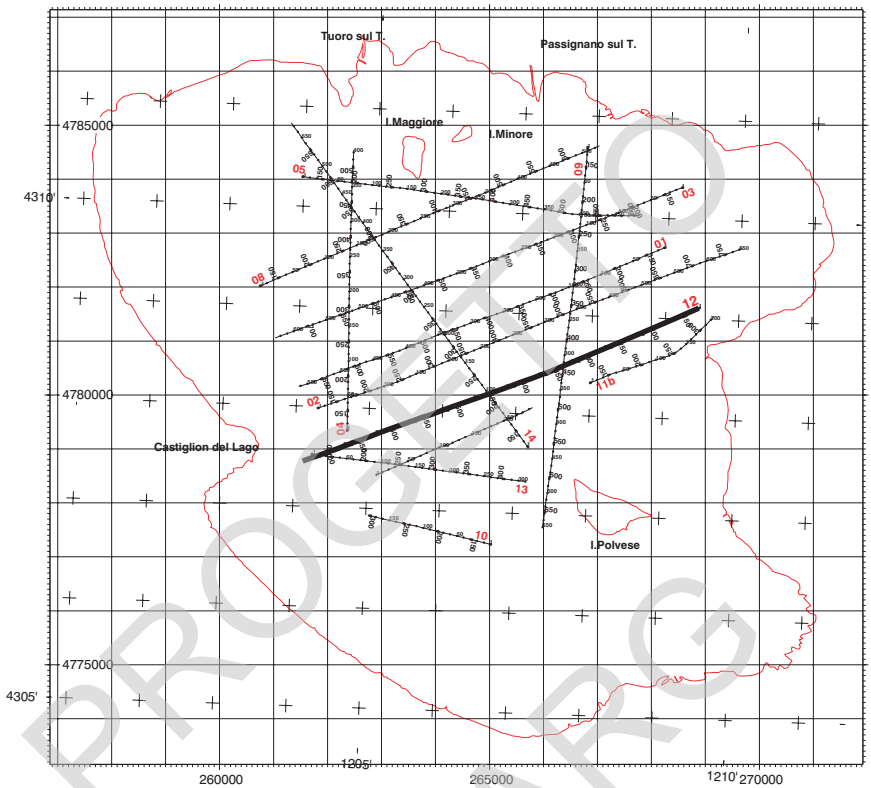


Fig. 44 - *Ubicazioni delle linee sismiche a riflessione profonda.*

PROGETTO CARG

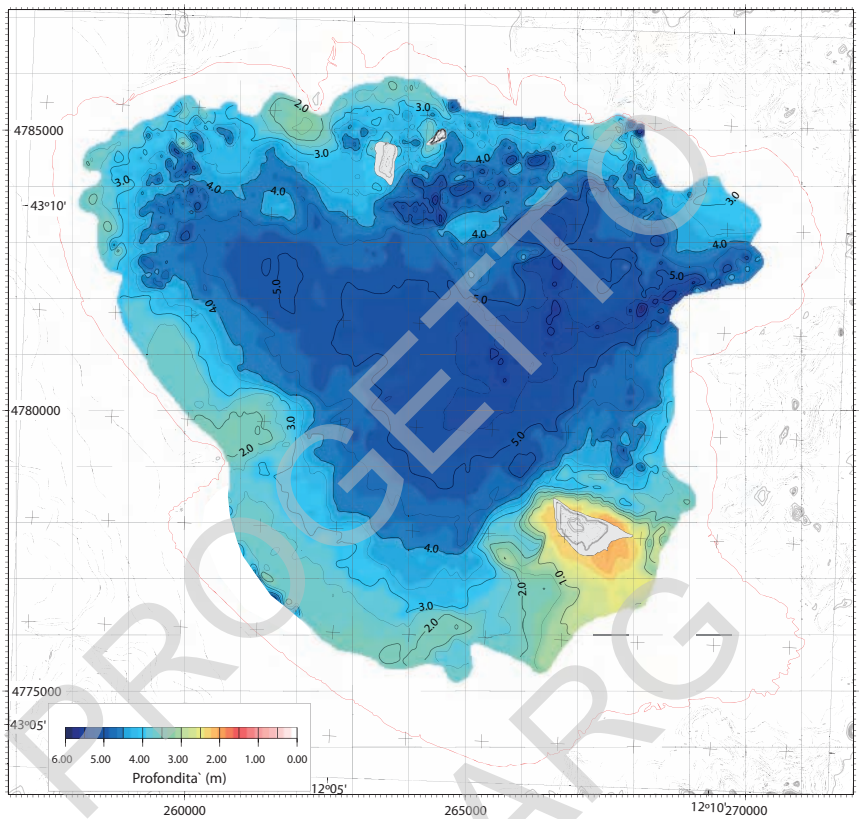


Fig. 45 - *Carta morfobatimetrica del Lago Trasimeno ottenuta da dati di ecoscandaglio a fascio singolo e multiplo. Quote riferite al datum idrometrico di 257.33 m. Proiezione: UTM 33. Datum: WGS84. Isolinee ogni 0.5 m, annotate ogni 1.0 m. La linea di costa durante il rilievo e` indicata dalla linea continua rossa.*

PROGETTO CARG

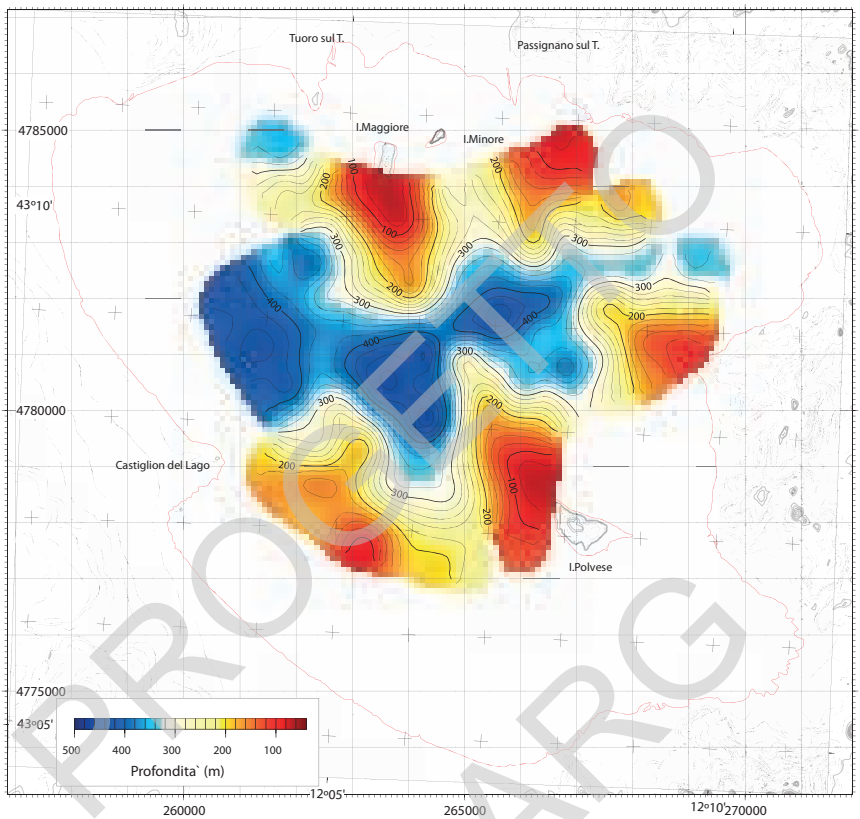


Fig. 46 - *Carta del Basamento Acustico (Orizzonte B) ottenuta dall'interpretazione di profili sismici multicanale. Quote riferite al datum idrometrico di 257.33 m. Proiezione: UTM 33. Datum: WGS84. Isolinee ogni 20 m, annotate ogni 100 m. La costa del lago nel periodo del primo rilievo (Novembre 2004) e` indicata dalla linea continua rossa.*

PROGETTO CARG

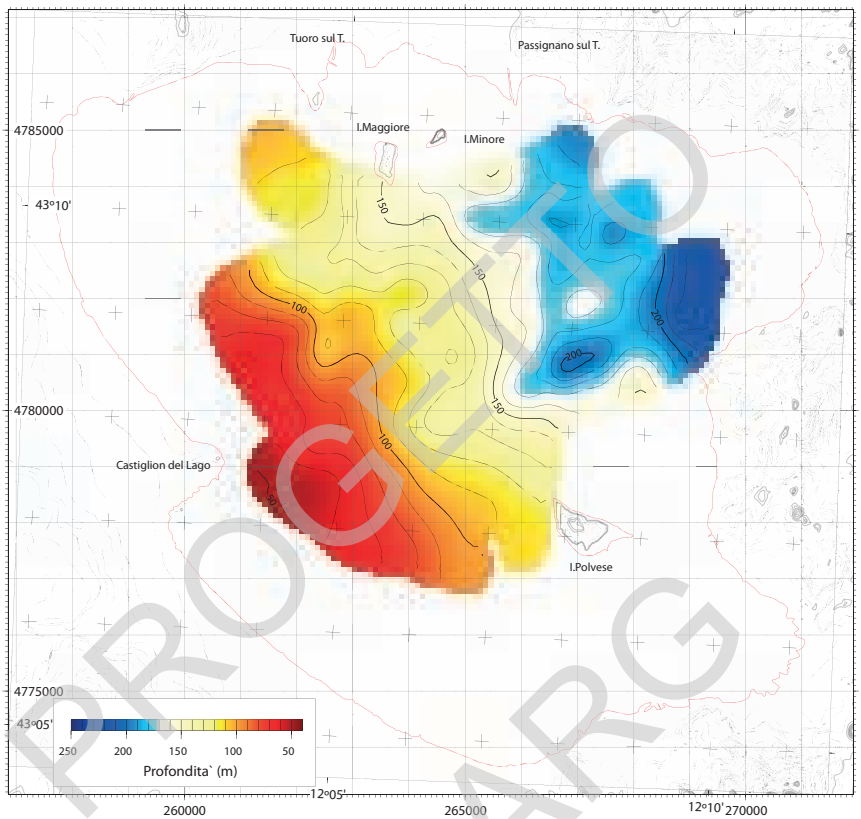


Fig. 47 - *Carta della base dei depositi a facies lacustre (Orizzonte U-1) ottenuta dall'interpretazione di profili sismici multicanale. Quote riferite al datum idrometrico di 257.33 m. Prioezione: UTM 33. Datum: WGS84. Isolinee ogni 10 m, annotate ogni 50 m. La costa del lago nel periodo del primo rilievo (Novembre 2004) e` indicata dalla linea continua rossa.*

PROGETTO CARG

3. - SISMICA A RIFLESSIONE SUPERFICIALE

Per il rilievo di sismica a riflessione superficiale è stato utilizzato un sistema "Sub-bottom profiler" a impulso modulato in frequenza, il sistema *ChirpII* della BENTHOS, con frequenza operativa da 2 a 7 kHz. Sono stati ottenuti 182 profili sismici che coprono l'intera superficie navigabile del lago. Questi dati sono stati utilizzati per capire l'influenza della tettonica sull'evoluzione recente del bacino del Trasimeno e per caratterizzare la sotto-superficie dal punto di vista stratigrafico-deposizionale. I profili mettono in evidenza un'interfaccia acqua-sedimento semifluida marcata da un riflettore molto debole, segno evidente che i sedimenti piu` superficiali non mostrano caratteristiche acustiche (densità e velocità delle onde P) molto diverse da quelle dell'acqua (fig. 48).

Al di sotto di questa interfaccia si osservano sedimenti finemente stratificati e acusticamente trasparenti, che drappeggiano un orizzonte altamente riflettivo (riflettore R1, fig. 48). Quest'ultimo mostra caratteristiche diverse all'interno del lago, ma generalmente una morfologia molto irregolare.

La qualità generale dei profili risente della presenza diffusa di gas nei sedimenti, che costituisce un ostacolo alla penetrazione in profondità del segnale sismico ad alta frequenza. L'espressione piu` comune del gas è la presenza di "finestre" acusticamente sorde che si alternano a zone stratificate con transizioni laterali molto nette (fig. 48).

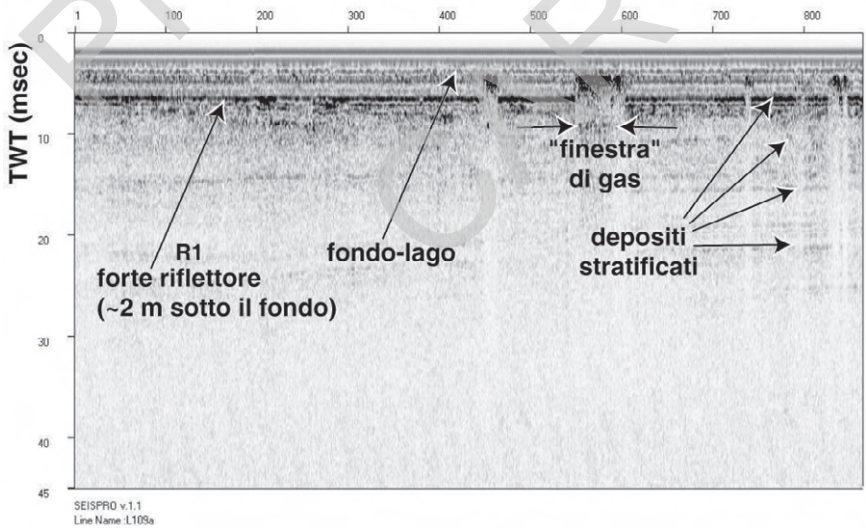


Fig. 48 - *Spezzone del profilo chirp L109a con descritte alcune caratteristiche comuni all'intera area di studio*

PROGETTO CARG

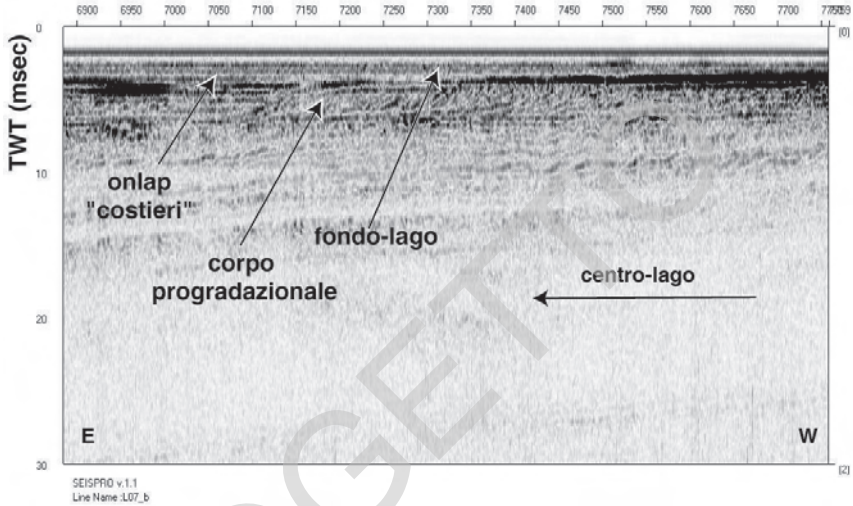


Fig. 49 - *Spezzone del profilo Chirp-sonar L07_b che mostra un dettaglio delle geometrie deposizionali superficiali nella successione lacustre in prossimità della costa occindetale del Lago Trasimeno. La presenza di corpi progradazionali sepolti indica una o piu` fasi di stazionamento basso del livello del lago.*

Dove i sedimenti sono liberi dal gas si osservano penetrazioni notevoli, fino a 30-40 ms. TWT (*Two-Way Travel Time*) al di sotto del fondale. Il settore sud-occidentale del lago è in questo senso il piu` rappresentativo. Il profilo L07_b (fig. 49 e 50) acquisito in prossimità della costa occidentale a sud di Castiglione, mostra la parte piu` superficiale della successione sedimentaria e mette in evidenza una stratificazione geometricamente complessa in prossimità della costa. Al di sotto del drappeggio di sedimenti fini in equilibrio con l'attuale regime sedimentario, si può osservare un corpo piu` riflettivo, con geometrie interne a *offlap* che marcano progradazione. Verso il centro del lago la stratificazione inclinata del corpo progradazionale è sostituita dalle geometrie piano-parallele della normale sedimentazione lacustre.

Lo studio dei profili sismici superficiali ha messo in evidenza come il lago sia interessato da subsidenza progressivamente maggiore da ovest a est: la progressiva "rotazione" verso est del substrato crea lo spazio per l'accumulo di uno spesso cuneo di sedimenti le cui geometrie interne sono controllate dalle variazioni di livello del lago (fig. 45). La presenza di R1 e di un corpo progradazionale sepolto sotto sedimenti piu` trasparenti è probabilmente da mettere in relazione ad uno o piu` episodi di variazione del livello del lago, e in particolare ad una fase abbastanza prolungata e persistente di stazionamento basso.

PROGETTO CARG

Fig. 50 - *Profilo* Chirp-sonar *L07_b (per l'ubicazione vedi Fig. 43) e* line drawing *interpretativo con indicate le principali unità sismostratigrafiche. L'inclinazione verso nord-est dei riflettori suggerisce una rotazione dell'intera successione sedimentaria controllata da faglie estensionali immergenti verso sud-ovest.*

PROGETTO CARG

4. - SISMICA A RIFLESSIONE PROFONDA

Utilizzando una sorgente *water-gun* da 15 pollici cubici e un ricevitore a 8 canali, della lunghezza complessiva di 200 m, sono state ottenute 12 sezioni sismiche (fig. 44) migrate in tempi della sottosuperficie del lago, che sono state successivamente geo-referenziate e interpretate. Gli orizzonti sismici riconosciuti, correlati nell'intera superficie del lago, hanno permesso di produrre mappe di spessore in tempi di propagazione del segnale sismico (isocronopache) e in profondità (isopache) stimate sulla base delle analisi di velocità in fase di elaborazione.

Sono stati riconosciuti due orizzonti sismici principali, l'*Orizzonte-U1* e l'*Orizzonte-B*, correlati da linea a linea sulla base dei punti di incrocio e della facies sismica delle unità sismostratigrafiche individuate (fig. 51). Una ulteriore *unconformity* (*Orizzonte-U2*), collocata stratigraficamente tra U1 e B, non ha mostrato una continuità sufficiente ad essere correlata in modo univoco nell'intera area.

-*Orizzonte-B*: si tratta di un riflettore a grande ampiezza che costituisce il basamento acustico dei nostri profili. Su questo orizzonte terminano con geometrie di tipo *on-lap* i riflettori osservati nell'intera successione sedimentaria del bacino. L'*Orizzonte-B* mostra geometrie complesse all'interno del bacino, con un alternanza di alti e bassi strutturali collegati da scarpate molto acclivi che sono state riconosciute spesso in associazione a piani di faglia a inclinazione apparente variabile tra i 30 e i 50 gradi. Proprio le geometrie complesse e la presenza di forti gradienti topografici rendono questo riflettore discontinuo e di non facile riconoscimento in molte zone del bacino, dove è stato cartografato ricorrendo all'analisi della facies sismica dei riflettori sovrastanti.

-*Orizzonte-U1*: si tratta di un riflettore a grande ampiezza e continuità laterale, facilmente correlabile all'interno del bacino. L'*Orizzonte-U1* definisce una monoclinale immergente con un angolo basso e costante (~2º) verso W, e mantiene questa geometria in tutto il bacino. U1 si mostra in generale concordante o in lievissima discordanza geometrica con i riflettori sovrastanti e sottostanti, anche se mette a contatto due unità sismiche molto diverse fra loro per *facies* sismica (vedi oltre).

- *Orizzonte-U2*: si tratta di un riflettore simile per caratteristiche e geometrie all'Orizzonte-U1, ma piu` profondo e meno facilmente correlabile nell'area in esame. Al contrario di U1, esso non costituisce una discontinuità molto marcata mettendo in contatto *facies* sismiche simili.

U1 e B delimitano due unità sismostratigrafiche principali, che mostrano facies sismica e geometrie interne caratteristiche, e possono essere correlate nell'intero bacino e alle unità riconosciute in affioramento a terra:

- *Unità-1*: è delimitata alla base dall' *Orizzonte-U1* e al tetto dal fondo-lago e appare caratterizzata da depositi acusticamente omogenei, finemente stratificati, con geometrie piano parallele. Complessivamente l' *Unità-1* forma un cuneo

PROGETTO CARG

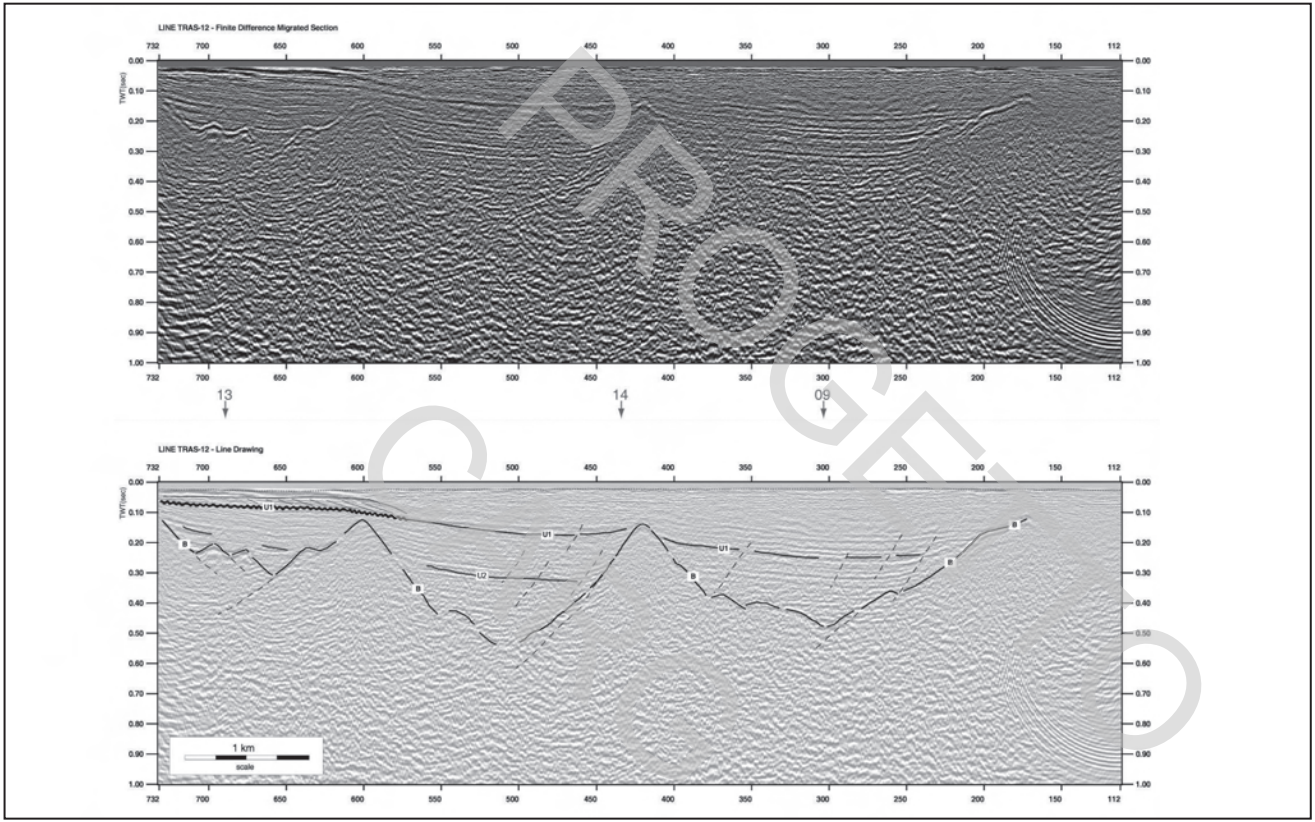


Fig. 51 - *Profilo sismico a riflessione multi-canale TRAS-12 (per l'ubicazione vedi Fig. 44) e* line drawing *interpretativo con indicate le principali unità sismostratigrafiche. La rotazione verso nord-est dell'intera successione sedimentaria osservata nei profili* Chirp *è confermata dalle sezioni profonde. La discontinuità U1 separa due unità che mostrano facies sismica molto diversa fra loro (vedi testo).*

litologicamente omogeneo, con spessori crescenti verso E-NE e riflettori interni che mostrano strutture di crescita legate a un progressivo basculamento in tale direzione.

- *Unità-2*: è delimitata alla base dall' *Orizzonte-B* e al tetto dall' *Orizzonte-U1*; è caratterizzata dalla presenza di riflettori interni di grande ampiezza e continuità laterale, che marcano altrettante discontinuità di impedenza acustica. Le geometrie interne sono molto simili a quelle dell' *Unità-1*, anche se gli angoli di immersione dei riflettori verso E-NE sono progressivamente maggiori verso la base dell'unità. Le terminazioni laterali dei riflettori sono ad *on-lap* sul basamento acustico marcato dall' *Orizzonte-B*, e si osserva la presenza di una evidente erosione nel settore occidentale del lago. L'*Unità-2* si mostra quindi piu` eterogenea della *Unità-1*, per la presenza di forti riflettori interni che marcano altrettante discontinuità di impedenza acustica e in definitiva di litologia.

Una stima precisa delle velocità nelle sezioni sismiche a riflessione necessita di un controllo diretto tramite *logs* da perforazione che non sono disponibili per il Trasimeno. Tuttavia, date le geometrie relativamente semplici della copertura sedimentaria, le analisi delle velocità di *stack* ottenute nel corso dell'elaborazione possono essere usate per una stima degli spessori.
I valori di velocità sismiche variano approssimativamente fra:

-*Unità-1* (dal fondo-lago all' *Orizzonte-U1*: 1500-1560 m/sec);

-*Unità-2* **(**dall' *Orizzonte-U1* all' *Orizzonte-B***:** 1500-1750 m/sec**);**

Utilizzando le analisi di velocità effettuate ogni 50 scoppi per effettuare la conversione da tempi doppi (s TWT) a profondità (m) è stato possibile compilare:

1) una carta delle isobate dell'Orizzonte-U1 (fig. 47) .

2) una carta a curve di livello dell'Orizzonte-B (basamento acustico), riportata nel Foglio n.310 con quote s.l.m., insieme alla batimetria; la carta dell' Orizzonte-B appare anche in fig. 46, con quote relative allo zero idrometrico del lago.

Inoltre, nella fig. 51 è riportata la sezione sismica TRAS-03 migrata in tempi, interpretata sulla base dell'analisi dell'intero insieme di dati, profondi e superficiali, e tenendo conto della correlazione tra le unità sismostratigrafiche individuate al di sotto del lago e le formazioni geologiche cartografate a terra.

La mappa di fig. 46 mostra la morfologia del basamento acustico, corrispondente al substrato pre-pliocenico, prevalentemente costituito da successioni del dominio toscano. L'elemento morfologico dominante è costituito da tre dorsali sub-lacustri con orientazione NNO-SSE, separate da valli, profonde circa 300m. La dorsale centrale si collega agli alti topografici evidenziati dalle isole Maggiore e Polvese, rispettivamente nei settori settentrionale e meridionale del lago, dove in effetti affiora il substrato. Le valli con direzione NNO-SSE convergono verso una valle principale, a direzione WSW-ENE, profonda circa 400m e disposta lungo l'allineamento Castiglione del Lago-Monte del Lago.

PROGETTO CARG

Nell'insieme, la morfologia del substrato riflette la presenza di un antico reticolo idrografico, formato durante una intensa fase erosiva, che può essere riferita alla crisi di salinità Messiniana (Hsu *et alii*, 1972; Cita & Ryan, 1978). I rilievi longitudinali (a direzione NNO-SSE) riflettono principalmente la strutturazione degli elementi tettonici della Falda Toscana (affioranti a Nord e a Sud del lago) di cui condividono la lunghezza d'onda. Successivamente, questi elementi morfologici sono stati accentuati da faglie normali immergenti verso ovest-sud-ovest, con rigetti modesti, che non mostrano segni di attività (dislocazioni) al di sopra di U1, come è evidente nella sezione di fig. 51. La valle trasversale (a direzione OSO-ENE) si è impostata in corrispondenza di una faglia trascorrente destra, attiva durante la tettonica compressiva, la cui continuazione può essere seguita a terra sui rilievi ad est del lago.

La carta delle isobate dell'Orizzonte-U1 (fig. 47) mostra una geometria completamente diversa ed assai più semplice, consistente in una monoclinale blandamente immergente verso ENE, con una inclinazione di circa 2°. La geometria di questo orizzonte non risente della presenza degli alti strutturali (isole e promontori), sui quali la successione soprastante poggia in discordanza con terminazioni on-lap. L'osservazione combinata della superficie U1 (fig. 47) e delle sezioni sismiche orientate WSW-ENE (fig. 51) suggerisce che l'intera successione sedimentaria sia stata progressivamente ruotata in quella direzione da una faglia (o un sistema di faglie) normale, localizzata a est della costa orientale del lago, come del resto suggerito anche dai dati di sismica superficiale. Un assetto strutturale analogo può essere desunto da osservazioni morfologiche e strutturali condotte a terra (Ambrosetti *et alii*, 1989). Queste osservazioni fanno ritenere che l'evoluzione del lago, almeno per quanto riguarda i depositi post-U1, sia controllata da una rotazione rigida di un blocco crostale esteso, piuttosto che da subsidenza differenziale lungo il fianco occidentale dei rilievi sub-lacustri.

Sulla base di quanto esposto e tenendo conto: i) delle geometrie e degli spessori delle unità sismostratigrafiche cartografate; ii) dei dati stratigrafici e strutturali emersi dal rilevamento del Foglio Passignano descritte nei capitoli precedenti; iii) delle informazioni disponibili sulle successioni affioranti più a ovest, nel bacino della Valdichiana (Aruta *et alii*, 2004); si possono ipotizzare le seguenti correlazioni:

- l'Unità-1, corrispondente al Sintema del Trasimeno, è costituita interamente da depositi lacustri di età Pleistocene medio – Olocene; la sua geometria, che si ispessisce gradualmente verso est, dipende dal basculamento progressivo del blocco crostale su cui è impostato al Trasimeno, controllato da una faglia diretta immergente verso ovest.

- la parte superiore dell'Unità-2, delimitata alla base da U2 e al tetto da U1, corrisponde al Sintema di Sanfatucchio, che affiora estesamente sui rilievi immediatamente ad ovest del Lago, con giacitura analoga a quella osservabile nei pro-

PROGETTO CARG

fili sismici, ed è costituita da depositi continentali fluvio-lacustri di età Pliocene sup.-Pleistocene inf.;

- la parte inferiore dell'Unità-2, infine, può essere tentativamente correlata alla successione marina del Pliocene inferiore-medio, affiorante sul bordo occidentale del bacino della Valdichiana, circa 30 km a ovest del bordo occidentale del foglio 310 (Aruta *et alii*, 2004).

In conclusione, le indagini sismiche profonde hanno evidenziato che la zona sommersa dal lago conserva una successione pliocenico-pleistocenica più completa e continua di quelle osservabili a terra, specie a partire dalla parte alta del Pleistocene inferiore (vedi profilo sismico interpretato, in carta).

5. - ANALISI DEI SEDIMENTI

Nel corso della campagna TRASI-05 sono stati acquisiti campioni del sedimento del lago al fine di: 1) verificare la distribuzione areale dei sedimenti sul fondale del lago; 2) ottenere una stima del tasso di sedimentazione nella parte piu` superficiale della successione sedimentaria. Per il primo obiettivo, il fondo lago e' stato campionato con una benna Van Veen da 5 lt. in 100 stazioni distribuite omogeneamente all'interno dello specchio lacustre (fig. 52). Le analisi granulometriche hanno confermato che il lago è dominato da sedimenti a granulometria fine (silt-argilla), con la presenza di sabbia limitatamente alle sole aree costiere e attorno alle isole.

Per ottenere una stima del tasso di sedimentazione, è stata prelevata una carota di sedimento in una stazione scelta sulla base dell'analisi preliminare dei dati sismici ad alta risoluzione (C1, fig. 52). Il prelievo è stato effettuato con un carotiere Acqua/Sedimento per preservare inalterata l'interfaccia. L'analisi dei traccianti radioattivi, in particolare ^{210}Pb e ^{137}Cs ha permesso di calcolare una velocità di sedimentazione di 0.3 cm/anno per gli ultimi 50-100 anni.

PROGETTO CARG

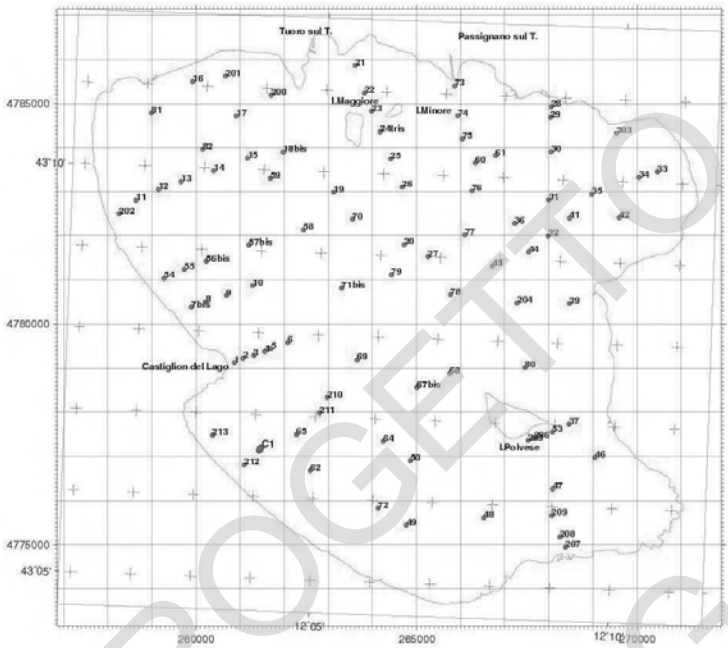


Fig. 52 - *Posizione delle stazioni di campionatura dei sedimenti. In rosso le bennate, in Blu il carotaggio a gravità.*

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - TETTONICA

(*a cura di M.Barsella, F.Botti*)

1. - LA STRUTTURA GENERALE

Il settore dell'Appennino Settentrionale in cui ricade il Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" ha acquisito la sua strutturazione tettonica nell'ambito dell'evoluzione legata alla migrazione spazio-temporale verso est del sistema catena-avanfossa a partire dal Miocene inferiore. Questa evoluzione vede il progressivo trasferimento nel settore di catena dei depositi di avanfossa e la relativa deformazione, che avviene principalmente mediante l'attivazione di sovrascorrimenti e piegamenti est-vergenti (De Feyter, 1982; Ricci Lucchi, 1986a; 1986b; 1990; Boccaletti *et alii*, 1990; Barchi *et alii*, 1998a; Costa *et alii*, 1998). Queste unità, dopo essere state incorporate in catena, vengono interessate da una tettonica estensionale con sviluppo di depressioni strutturali dove si localizzano i bacini sedimentari plio-quaternari (Elter *et alii*, 1975; Pascucci *et alii*, 1999; Barchi *et alii*, 2006).

I dati strutturali raccolti durante il rilevamento sono risultati coerenti con questa evoluzione strutturale e le successioni affioranti nel Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" sono state interessate da una tettonica polifasica che ha avuto come effetti principali:

a) a partire dall'Aquitaniano la deformazione compressiva del Dominio Toscano legata all'incorporazione dell'Unità tettonica Falda Toscana nel settore di catena mediante il suo sottoscorrimento al di sotto delle Unità tettoniche Liguri, già precedentemente deformate durante le fasi legate alla chiusura del paleo-oceano ligure-piemontese e alla conseguente collisione continentale. La deformazione

compressiva ha implicato lo scollamento della parte terziaria della successione dell'Unità tettonica Falda Toscana e la formazione di pieghe e sovrascorrimenti;

b) a partire dal Burdigaliano medio la deformazione compressiva dei Domini Tosco-Umbro e Umbro-Marchigiano, rappresentati, rispettivamente, dalle successioni delle Unità tettonica Rentella e Umbro-Romagnola. Queste unità presentano anch'esse un assetto strutturale caratterizzato da pieghe e sovrascorrimenti, risultato dell'incorporazione nel settore di catena. Alla tettonica compressiva si possono riferire anche alcune faglie trascorrenti individuate a scala cartografica ed interpretabili come *tear faults* sincrone con lo sviluppo dei sovrascorrimenti più importanti.

c) a partire dal Pliocene la deformazione estensionale dell'edificio compressivo precedentemente formatosi ad opera di sistemi di faglie dirette, con il conseguente sviluppo della depressione tettonica dell'alta Valtiberina e della Val di Chiana. Sono presenti faglie trascorrenti e/o transtensive di collegamento tra settori a diverso tasso d'estensione, spesso sovraimposte su strutture precedenti.

Il risultato di questa complessa evoluzione tettonica è un'area caratterizzata da un substrato intensamente deformato e caratterizzato dal sovrascorrimento dell'Unità tettonica Falda Toscana sull'Unità tettonica Rentella e sull'Unità tettonica Umbro-Romagnola. La zona dove sono presenti i sovrascorrimenti principali si colloca immediatamente a E del Lago Trasimeno. Va inoltre messo in evidenza che tutte le unità tettoniche sono a loro volta suddivise in elementi tettonici delimitati alla base e al tetto da sovrascorrimenti di ordine minore rispetto a quelli che delimitano le unità tettoniche. Questo substrato è dislocato da faglie dirette, sempre a prevalente direzione N-S, che delimitano due importanti depressioni tettoniche: ad W il bacino della val di Chiana ed a E il bacino Tiberino. Le faglie dirette sono anche responsabili dell'individuazione del nucleo mesozoico del Monte Malbe, che costituisce un alto strutturale individuatosi durante la tettonica estensionale. E' inoltre importante mettere in evidenza la presenza di importanti faglie trascorrenti, come quella che interseca in direzione NE-SW il Lago Trasimeno.

La descrizione delle strutture tettoniche compressive sarà effettuata partendo dalle unità di pertinenza più interna, strutturalmente più elevate, per giungere a quelle più esterne, strutturalmente più basse. Verranno infine descritte le più significative strutture trascorrenti ed estensionali.

2. - LE STRUTTURE DELL'UNITA' LIGURE

Come illustrato nel capitolo della stratigrafia, una delle conclusioni più importanti scaturite dall'analisi delle successioni affioranti nella parte occidentale del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" è la presenza di litologie riferibile al Do-

PROGETTO CARG

minio ligure. Queste litologie affiorano nella zona di Castiglione del Lago e Paciano e possono essere riferite all'Unità tettonica ofiolitica dei Monti Rognosi.

Le due zone di affioramento di questa unità sono di piccole dimensioni e non permettono osservazioni sufficienti a definirne precisamente l'assetto strutturale. Solo nella zona di Paciano è chiaramente identificabile a scala cartografica il carattere di *klippen* di questa unità. Dalle misure di stratificazione raccolte è possibile dedurre che questa unità presenta delle deformazioni plicative ad andamento N-S, che, in base a quanto visibile nelle unità liguri delle zone più interne, sono probabilmente da riferire alla tettonica eocenica ("fase Ligure" di Elter, 1975). Nella zona di Paciano, la cartografia permette di individuare la giacitura della superficie tettonica che delimita l'Unità ofiolitica dei Monti Rognosi in questo settore. Questa superficie tettonica appare caratterizzata da una inclinazione di circa 20°-30°, ma non è possibile definirne esattamente la cinematica.

3. - LE STRUTTURE DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

La parte occidentale del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" è caratterizzata da estesi affioramenti della successione dell'Unità tettonica Falda Toscana. Come illustrato nel capitolo della stratigrafia, questa unità è scollata a livello della Scaglia toscana, e risulta quindi costituita solo da questa formazione e dal Macigno. In particolare della Scaglia toscana affiora solo la parte alta, mentre il Macigno è invece rappresentato dalla base fino ai suoi termini più alti, di età aquitaniana, come avviene nei settori più occidentali della catena anche a nord dell'Arno. Mancano, probabilmente per erosione, i depositi di scarpata corrispondenti alle Marne di Vicchio, che nei settori più settentrionali sormontano stratigraficamente la Formazione del Macigno.

Da un punto di vista strutturale la Falda Toscana del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" differisce da quella delle zone interne soprattutto per la posizione del sovrascorrimento "basale". Negli affioramenti più interni, questa superficie, è posizionata al livello delle evaporiti triassiche e negli affioramenti più esterni risale fino al livello della Scaglia toscana e del Macigno. Questa caratteristica strutturale fa si che lo spessore della successione dell'Unità tettonica Falda Toscana sia notevolmente ridotto nelle zone esterne dell'Appennino Settentrionale, come quella del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno".

Come nella parte più interna dell'Appennino Settentrionale, anche in quella più esterna la Falda Toscana è suddivisa in Elementi tettonici per lo più delimitati da sovrascorrimenti a vergenza orientale ma, in qualche caso, anche da retroscorrimenti *(backthrusts)* a vergenza occidentale. Per gli elementi tettonici che suddividono il corpo dell'Unità tettonica Falda Toscana è stata adottata, per quanto

PROGETTO CARG

possibile, la nomenclatura già impiegata nel Foglio Città di Castello ed Umbertide. In quest'ultimo foglio sono state identificati sette elementi tettonici, riferiti come Elementi Ansina, Scarzola A, Scarzola B, Marcignano-Gioiello, Terontola, Tuoro e Portole. Nel Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" sono stati invece identificati solo sei elementi e precisamente, andando da ovest verso est, gli Elementi Terontola, Tuoro, Portole, Ansina, Scarzola B e Marcignano-Gioiello. I loro limiti sono indicati nello schema tettonico allegato alla Carta Geologica.

Ad ognuno di questi elementi principali sono spesso associate scaglie tettoniche che danno luogo in certi casi a raddoppi tettonici anche molto complicati.

Le misure di strato raccolte nell'Unità tettonica Falda Toscana affiorante nel Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" sono riportate nello stereogramma di fig. 48. Questo stereogramma evidenzia chiaramente un dispersione principale dei poli di stratificazione secondo un grande cerchio che ammette un asse calcolato con direzione NW-SE inclinato di pochi gradi verso NW, perfettamente congruente con i dati strutturali relativi alle direzioni assiali delle strutture meso- e megascopiche.

Dallo stereogramma si evince anche la netta prevalenza delle superfici di stratificazione immergenti verso SW, che riflette la generale giacitura della successione dell'Unità tettonica Falda Toscana.

Tuttavia è opportuno mettere in evidenza che lo stereogramma riporta anche la presenza di misure relative a superfici di stratificazione verticali con direzione circa E-W. Queste misure sono da ricollegare a strutture plicative con assi aventi

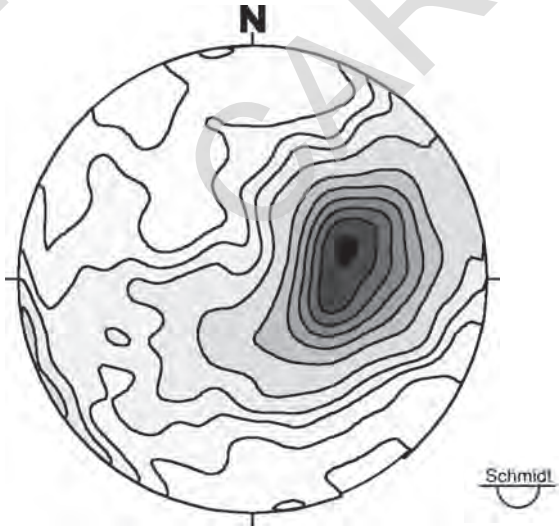


Fig. 53 - *Diagramma di densità dei poli delle misure di stratificazione relativo all'Unità tettonica Falda Toscana*

PROGETTO CARG

direzione ad alto angolo, se non addirittura perpendicolari, rispetto alla direzione prevalente delle strutture.

Questa caratteristica potrebbe essere spiegata con la presenza delle faglie trascorrenti, che riorientano strutture precedentemente formate ruotandole attorno ad un asse verticale, come spesso si verifica in aree interessate da questo tipo di tettonica.

Passeremo ora in rassegna le principali strutture compressive di scala megascopica e mesoscopica degli elementi tettonici che compongono la Falda Toscana affiorante nell'area del foglio.

Le successioni più complete degli elementi occidentali costituenti il corpo dell'Unità tettonica Falda Toscana affiorano nella parte sud-occidentale del Foglio in corrispondenza dei rilievi di Monte Petrarvella e Poggio Castellaro. Le successioni più complete degli elementi orientali affiorano invece nella parte settentrionale del Foglio, lungo la dorsale che si estende da Passignano a Castel Rigone.

3.1. - Elemento Terontola

L'Elemento Terontola, che affiora per una fascia larga circa 3-4 Km, è costituito da una successione che comprende il Macigno e il membro superiore della Scaglia toscana. I migliori affioramenti di questo elemento sono visibili nei pressi di Monte Melino sulla riva nord del Lago Trasimeno e, a sud, nella zona di Poggio Castellaro e di Paciano. Il sovrascorrimento basale dell'Elemento Terontola, che rappresenta l'elemento più interno, non affiora nell'angolo NW del Foglio in quanto coperto dai depositi plio-quaternari, ma in base ai dati del rilevamento geologico si dovrebbe estendere in direzione NW-SE fra monte Melino e Puntabella, lungo la riva nord del Lago Trasimeno. In base alle evidenze del sovrastante Foglio Umbertide esso dovrebbe mettere in contatto il Membro del Poggio Belvedere della formazione del Macigno, al tetto, con il membro di Lippiano, sempre della stessa formazione, a letto. Il sovrascorrimento basale è stato invece identificato nel settore meridionale del foglio, ed è chiaramente individuabile tra Poggio Castellaro e Paciano. Nella parte meridionale del foglio il sovrascorrimento basale, sempre con direzione NW-SE, mette a contatto il membro delle Calcareniti di Dudda, litofacies di Poggioni, al tetto, con la parte superiore del Macigno, in giacitura rovesciata, a letto.

I poli delle misure di stratificazione dell'Elemento Terontola sono riportate nello stereogramma di fig. 54. La dispersione dei poli di stratificazione avviene lungo un grande cerchio che ammette un asse calcolato con direzione N-S ed inclinato di pochi gradi verso N. Lo stereogramma mostra però una elevata dispersione dei poli di stratificazione con misure verticali e subverticali dirette circa E-W.

PROGETTO CARG

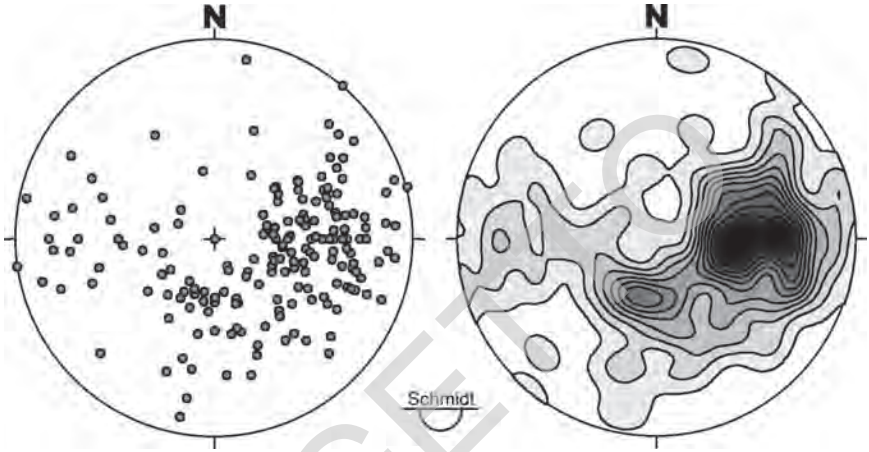


Fig. 54 - *Stereogramma dei poli delle misure di stratificazione e relativo diagramma di densità relativo all'Elemento Terontola*

Queste giaciture sono spiegabili mediante torsioni delle strutture attorno a un asse verticale in relazione alla presenza di faglie trascorrenti ad andamenti NE-SW.

Nella parte meridionale del foglio l'Elemento Terontola è caratterizzato da una successione monoclinale a giacitura normale. L'unica struttura a scala cartografica individuata durante il rilevamento è costituita da una blanda sinclinale a piano assiale molto inclinato ed immergente verso NE. La stratificazione lungo il fianco occidentale di questa struttura è di circa 40-50°, mentre il fianco orientale presenta strati più inclinati fino alla verticale. Questa struttura, che presenta un asse con direzione circa NW-SE, affiora in corrispondenza del Poggio Castellaro nella parte meridionale del foglio. Invece, nella parte settentrionale, nei pressi di Monte Melino è presente una blanda anticlinale con piano assiale subverticale e con direzione NW-SE ed asse NW-SE immergente di pochi gradi verso NW.

3.2. - Elemento Tuoro

L'Elemento Tuoro è caratterizzato da una successione che comprende il Macigno e il Membro delle calcareniti di Dudda, litofacies di Montanare. Questo elemento affiora esclusivamente in corrispondenza delle isole del Lago Trasimeno. Gli affioramenti sono infatti collocati nell'Isola Maggiore, dove affiora la formazione del Macigno, e nell'Isola Minore, dove affiora il membro delle Calcareniti di Dudda, litofacies di Montanare. Nella parte settentrionale del foglio l'Elemen-

PROGETTO CARG

to Tuoro non affiora, in quanto coperto dai depositi quaternari, mentre nella parte meridionale questo elemento probabilmente scompare per laminazione tettonica nell'area occupata dai depositi plio-quaternari del Lago Trasimeno. In base ai dati dell'adiacente Foglio Umbertide, nel settore settentrionale il sovrascorrimento basale dovrebbe mettere a contatto il membro delle Calcareniti di Dudda della Scaglia toscana, al tetto, con il membro di Poggio Belvedere della formazione del Macigno, al letto.

3.3. - Elemento Portole

L'Elemento Portole, che occupa una fascia di larghezza variabile da 4 a 6 km, è costituito da una successione che comprende il Macigno e il membro delle Calcareniti di Dudda, litofacies di Poggioni. I migliori affioramenti di questo elemento sono visibili nei pressi dell'abitato di Passignano e nalla zona che va da Panicale a Mongiovino Vecchio. Nella parte NW del foglio il sovrascorrimento basale dell'Elemento Portole è ben visibile ad ovest dell'abitato di Passignano. In questo settore il sovrascorrimento basale, che ha una direzione circa N-S, mette a contatto il membro delle Calcareniti di Dudda, litofacies di Poggioni, al tetto, con il membro di Poggio Belvedere della formazione del Macigno, al letto. Nella parte meridionale del foglio, il sovrascorrimento basale, sempre con direzione circa N-S, affiora presso il Passo Buca del Calcinaio e a Mongiovino Vecchio. In questo settore il sovrascorrimento basale mette a contatto il membro delle Calcareniti di

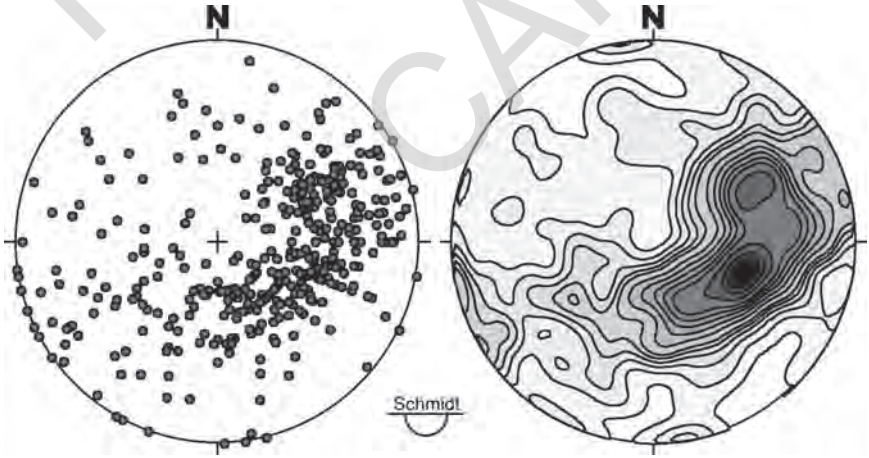


Fig. 55 - *Stereogramma dei poli delle misure di stratificazione e relativo diagramma di densità relativo all'Elemento Portole*

PROGETTO CARG

Dudda, litofacies di Poggioni, o il membro di Poggio Belvedere della formazione del Macigno, al tetto, con il membro di Poggio Belvedere della formazione del Macigno del sottostante elemento, al letto.

Le misure di strato appartenenti dell'Elemento Portole sono state raccolte nello stereogramma di fig.55. La dispersione dei poli di stratificazione avviene lungo un grande cerchio che ammette un asse calcolato con direzione NNW-SSE e inclinato di pochi gradi verso NNW. Lo stereogramma mostra però una elevata dispersione dei poli di stratificazione con misure verticali e subverticali dirette circa E-W.

Queste giaciture sono, anche in questo caso, spiegabili mediante torsioni delle strutture attorno a un asse verticale in relazione alla presenza di faglie trascorrenti ad andamenti NE-SW.

Questo elemento presenta delle struttura plicative, riconoscibili anche a scala della carta. Nella parte settentrionale si riconosce una serie di pieghe a piano assiale inclinato verso SW e con asse circa NW-SE. Queste pieghe presentano un fianco rovesciato con direzione NW-SE e inclinazione di circa 40-50° connesso con un senso di rovesciamento verso NE. Nella parte meridionale si riconoscono nell'Elemento Tuoro una serie di pieghe a piano assiale inclinato verso SW e con asse circa NW-SE. Queste pieghe presentano un fianco rovesciato con direzione NW-SE e inclinazione di circa 40-50° connesso con un senso di rovesciamento verso NE. A queste strutture va riferita l'estesa successione rovesciata, caratterizzata da inclinazione di 40-50°, identificata nella zona dell'abitato di Panicale e di Monte Petrarvella.

PROGETTO CARG

3.4. - Elemento Ansina

Questo elemento affiora lungo una fascia larga circa 3 km sia nella parte settentrionale, nei dintorni di Trecine e Monte Ruffiano, che in quella meridionale, dove è stato riconosciuto nei pressi di Castello di Montalera e Monte Solare. Nella parte N del Foglio il sovrascorrimento basale dell'Elemento Ansina è ben visibile nei dintorni dell'abitato di Trecine. In questo settore il sovrascorrimento basale, che ha una direzione circa N-S, mette a contatto il membro delle Calcareniti di Dudda, litofacies di Poggioni, al tetto, con il membro di Molin Nuovo della formazione del Macigno, al letto. In corrispondenza di Monte Ruffiano questo sovrascorrimento è caratterizzato dalla presenza di una scaglia tettonica costituita dal membro di Molin Nuovo della formazione del Macigno. Nella parte meridionale del Foglio il sovrascorrimento basale non affiora in quanto coperto dai depositi quaternari. In base alla evidenze del rilevamento geologico, questo sovrascorrimento dovrebbe mettere a contatto il membro delle Calcareniti di

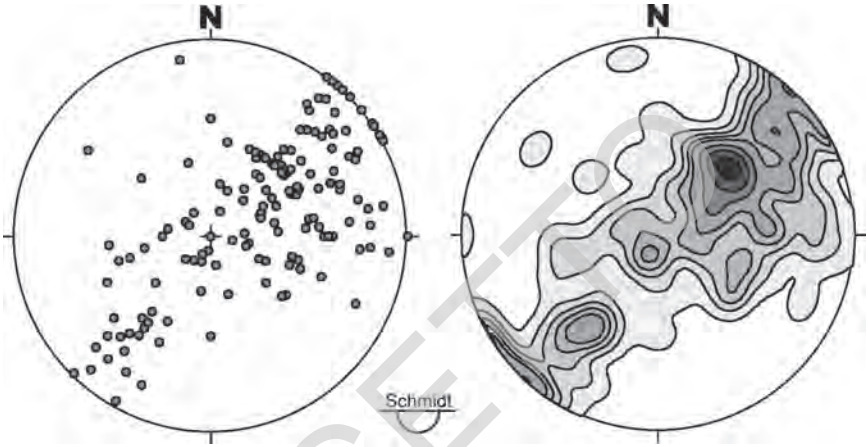


Fig. 56 - *Stereogramma dei poli delle misure di stratificazione e relativo diagramma di densità relativo all'Elemento Ansina*

Dudda, litofacies di Montanare, al tetto, con il membro di Poggio Belvedere della formazione del Macigno, al letto.

Le misure di strato appartenenti dell'Elemento Ansina sono state raccolte nello stereogramma di fig. 56. La dispersione dei poli di stratificazione avviene lungo un grande cerchio che ammette un asse calcolato con direzione NW-SE e inclinato di pochi gradi verso NW. Lo stereogramma in questo caso mostra una dispersione dei poli di stratificazione interamente spiegabile mediante pieghe ad asse NW-SE con fianchi rovesciati. Nella parte settentrionale l'Elemento Ansina è caratterizzato da pieghe ad asse circa N-S e piano assiale molto inclinato. Queste pieghe interessano prevalentemente la Scaglia toscana e mostrano un chiaro senso di rovesciamento verso E.

Queste pieghe sono osservabili ad W di Passignano, lungo la statale n°75 bis, in corrispondenza di una vecchia cava abbandonata alle pendici SW del Monte Ruffiano.

Nella parte settentrionale l'Elemento Ansina presenta un assetto strutturale complicato dalla presenza di faglie trascorrenti a direzione NW-SE, identificabili nei pressi del Torrente Ginepreto. Nella parte meridionale, l'Elemento Ansina è invece caratterizzato da una successione diritta molto inclinata. Questa giacitura, caratterizzata da una direzione che varia da NW-SE a N-S, è connessa con strutture plicative analoghe a quelle del settore settentrionale.

PROGETTO CARG

3.5. - Elemento Scarzola B

L'Elemento Scarzola B, che affiora per una fascia larga circa 3 Km, è stato riconosciuto nella parte settentrionale nei pressi di Castel Rigone, mentre nella meridionale affiora nei pressi di S.Arcangelo e di Monte Marzolana. Nella parte N del Foglio il sovrascorrimento basale dell'Elemento Scarzola B è ben visibile nei dintorni ad W dell'abitato di Castel Rigone. In questo settore il sovrascorrimento basale, che ha una direzione circa N-S, mette a contatto il membro delle Calcareniti di Dudda, litofacies di Poggioni, al tetto, con il membro di Poggio Belvedere della formazione del Macigno, al letto.

Nella parte meridionale del foglio, il sovrascorrimento basale, sempre con direzione circa N-S, affiora nei presso dal Monte Bellaveduta. In questa zona il sovrascorrimento basale mette a contatto il membro delle Calcareniti di Dudda, litofacies di Poggioni, al tetto, con il membro di Poggio Belvedere della Formazione del Macigno, al letto. Le misure di strato appartenenti dell'Elemento Scarzola B sono state raccolte nello stereogramma di fig. 57.

La dispersione dei poli di stratificazione avviene lungo un grande cerchio che ammette un asse calcolato con direzione NNW-SSE e inclinato di pochi gradi verso NNW. La dispersione dei poli è congruente con la presenza di pieghe con fianchi rovesciati.

L'Elemento Scarzola B è caratterizzato in generale da un complicato assetto strutturale dovuto alla presenza di scaglie tettoniche allineate in direzione circa

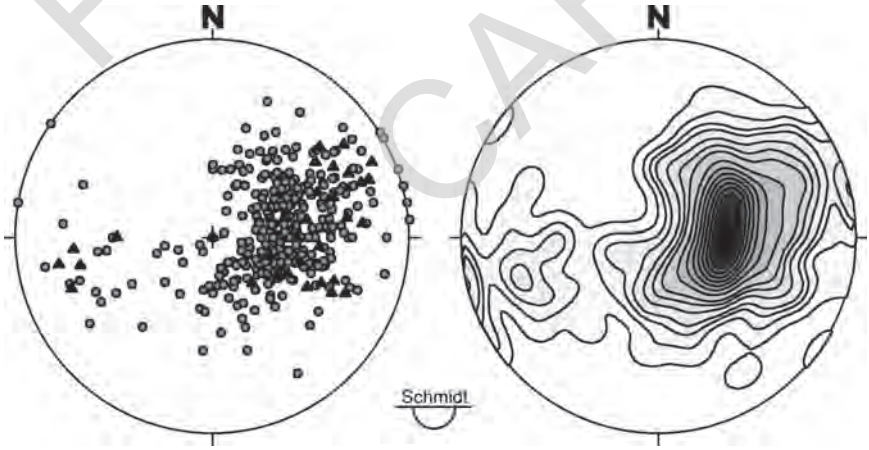


Fig. 57 - *Stereogramma dei poli delle misure di stratificazione e relativo diagramma di densità relativo all'Elemento Scarzola B. I triangoli e i cerchi indicano, rispettivamente, gli strati rovesciati e normali.*

PROGETTO CARG

N-S. Nella parte settentrionale sono state identificate due scaglie tettoniche, il cui contatto, è identificabile ad W di Castel Rigone. La scaglia strutturalmente superiore, costituita dai membri sia della Scaglia toscana che del Macigno, è caratterizzata da una sinclinale con piano assiale subverticale, a cui segue una anticlinale rovesciata con strati rovesciati di circa 50° verso W e con piano assiale molto inclinato verso W. Ambedue le strutture mostrano un asse circa N-S poco inclinato verso N. La scaglia strutturalmente inferiore è invece costituita da una successione analoga a quella precedente, ma con giacitura monoclinale. Nella parte meridionale sono state invece identificate tre scaglie tettoniche. La scaglia strutturalmente più elevata è costituita da una successione che comprende il membro di Poggio Belvedere della formazione del Macigno e il membro delle Calcareniti di Dudda, litofacies di Poggioni. Questa scaglia è caratterizzata da una anticlinale rovesciata ad asse N-S e piano assiale inclinato verso W. Il fianco rovesciato presenta inclinazioni fino a 50° con un senso di rovesciamento verso E. Il sovrascorrimento basale si osserva nei pressi di Case Cantalupo.

La scaglia strutturalmente intermedia è invece caratterizzata da una successione monoclinale diritta costituita dal membro di Poggio Belvedere della formazione del Macigno e del membro delle Calcareniti di Dudda. Il relativo sovrascorrimento basale affiora sul versante orientale di Monte Bellaveduta.

Da notare che questa scaglia tettonica presenta al suo interno un contatto tet-

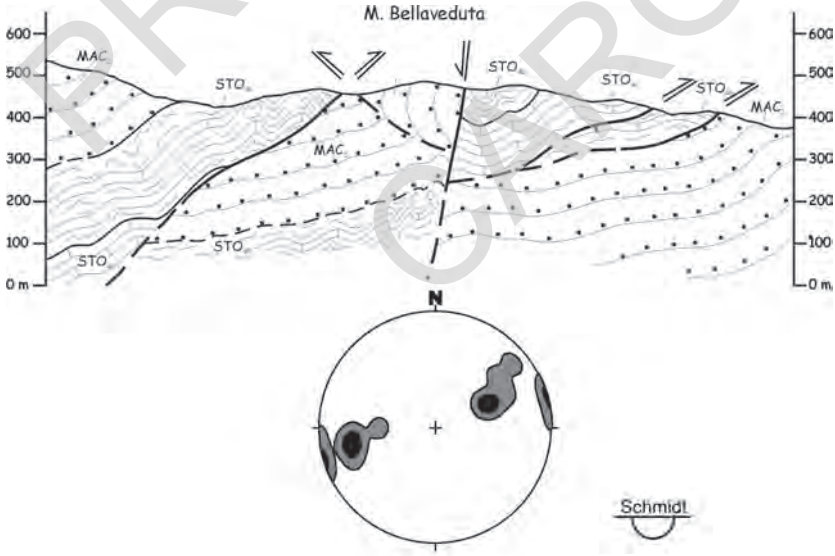


Fig. 58 - *Sezione geologica del Monte Bellaveduta. Nella sezione è osservabile il retroscorrimento che interessa l'Elemento Scarzola B. Lo stereogramma si riferisce ai poli di stratificazione.*

PROGETTO CARG

tonico immergente ad E con associata anticlinale che mostra un senso di rovesciamento verso W (fig. 58).

Questa struttura è stata interpretata come un retroscorrimento coevo con i sovrascorrimenti principali. La scaglia strutturalmente inferiore, che sembra essere assente nel settore settentrionale, è invece costituita da tutti i membri della Scaglia toscana e del Macigno. La struttura interna di questa scaglia è una monoclinale immergente verso W. Questa struttura a scaglie dell'Elemento Scarzola B è anche osservabile lungo il lato E del Lago Trasimeno, in corrispondenza della dorsale tra Magione e San Feliciano.

Una faglia normale di direzione NW-SE, quindi parallela alla direzione dei sovrascorrimenti, ribassa di alcune centinaia di metri la successione del Macigno, mettendo a contatto il membro di Poggio Belvedere di questa formazione con il membro delle Calcareniti di Dudda, litofacies di Poggioni e Montanare.

3.6. Elemento Marcignano-Gioiello

Questo elemento affiora lungo una fascia continua per tutto il foglio, larga fino a 4 km e con direzione N-S. Gli affioramenti di questo elemento sono riconoscibili, andando da N a S, nei dintorni di Colle Ranco, di Magione, di Monte Castiglionaccio e Monte Petriolo. Il sovrascorrimento basale dell'Elemento Marcignano-Gioiello è ben visibile nei dintorni di Colle Ranco. Il sovrascorrimento basale, che ha una direzione circa N-S mette a contatto il membro di Poggio Belvedere della formazione del Macigno o il membro di Monte Filoncio della Scaglia toscana, a tetto, con la Formazione della Montagnaccia appartenente all'Unità tettonica Rentella, al letto.

Le misure di strato appartenenti dell'Elemento Marcignano-Gioiello sono state raccolte nello stereogramma di fig. 59.

La dispersione dei poli di stratificazione avviene lungo un grande cerchio che ammette un asse calcolato con direzione NW-SE e inclinato di pochi gradi verso NW. Lo stereogramma mostra però una elevata dispersione dei poli di stratificazione con misure verticali e subverticali dirette NNE-SSW a NW-SE passando per le giaciture E-W. Queste giaciture sono coerenti con torsioni strutturale attorno a un asse verticale in relazione alla presenza di faglie trascorrenti ad andamenti NE-SW.

L'Elemento Marcignano-Gioiello è caratterizzato dalla presenza di quattro scaglie tettoniche, che sono presenti nei settori meridionali e si riducono a due in quelli settentrionali. Questo assetto strutturale complesso è da mettere in relazione alla posizione di questo elemento, localizzato in corrispondenza del sovrascorrimento basale dell'Unità tettonica Falda Toscana. Tutte le scaglie sono caratterizzate da una successione che comprende il membro di Poggio Belvedere

PROGETTO CARG

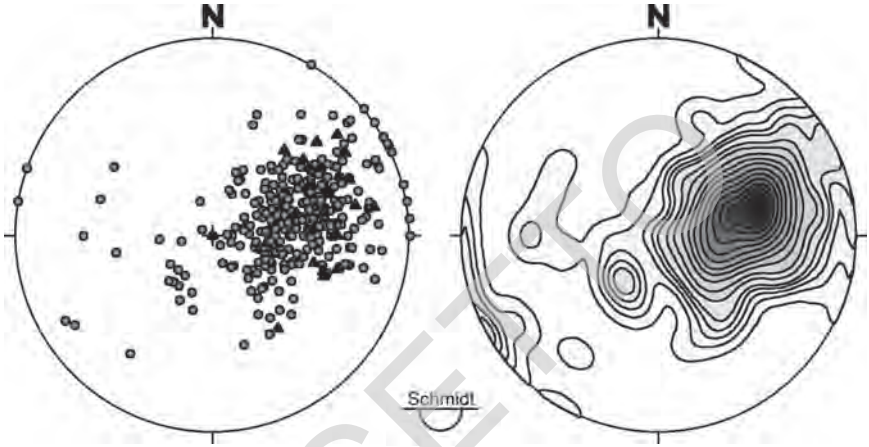


Fig. 59 - *Stereogramma dei poli delle misure di stratificazione e relativo diagramma di densità relativo all'Elemento Marcignano-Gioiello. I triangoli e i cerchi indicano, rispettivamente, gli strati rovesciati e normali.*

della formazione del Macigno e il membro di Monte Filoncio della Scaglia toscana. La scaglia tettonica strutturalmente superiore affiora nella parte settentrionale nella zona di Col Piccione, dove è caratterizzata da una serie di blande sinclinali ed anticlinali aperte a piano assiale subverticale ed asse circa NNW-SSE. Nella parte meridionale questa scaglia affiora ad W di Monte Petriolo ed è caratterizzata da un anticlinale rovesciata con asse NW-SE e piano assiale inclinato verso SE. Il fianco rovesciato presenta inclinazioni fino a 60° con un senso di rovesciamento verso E. La scaglia strutturalmente sottostante è caratterizzata da una monoclinale inclinata verso W/SW di circa 40-50° ed affiora anch'essa in prossimità dell'abitato di Monte Petriolo. La scaglia tettonica immediatamente sottostante è caratterizzata da una sinclinale ad asse NW-SE e piano assiale inclinato verso SW. Questa struttura presenta un fianco verticale, visibile alle pendici orientali di Monte Petriolo. La scaglia tettonica inferiore presenta anch'essa una sinclinale con caratteristiche analoghe alla scaglia tettonica sovrastante.

L'Elemento Marcignano-Gioiello è stato riconosciuto anche nella zona di Colle Mortorio nel settore più nord-orientale del foglio, dove affiora il membro di Poggio Belvedere della formazione del Macigno e il membro di Monte Filoncio della Scaglia toscana. La posizione esterna di questi affioramenti è da mettere in relazione alla faglia diretta che si estende a W del Monte Acuto nel Foglio Umbertide. Questa faglia ribassa con un rigetto di alcune centinaia di metri la parte orientale, facendo affiorare l'Elemento Marcignano-Gioiello direttamente a contatto con l'Unità tettonica Umbro-Marchigiana.

PROGETTO CARG

4. - LE STRUTTURE DELL'UNITA' RENTELLA

L'Unità tettonica Rentella si interpone tra l'Unità tettonica Falda Toscana, al tetto, e l'unità Umbro-Romagnola, alla base. E' costituita da una successione caratterizzata da torbiditi siloclastiche e carbonatiche che raggiunge uno spessore di alcune centinaia di metri. Come discusso nella stratigrafia, in base alle caratteristiche stratigrafiche e ai dati paleontologici, la successione dell'Unità tettonica Rentella può essere interpretata come un bacino situato nella parte più interna del dominio Umbro-Marchigiano. L'estensione di questa unità aumenta verso la parte meridionale del foglio, e, in particolare, nella zona di Monte Rentella, Monte Melino e Monte Sperello, dove occupa una estensione cartografica di circa 5 km^2. L'unità di Monte Rentella è stata suddivisa nello schema tettonico in due elementi: l'Elemento di Monte Sperello, più occidentale, e l'Elemento di Monte Rapille, più orientale. Gli elementi tettonici sono a loro volta suddivisibili in scaglie tettoniche, alcune delle quali sono caratterizzate da strutture plicative. Questo assetto strutturale complesso è da mettere in relazione alla posizione di questa unità, localizzata tra l'Unità tettonica Falda Toscana e l'Unità tettonica Umbro-Romagnola. L'Unità tettonica Rentella è inoltre caratterizzata dalla posizione del sovrascorrimento basale al livello delle marne varicolori della formazione del Monte Rentella. Questa caratteristica strutturale, oltre ad impedire il riconoscimento del substrato stratigrafico, rende lo spessore di questa unità ridotto a poche centinaia di metri.

Passiamo ora a descrivere le strutture degli elementi tettonici dell'Unità tettonica Rentella.

4.1. - Elemento Monte Sperello

Questo elemento affiora per una fascia che si estende in direzione N-S e per una larghezza variabile da 1 a 5 km, andando dai settori meridionali a quelli centrali. Nella parte settentrionale questo elemento si lamina in corrispondenza della zona del Torrente Formanuova. Gli affioramenti di questo elemento sono riconoscibili, andando da N a S, nei dintorni di Monte Bitorno, Monte Sperello, Monte Rentella, Agello, Solomeo e Castiglion della valle.

Lo stereogramma relativo alla distribuzione dei poli di stratificazioni (fig. 60) indica chiaramente che questo elemento è caratterizzato da una dispersione delle superfici di stratificazione che ammette un asse di piegamento calcolato con direzione circa N-S debolmente inclinato verso S.

La presenza di superfici di stratificazione verticali è spiegabile con la presenza di pieghe rovesciate. La distribuzione dei poli di stratificazione presenta una prevalenza di misure immergenti verso W in accordo con il maggior sviluppo dei

PROGETTO CARG

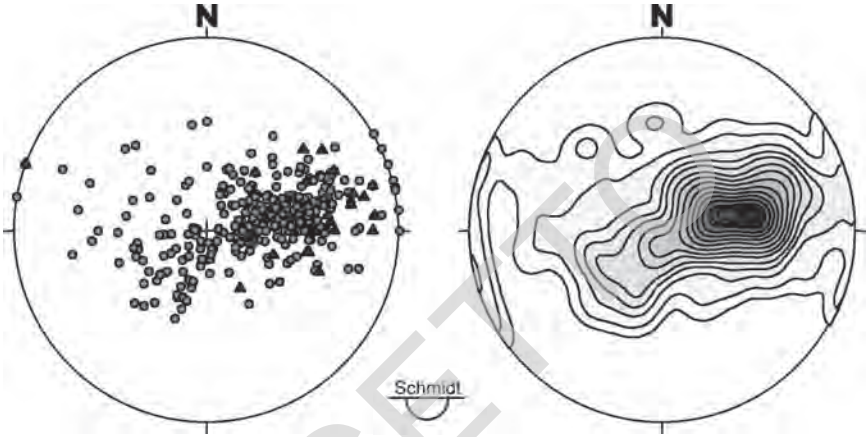


Fig. 60 - *Stereogramma dei poli delle misure di stratificazione e relativo diagramma di densità relativo all'Elemento Monte Sperello. I triangoli e i cerchi indicano, rispettivamente, gli strati rovesciati e normali.*

fianchi normali di queste pieghe. Il sovrascorrimento basale dell'Elemento Monte Sperello si osserva a Monte Bitorno e Monte Rentella. Questo sovrascorrimento, che ha una direzione circa N-S, mette a contatto la formazione di Monte Rentella con la formazione della Montagnaccia dell'Elemento Rapille. Dove l'Elemento Rapille si lamina, l'Elemento Monte Sperello, rappresentato dalla formazione della Montagnaccia, entra in contatto con la Formazione Marnoso-Arenacea Umbra dell'Unità tettonica Umbro-Romagnola.

L'Elemento Monte Sperello è caratterizzato dalla presenza di tre scaglie tettoniche, che sono presenti nei settori centro-settentrionali e si riducono a due in quelli meridionali. Tutte le scaglie sono caratterizzate da una successione che comprende la formazione di Monte Rentella e la formazione della Montagnaccia.

La scaglia tettonica strutturalmente superiore affiora nei pressi di Monte Penna ed è caratterizzata da una struttura monoclinale con direzione circa N-S ed inclinazioni variabili da 30° a 50° verso W. In questa scaglia è possibile osservare in affioramento la superficie di sovrascorrimento sulla scaglia tettonica sottostante. Questa superficie è netta e contenente numerosi indicatori cinematici, quali *slickenfibers* e *slickensides*, mentre le rocce al tetto sono caratterizzate da strutture S-C indicanti un senso di movimento top verso E. Sono anche presenti delle pieghe asimmetriche da decimetriche a centimetriche coerenti con il senso di movimento dedotto dalle strutture S-C (fig. 61).

La scaglia tettonica intermedia affiora nella zona di Soccorso ed è caratterizzata da una struttura monoclinale con direzione circa N-S ed inclinazioni variabili

PROGETTO CARG

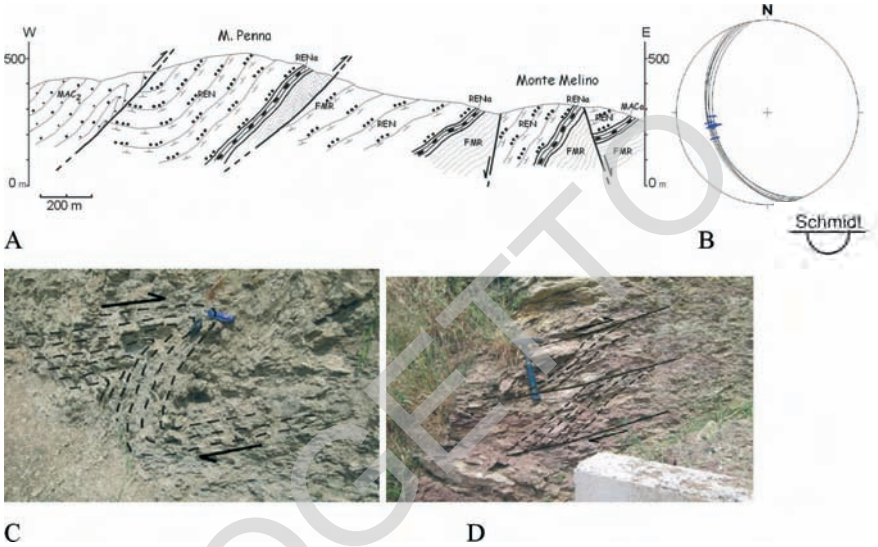


Fig. 61 - *Sezione geologica della parte superiore (A) e stereogramma dei piani di sovrascorrimento con indicatori cinematici (B) dell'Unità tettonica Rentella. Nelle foto le pieghe asimmetriche (C) e le strutture S-C lungo le superfici di sovrascorrimento*

da 20° a 50° verso W. Questa scaglia tettonica scompare nei settori meridionali.

La scaglia tettonica sottostante affiora a Monte Rentella ed è caratterizzata da alcune blande pieghe ad asse N-S e piano assiale verticale che interessano una successione diritta. All'interno di questa scaglia è presente un retroscorrimento nella zona ad W di Castelvieto. Anche in questa scaglia è possibile osservare in affioramento il sovrascorrimento di base che la mette a contatto con l'Elemento Rapille. Anche in questo caso la superficie tettonica è netta e contenente numerosi indicatori cinematici, quali *slickenfibers* e *slickensides*, mentre le rocce al tetto sono caratterizzate da strutture S-C e pieghe asimmetriche indicanti un senso di movimento top verso E.

4.2. - Elemento Rapille

Questo elemento affiora per una fascia che si estende in direzione N-S e per una larghezza variabile da 1 a 3 km, andando dai settori settentrionali a quelli centrali. Nella parte meridionale questo elemento scompare in corrispondenza della zona del Monte Rentella. Gli affioramenti di questo elemento sono riconoscibili, andando da N a S, nei dintorni di Colle Mortorio, Caligiana, Villa e Podere la Valle.

PROGETTO CARG

Lo stereogramma relativo alla distribuzione dei poli di stratificazioni (fig. 62) indica chiaramente che questo elemento è caratterizzato da una dispersione delle superfici di stratificazione che ammette un asse di piegamento calcolato con direzione circa NNW-SSE debolmente inclinato verso N.

La presenza di superfici di stratificazione verticali è spiegabile anche per questo elemento con presenza di pieghe rovesciate.

La distribuzione dei poli di stratificazione presenta una netta prevalenza di misure immergenti verso W in accordo con il maggior sviluppo dei fianchi normali di queste pieghe. Il sovrascorrimento basale dell'Elemento Rapille si osserva nella cava inattiva di La Valle, di fianco al raccordo autostradale Bettolle-Perugia.

Questo sovrascorrimento, che ha una direzione circa N-S, mette a contatto la formazione della Montagnaccia con la Formazione Marnoso-Arenacea Umbra dell'Unità tettonica Umbro-Romagnola. L'Elemento Rapille è caratterizzato dalla presenza di tre scaglie tettoniche, che sono presenti nei settori settentrionali e si riducono a due in quelli centrali. Tutte le scaglie sono caratterizzate da una successione che comprende la formazione di Monte Rentella e la formazione della Montagnaccia.

La scaglia tettonica strutturalmente superiore affiora nei pressi di Villa ed è caratterizzata in generale da una struttura monoclinale con direzione circa N-S ed inclinazioni variabili da 20° a 60° verso W.

La scaglia tettonica intermedia affiora nei pressi di Caligiana e di Antria. Risulta caratterizzata da pieghe con fianchi da verticali a rovesciati ed assi con direzione circa N-S. I piani assiali presentano inclinazioni di 50°-60° verso W.

La scaglia tettonica inferiore si sviluppa solo nel settore centro-settentrionale

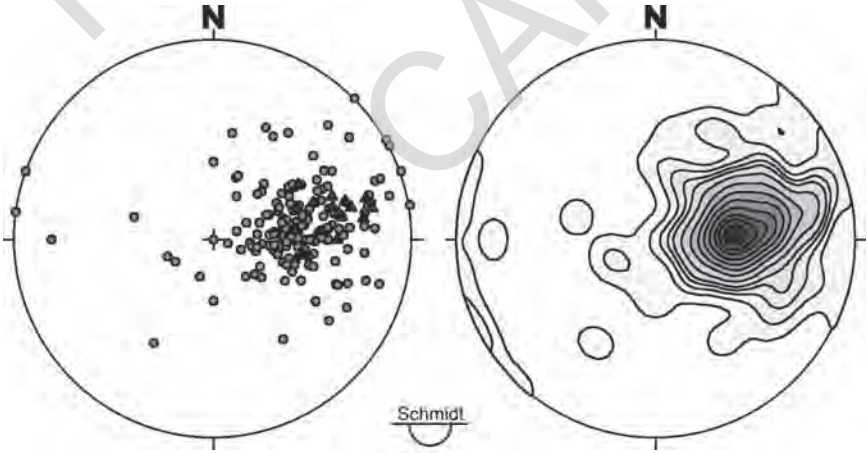


Fig. 62 - *Stereogramma dei poli delle misure di stratificazione e relativo diagramma di densità relativo all'Elemento Rapille. I triangoli e i cerchi indicano, rispettivamente, gli strati rovesciati e normali.*

PROGETTO CARG

e si chiude all'interno del foglio. Essa affiora a Col di Maggio ed è caratterizzata da una struttura monoclinale con direzione circa N-S ed inclinazioni variabili da 30° a 70° verso W. In prossimità con la superficie di sovrascorrimento con l'Unità tettonica Umbro-Romagnola è possibile osservare in affioramento pieghe centimetriche asimmetriche coerenti con un senso di movimento top verso E.

5. - LE STRUTTURE DELL'UNITA' UMBRO-ROMAGNOLA

L'Unità tettonica Umbro-Romagnola è costituita da un unico elemento strutturale, l'Elemento Monte Nero. Per la descrizione delle strutture compressive appartenenti a questo elemento è preferibile trattare separatamente il settore occidentale, affiorante a Corciano e costituito esclusivamente dalla successione torbiditica silicoclastica, dal settore corrispondente alla zona del Monte Malbe, più orientale, dove affiora la successione carbonatica completa e il suo passaggio alla successioni torbiditica silicoclastica. I due settori sono separati da una faglia diretta, che oblitera i precedenti rapporti acquisiti durante le fasi compressive.

Passiamo ora a descrivere le strutture megascopiche e mesoscopiche dei due settori in cui è stata suddivisa l'Unità tettonica Umbro-Romagnola

5.1. - Settore Corciano

Per quanto riguarda il settore interno costituito dalle successioni torbiditiche silicoclastiche affiora per una fascia che si estende in direzione N-S per una larghezza variabile da 2 a 5 km, andando dai settori meridionali a quelli settentrionali. Gli affioramenti di questo settore sono riconoscibili, andando da N a S, nei dintorni di Monte Penna, Compresso vecchio, Colle Forcone, Corciano e San Mariano.

Lo stereogramma relativo alla distribuzione dei poli di stratificazioni (fig. 63) indica chiaramente che questo elemento è caratterizzato da una dispersione delle superfici di stratificazione che ammette un asse di piegamento calcolato con direzione circa NW-SE debolmente inclinato verso NW.

La presenza di superfici di stratificazione verticali è spiegabile anche per questo elemento con la presenza di pieghe rovesciate.

La distribuzione dei poli di stratificazione presenta una netta prevalenza di misure immergenti verso W con deboli inclinazioni in accordo con il maggior sviluppo dei fianchi normali a basso angolo di queste pieghe. Sono presenti strutture a scala cartografica rappresentate da pieghe a fianchi da verticali a rovesciati con assi e piani assiali coerenti con quelli dedotti dall'analisi dello stereogramma.

PROGETTO CARG

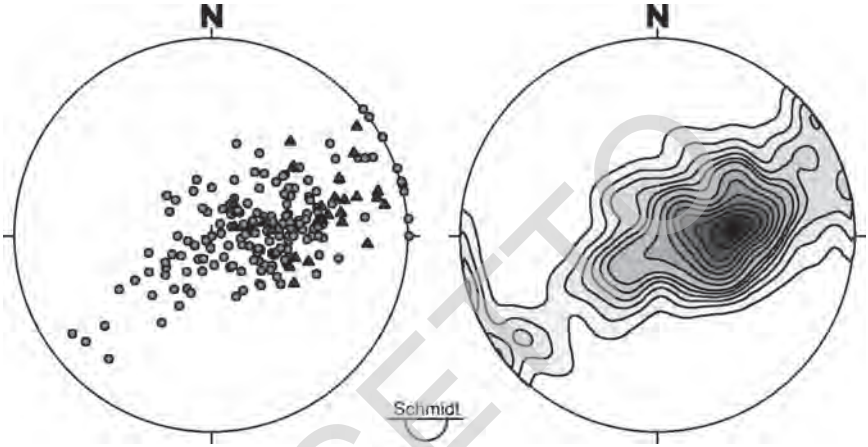


Fig. 63 - *Stereogramma dei poli delle misure di stratificazione e relativo diagramma di densità relativo all'Elemento Monte Nero. I triangoli e i cerchi indicano, rispettivamente, gli strati rovesciati e normali.*

5.2. - Settore Monte Malbe

I rilievi del Monte Malbe e del Monte Torrazzo costituiscono gli affioramenti della successione carbonatica mesozoico-paleogenica umbro-marchigiana, rappresentando quindi l'unità più esterna e più profonda esposta in affioramento. Nell'insieme questi affioramenti dovevano costituire il fianco occidentale e la zona di cresta di un'originaria anticlinale a direzione NW-SE, come indicato anche dalla elaborazione statistica delle giaciture di strato (Barchi *et alii*, 1986). Le giaciture e la stessa distribuzione delle unità stratigrafiche, che vedono i termini più antichi (Trias-Giurassico inferiore) affiorare nelle zone settentrionali (versante settentrionale del Monte Malbe e area di Monte Torrazzo), mentre la parte meridionale è prevalentemente costituita da rocce cretaciche e terziarie (Lacugnano), indicano un'originaria immersione assiale verso sud di questa porzione di anticlinale. Tuttavia questo settore è oggi dominato dalla tettonica distensiva, che smembra profondamente le precedenti strutture compressive, mascherandone la geometria. Questo assetto strutturale è stato descritto accuratamente da Minelli & Menichetti (1991) e da Brozzetti (1995).

Di conseguenza, nell'area del Monte Malbe non affiorano faglie inverse o sovrascorrimenti principali e le stesse mesostrutture compressive sono relativamente rare. Nelle successioni stratificate (in particolare nel gruppo della scaglia) sono presenti clivaggi da dissoluzione per pressione, orientati ortogonalmente agli strati e con direzione parallela alla direzione assiale dell'originaria anticli-

PROGETTO CARG

nale: queste strutture, analoghe per geometria e significato a quelle esposte più a oriente, nella catena umbro-marchigiana, sono tuttavia meno frequenti e sistematiche. Anche le pieghe minori (o meospieghe) sono relativamente rare. Pieghe minori con vergenza occidentale e geometria a *chevron* sono esposte nelle Marne a Fucoidi e nella Scaglia Bianca sul versante occidentale del Monte Malbe, lungo la strada panoramica che sale al Colle della Trinità, compatibili con la loro posizione sul fianco occidentale dell'anticlinale. Altre pieghe minori interessano la Scaglia Variegata, affiorante nella cava di Corciano.

A scala più ampia, l'importanza della tettonica compressiva è sottolineata dalla presenza, nel sottosuolo, di una sovrapposizione tra le filladi del basamento (attribuite al Carbonifero) e le Anidriti di Burano: questo importante contatto di sovrapposizione è stato perforato dal pozzo S. Donato1, che si colloca circa 5 km a nord del limite settentrionale del Foglio (Brozzetti, 1995; Anelli *et alii*, 1994). I dati geofisici e di sottosuolo disponibili (gravimetria, sismica a rifrazione e a riflessione; De Franco *et alii*, 1991; Ponziani *et alii*, 1995) permettono di ipotizzare che tale contatto sia estrapolabile anche al di sotto del Monte Malbe, che potrebbe quindi rappresentare un'anticlinale di rampa (Minelli & Menichetti, 1991).

6. - LE STRUTTURE TRASCORRENTI

L'area del Foglio sul Trasimeno è caratterizzata dalla presenza di faglie trascorrenti, particolarmente ben evidenti nel quadrante NE. Si tratta di faglie ad alto angolo, caratterizzate da limitati spessori di rocce di faglia, che risultano organizzate in un sistema coniugato con direzioni che variano da ENE-WSW a NW-SE. A scala cartografica le faglie trascorrenti risultano essere destre, individuando così un sistema constituito da faglie principali e dalle relative sintetiche. Le faglie più importanti di questo sistema sono principalmente due: quella che corre parallela al Torrente Ginepreto e quella che collega il paese di Torricella con quello di Molino. Questa ultima faglia, che risulta sepolta per gran parte del suoi sviluppo sotto le alluvioni del Torrente Formanuova, ha una buona corrispondenza con le discontinuità individuate dalla sismica nel Lago Trasimeno. Da un punto di vista cronologico queste faglie tagliano le principali strutture plicative, mentre i rapporti con le faglie dirette non sono mai stati riconosciuti con certezza.

7. - LE STRUTTURE ESTENSIONALI

Nel corso del Pliocene, l'area del Foglio "Passignano sul Trasimeno" è raggiunta dalle deformazioni estensionali, la cui migrazione nel tempo verso est è se-

PROGETTO CARG

gnata dall'età progressivamente più giovane dei sedimenti neo-autoctoni (ELTER *et alii*, 1975; PASCUCCI *et alii*, 1999; BARCHI *et alii*, 2006).

L'area del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno" non è interessata da strutture estensionali di primo ordine, che corrispondono ai bacini longitudinalmente più estesi, risultando compresa tra i due *graben* principali; il primo della Val di Chiana, la cui impostazione è riferibile al Pliocene inferiore (AMBROSETTI *et alii*, 1989; COSTANTINI & DRINGOLI, 2002), e il secondo della Alta valle del Tevere, in cui l'inizio della sedimentazione sintettonica può essere riferito al Pliocene superiore (BROZZETTI, 1995).

Le faglie dirette più importanti, a direzione prevalente NNW-SSE, immergono principalmente verso WSW, e raggiungono rigetti di alcune centinaia di metri. Nel loro sviluppo longitudinale queste faglie dirette sono segmentate e localmente trasferite da faglie trasversali, a direzione WSW-ENE, ereditate dalla precedente fase compressiva. Queste faglie hanno carattere estensionale o trastensivo, in accordo con il campo regionale di sforzi.

Nel settore occidentale, la faglia diretta più importante, con direzione NNW-SSE, attraversa il settore centrale del Lago Trasimeno, così che l'Isola Polvese e l'Isola Maggiore rappresentano il blocco di letto sollevato. Il proseguimento a terra di questa faglia può essere tracciato a nord nella zona di Tuoro, e a sud nella pendici occidentali del Monte Bellaveduta (fig. 58). La presenza di questa faglia è messa in evidenza anche dai rapporti tra le unità continentali pleistoceniche, lungo la sezione C-C', a corredo al foglio. Un analogo sistema di faglie è stato ricostruito nella zona di Tavernelle-Pietrafitta, su base geomorfologica, da AMBROSETTI *et alii* (1989). Altre faglie, sintetiche e antitetiche, con la medesima orientazione, sono state messe in evidenza dalla sismica a riflessione nel sottosuolo del lago. Tuttavia la loro prosecuzione a terra è meno evidente.

Per quanto riguarda le dislocazioni trasversali, l'esempio più rilevante è costituito dalla faglia che attraversa il settore centrale del Lago Trasimeno, da Castiglione del Lago a Monte del Lago, che ne influenza anche la geometria attuale e che si riflette sulla geometria dei sedimenti, evidenziata dalle indagini di sismica a riflessione (vedi figg. 46 e 47).

Nel settore occidentale, la presenza delle faglie dirette è anche evidenziata dal generale basculamento verso ENE delle successioni continentali pleistoceniche, osservabile sia in affioramento (i livelli pelitici del sintema di Sanfatucchio immergono sistematicamente verso i quadranti orientali, con inclinazioni di circa 10°), sia nelle sezioni sismiche (vedi fig. 51). La sismica conferma anche il progressivo spostamento verso est dei depocentri, già ricostruito su base geomorfologica da AMBROSETTI *et alii* (1989). Questa deformazione rappresenta l'effetto di faglie dirette immergenti verso WSW, localizzate lungo la costa orientale del Lago e al bordo occidentale del rilievo del Monte Malbe.

Nella zona di Monte Malbe la tettonica estensionale è assai più evidente e pro-

PROGETTO CARG

duce la frammentazione della struttura in blocchi di piccole dimensioni, in genere inferiori al chilometro quadrato. Questa maggiore importanza delle deformazioni estensionali si deve principalmente al fatto che quest'area è più prossima al *graben* dell'Alta Valtiberina, che rappresenta uno dei principali elementi distensivi della regione e che si colloca poco a est del bordo orientale del Foglio. Inoltre il comportamento fragile delle rocce prevalentemente calcaree, che affiorano in questo settore, registra in maniera assai più evidente l'effetto delle deformazioni estensionali rispetto alle successioni torbiditiche, affioranti nel settore occidentale.

Va comunque chiarito che, anche a causa della folta copertura vegetale e della intensa attività antropica, solo in alcuni casi è possibile osservare direttamente i contatti tettonici, che nella maggior parte dei casi sono desunti dalla presenza di formazioni stratigraficamente distanti a breve distanza tra loro e dalla presenza di estese zone cataclastiche.

Tra le faglie immergenti verso WSW, la più importante borda ad ovest il rilievo calcareo del Monte Malbe, separandolo dalla collina di Corciano. La prosecuzione verso nord di questa faglia si segue a ovest della collina di Mantignana e nella zona del F.so della Maestà. Verso sud, la faglia devia in direzione NW-SE, bordando la collina di Lacugnano. La genesi dei travertini di Ellera (subsintema di S. Sabina) è probabilmente legata all'attività di questa faglia. Il versante occidentale del Monte Malbe è interessato da un set di faglie parallele alla bordiera sopradescritta; la più importante di queste faglie mette a contatto il Triassico (Calcari a *Rhaetavicula contorta*) e la Scaglia Rossa nella zona a monte di Migiana.

Al limite orientale del Foglio, i rilievi del Monte Malbe e del Monte Torrazzo sono bordati da una importante faglia diretta immergente verso NE, che sovrappone la Formazione Marnoso-Arenacea Umbra (Miocene) direttamente sul Calcare cavernoso (Triassico). Questo contatto è stato perforato dal pozzo Perugia 2, localizzato poco a est del bordo orientale del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno", e la sua prosecuzione nel sottosuolo, come faglia diretta a basso angolo di importanza regionale, è evidenziata da dati di sismica a riflessione (ad es. BARCHI *et alii*, 1999; COLLETTINI & BARCHI, 2002). Una faglia dello stesso tipo, immergente verso NE, mette a contatto le marne mioceniche con il Calcare Massiccio e la Corniola nella zona di Sassetto ed era stata precedentemente descritta da MINELLI *et alii* (1986). I rilievi calcarei del Monte Malbe e del Monte Torrazzo sono interessati da numerosissime altre faglie, prevalentemente a cinematica estensionale. La maggior parte di queste faglie sono parallele a quelle principali, con direzione circa NW-SE. Tuttavia esistono anche numerose faglie trasversali, con direzione E-W o SW-NE, che complicano ulteriormente il già frammentato quadro strutturale dell'area (CATTUTO *et alii*, 1983; AMBROSETTI *et alii*, 1989).

PROGETTO GARC

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - LE FRANE

(*a cura di A. Boscherini, G.Felicioni, B.Mencaroni, A.Sorrentino*)

Il territorio compreso nel foglio mostra una propensione al dissesto gravitativo più bassa che in altre realtà regionali, sia come numero di eventi sia come ricorrenza ed estensione dei fenomeni. La tipologia di frana più rappresentata è ascrivibile allo scivolamento rotazionale/traslativo, molto meno frequenti sono le frane con movimento complesso e i colamenti lenti. La maggior parte dei fenomeni non supera i 5 ha di estensione, con ampiezza prevalente intorno ad 1,2 ha.

Le osservazioni di campagna dei rilevatori hanno confermato tale situazione evidenziando quanto segue:

- rari fenomeni franosi (2-3 a kmq) e di modesta superficie (indicativamente inferiore ad 1 ha) nei depositi continentali collinari dei Sintemi di Sanfatucchio e di Panicale;
- frane assenti o rarissime nei depositi continentali collinari dei Sintemi di Perugia e del Nestore;
- distribuzione prevalente dei dissesti gravitativi a ridosso delle zone di sovrascorrimento del Macigno sui membri della Scaglia toscana, un'ampia zona completamente modellata da processi gravitativi di versante è stata individuata a Sud di Castel Rigone ai lati del Torrente Ginepreto;
- rari fenomeni franosi sulla successione del Monte Rentella e sulla Formazione Marnoso Arenacea Umbra, prevalentemente concentrati sulla omonima formazione del Monte Rentella;
- sostanziale stabilità nelle zone di affioramento della successione carbonatica del massiccio del Monte Malbe.

PROGETTO CARG

Fig. 64 - *Frana in loc. Il Poggio, lungo lago, Castiglione del Lago.*

PROGETTO CARG

La maggior parte delle frane presenti nel foglio sono state classificate attive (frane con indizi di evoluzione). Gli atlanti sul rischio da frana inseriti sui Piani di Assetto Idrogeologico adottati dall' Autorità di Bacino del F. Tevere e F. Arno (2002), non individuano nell'area del foglio alcuna situazione a rischio elevato (R_3) e molto elevato (R_4). Recentemente è stata avanzata una proposta di nuovo inserimento, come situazione a rischio molto elevato, da parte del Comune di Castiglione del Lago, per le pareti lungo lago in località il Poggio, in prossimità del Centro Storico subito ad Est, Sud Est della Torre. (figg. 64 e 65). Le pareti sub verticali sono costituite da banchi metrici calcilutitici alternati a più sottili strati marnosi (Formazione di Monte Morello). Il pericolo di crollo dei blocchi calcilutitici mette a rischio la transitabilità della strada sottostante. Nel corso del 2003 si sono verificati dei crolli da un settore della parete.

Gli elaborati e i documenti a disposizione permettono di segnalare due frane, oggi stabilizzate, che hanno prodotto situazioni di rischio elevato. Il primo episodio è riconducibile a fenomeni di crollo di grandi blocchi arenacei dalle pareti a ridosso di parte del centro storico di Passignano. Gli eventi si verificarono nel gennaio del 1997, a seguito di abbondanti nevicate e del successivo repentino scioglimento della neve. I tratti di parete coinvolti nel fenomeno, sono oggi con-

Fig. 65 - *Frana in loc. Il Poggio, lungo lago, Castiglione del Lago. Particolare della litofacies interessata dai crolli.*

solidati con protezioni corticali (reti rinforzate con maglie di cavi in acciaio) e chiodature. (figg. 66 e 67).

Il secondo episodio, noto come frana del Calcinaio, mise a rischio la transitabilità del raccordo autostradale Perugia-Bettolle in località il Colle, circa un Km dopo l'uscita Passignano Est in direzione Est. La particolare situazione geologica, con giaciture a franapoggio di successioni calcaree su successioni marnose, e lo stato di abbandono e degrado di vecchie pareti di cava favorirono lo sviluppo di ripetuti fenomeni di crollo di corpi rocciosi prevalentemente calcarei stratificati su un impluvio a forte pendenza costituito da argille e argille marnose già rimaneggiate. Il peso dei detriti progressivamente accumulati produsse lo scollamento e il movimento del corpo argilloso rimaneggiato, che prima invase la Strada Statale n.75 e poi una corsia di transito della contigua superstrada, con una tipologia di frana riconducibile, al piede, ad un colamento. La velocità massima apprezzabile in *situ* fu dell'ordine di 1-2 metri all'ora. L'area fu consolidata e messa in sicurezza con due ordini di terre armate, appoggiate su solette in cemento armato fondate su pali armati e gettati in opera a grande diametro (0,90 m – 1,00 m) attestati per alcuni metri sul *bedrock* stabile (fig. 68).

PROGETTO CARG

Fig. 66 - *Protezioni corticali e chiodature sul Centro Storico di Passignano.*

Fig. 67 - *Tipologia delle pareti di alimentazione di frane di crollo a Passignano sul Trasimeno.*

PROGETTO CARG

Fig. 68 - *Loc. Calcinaio, Passignano sul Trasimeno, frana stabilizzata.*

PROGETTO SARG

2. - FENOMENI DI SUBSIDENZA
(*a cura di A.Boscherini, G.Natale*)

Nell'area del foglio non sono state segnalate situazioni di subsidenza del suolo che coinvolgano vaste aree o che siano riconducibili a fenomeni interessanti interi centri abitati o loro parti. Fa eccezione un'area sita nei pressi della località Fontignano, nel settore meridionale del foglio, nel bacino del Torrente Nestore, ove sono stati indicati danni da cedimenti fondali su alcune case concentrate in una zona di almeno un kmq, con presenza di materiali argillosi e limo – sabbiosi talvolta lignitiferi e torbosi a modesta profondità. I sondaggi effettuati nell'area permettono di ricostruire una stratigrafia che può essere schematizzata, almeno fino a 25 m di profondità, dalla presenza di argilla e argilla – limosa, inglobante lenti e strati di sabbie limose dello spessore massimo di 2 m. La falda acquifera stabile è posta sui 20 metri di profondità rispetto al piano di campagna, superiormente possono essere contenute nei corpi sabbioso-limosi modeste falde idriche sospese. In occasione di forti prelievi e periodi siccitosi, come negli anni 2002 e 2003, le falde idriche sospese si esauriscono e si abbassa il livello della falda più profonda inducendo la consolidazione dei depositi argillosi e argilloso-limosi.

Fig. 69 - *Molo di Castiglione del Lago. Livello dell'acqua nell'estate del 2003.*

Nel complesso il fenomeno si ritiene di natura locale e solo gli sviluppi futuri del monitoraggio potranno dire se le deformazioni del suolo sono permanenti o temporanee.

3. - RISCHIO IDRAULICO E BONIFICHE IDRAULICHE
(*a cura di A.Boscherini, A.Motti, A.Sorrentino*)

Nell'area del foglio non sono individuate nel PAI (Piano Assetto Idrogeologico F. Tevere) fasce a rischio idraulico. E' perimetrata un'area a pericolo d'esondazione, con tempi di ritorno di 50 e 200 anni, all'altezza della confluenza del Torrente Caina con il Fiume Nestore, presso Pieve Caina. Tuttavia riteniamo doveroso segnalare la complessa ed articolata regimazione idraulica delle valli ad est di Magione ove, in alcuni casi, le acque artificialmente incanalate scorrono a quote prossime al livello di campagna (tratti del TorrenteFormanuova tra Magione e Sole Pineta-Rocca Monaldi). Per ciò che attiene le conoidi e le forme da *debris flow* si segnalano le colate detritico-fangose incanalate (b_4) rilevate a nord del Trasimeno sulla zona pedemontana compresa tra il centro storico di Passignano sul Trasimeno e San Donato. Non si hanno tuttavia notizie di recenti attività di tali conoidi. Sempre a nord del lago, nel tratto compreso tra Passignano e Tuoro,

PROGETTO CARG

abbondanti processi di sedimentazione, hanno permesso la formazione di lingue di terra perpendicolari alla costa in corrispondenza dei principali torrenti, tra cui il TorrenteMacerone. Il Piano Stralcio del Lago Trasimeno, redatto dall'Autorità di bacino del Fiume Tevere, riporta fra l'altro varie notizie riguardanti l'alternarsi delle piene e delle magre del Trasimeno e gli interventi che l'uomo ha storicamente messo in atto per contrastarle. In questa sede citeremo soltanto le principali opere di bonifica e le principali escursioni del livello del Lago. All'imperatore Claudio (41-54 d.C.) risalirebbe la prima bonifica consistente in un cunicolo di deflusso delle piene. Nel 1423, a seguito di un decreto di Braccio Fortebraccio da Montone, Signore di Perugia, fu realizzato un canale emissario in galleria "esautore", denominato "cava", per l'allontanamento delle acque in eccesso verso il TorrenteCaina e quindi il Nestore. Nei secoli successivi "l'esautore" fu oggetto di frequenti opere di manutenzione da parte dei Papi, fino alla realizzazione del nuovo emissario (1896-1898), posto vicino al vecchio ma più basso in quota, ad opera del Consorzio di Bonifica del Trasimeno. Fino all'inizio del XX secolo fu preso in considerazione solo il problema delle piene, successivamente risultò di rilevante importanza affrontare anche il problema delle magre.

Per il periodo antecedente la realizzazione del nuovo emissario sono citate dal Piano Stralcio le piene del 1602 (+ 3 m), del 1750, del periodo 1726-1773 (fino a + 2,75 m), del 1810, del periodo 1886-1891 (+1,5 m) e la magra del 1792 (-1,45 m).

La soglia dell'attuale emissario si attesta a 257,33 m s.l.m.. Il vecchio emissario (esautore) è posto ad una quota maggiore. Le periodiche escursioni del livello del Lago, dopo la costruzione del nuovo emissario, sono ben documentate dai livelli idrometrici, che alla stazione di San Savino (Magione) hanno fatto registrare poche escursioni in positivo, fino ad un massimo di +0,89 m nel 1917, e molte e prolungate escursioni negative, fino ad un massimo di -2.5-2.6 m nel 1958.

Recentemente, nel 2003, sono stati registrati abbassamenti fino a circa 1,80 m sulla quota di sfioro (fig. 64). Il nuovo emissario regolava le piene senza naturalmente incidere sulle magre tanto che, a causa delle ricorrenti crisi, il Consorzio di Bonifica con successivi interventi convogliò nel Lago prima le acque del Tresa e del Rio Maggiore (1958), attraverso l'Anguillara, poi le acque dei Torrenti Moiano e Maranzano (1964), ampliando l'ampiezza del bacino scolante da 183 a 285 kmq. Il citato Piano Stralcio del Lago Trasimeno del maggio del 2001, al fine di mantenere il delicato equilibrio del Lago Trasimeno, indica una serie di azioni tra cui l'ampliamento del bacino, l'allacciamento alla diga del Montedoglio (in corso di esecuzione), la revisione e l'innovazione delle tecniche di irrigazione.

PROGETTO CARE

4. - SISMICITÀ STORICA E PERICOLOSITÀ SISMICA
(*a cura di A.Boscherini, F.Ponziani*)

Il primo e più famoso terremoto di cui si hanno notizie storiche con forte risentimento nell'area del foglio è il sisma del 23 giugno del 217 avanti Cristo, giorno della battaglia del Trasimeno. Di esso Tito Livio scrive : "Tanto animosa fu la battaglia, che nessuno dei combattenti si accorse del terremoto che fece crollare molte case delle città d'Italia". (Ab urbe condita, libro XXII). Il catalogo parametrico dei terremoti italiani NT 4.1 in un'area circolare di 50 Km di raggio, centrata sul Trasimeno (Lat. 43,133°, Log. 12,166°), non riporta terremoti storici con intensità maggiore di 7 fino al 1005; in un'area circolare di 125 Km di raggio, con lo stesso centro, sono indicati forti terremoti storici fino al 76 avanti Cristo poi vi è una lacuna di oltre 1000 anni fino al 1005 d.C.

L'elenco dei forti terremoti con I≥7, con probabile epicentro nell'area circolare di cui sopra, è il seguente (fig. 70):

Località	**Anno**	**M**	**Intensità Max**
Arezzo	1005	-	75
Sansepolcro	1270	-	75
Monterchi	1352	-	90
Bocca Serriola	1389	-	90
Città di Castello	1458	-	90
Foligno	1477	-	75
Sansepolcro	1489	-	70
Gubbio	1593	-	75
Sansepolcro	1694	-	70
Spello	1702	-	70
Montefalco	1740	-	70
Gualdo Tadino	1751	-	100
Radicofani	1777	-	80
Valtiberina	1789	-	90
Foligno	1832	-	85
Bastia Umbra	1854	-	75
Città della Pieve	1861	-	70
Città di Castello	1865	-	70
Appennino Umbro Marchigiano	1897	-	75
Monterchi - Citerna	1917	56	95
Piancastagnaio	1919	52	80
Radicefani	1940	51	75
Deruta	1941	-	70
Sansepolcro	1948	48	75
Castel Giorgio	1957	-	75
Trasimeno	1969	48	70
Gubbio - Valtellina	1984	48	70

Fig. 70 - *Intensità dei terremoti storici*

PROGETTO CARG

La mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale riferita all'Ord. P.C.M. del 20.03.2003, n. 3274, per i territori comunali compresi nel foglio, indica valori di accelerazioni massime attese con probabilità di superamento del 10% in 50 anni (TR 495 anni) pari 0,2 g nei settori più orientali. La classificazione attualmente vigente, approvata a seguito dell'Ordinanza di cui sopra nel giugno 2003, inserisce quasi tutto il territorio del foglio in zona II, che ha come accelerazione d'ingresso 0,25 g, anche in virtù della precedente classificazione in seconda categoria.La zonazione sismogenetica più recente, la ZS9, assegna quasi tutto il territorio del foglio alla zona 920, (Trasimeno-Ceccano o Valdichiana-Ciociaria) che è contraddistinta da uno strato sismogenetico compreso tra 5 e 8 Km di profondità e da un prevalente meccanismo di fagliazione di tipo normale con valori massimi di magnitudo osservati non superiori a 5,6.

La ricerca sulla sismicità storica della provincia di Perugia (Conversini *et alii* 1990) per il terremoto del 1861 in Val di Chiana (Città della Pieve - VIII grado MCS) riporta una intensità risentita a Paciano pari al VI grado e per il terremoto di Monterchi - Citerna del 1917 (IX grado MCS) indica una intensità risentita a Passignano pari al V grado.

5. - PROVE IN SITO E PARAMETRI GEOTECNICI
(*A.Boscherini, A.Motti, G.Natale, N.Natali*)

Per la definizione dei parametri geotecnici sono stati consultati gli elaborati geologici a corredo dei progetti di esecuzione di importanti opere pubbliche tra cui le condotte per l'adduzione di acqua dal lago di Montedoglio al Trasimeno e il Polo Unico Ospedaliero di S. Andrea delle Fratte.

	b	**PGU3b**	**NSE1a**	**SFAa**	**SFAb**	**TMO1**	**TMO2**
γ	1,7-1,9	1,90-2,2	1,8-1,85	1,95-2,19* 2,03-2,07			1,851,37- 1,47*
γ_S	2,65-2,72	2,67 2,81*		2,66-2,72	2,66-2,73	2,64-2,7	
W	0,20-0,35	16,52		0,19-0,30	0,20-0,26	0,15-0,22	
Wp	O,15-0,28	35,44 29,59*		0,20-0,25	0,25-0,29	0,21-0,19	
Wl	0,28-0,59	44,67 81,13*		0,47-0,70	0,53-0,80	0,40-0,41	
D	23%-54%			26%-73%	26%-82%	10%-47%	
C_u		40-200					50

PROGETTO CARG

	b	PGU3b	NES1a	SFAa	SFAc	TMO1	TMO2
C'	5-10	20-24	0-2	2-11* 5,5	4-10		
φ'	22°-26°	25°-30° 18,33°*	27°-30°	20°-28°* 17°-20°	19°-22°		27°-30°*
φ_r				17°-18°*			
K				$1,4\text{-}1,8^{-8}$* $8,8^{-10}$	$9,3^{-10}$		

Fig. 71 - *Parametri geotecnici.Legenda:* b_*depositi alluvionali,* (**PGU3b**) *Sintema di Perugia, subsintema di Santa Sabina, litofacies b,* (**NES1a**) *subsintema di Tavernelle, Unità di F.sso Cigne,* (**SFAa**) *Sintema di San Fatucchio, Unità di Moiano,* (**SFAc**) *Sintema di San Fatucchio- Unità di Gioiella – Selvella,* (**TMO1**) *Sintema del Trasimeno, subsintema di Macchie,* (**TMO2**) *Sintema del Trasimeno, subsintema di San Feliciano. Simboli: γ_peso dell'unità di volume (g/cmc),* γ_s*_ peso specifico dei grani (g/cmc), W_contenuto d'acqua, Wp_limite di plasticità, Wl_ limite di liquidità, D_frazione argillosa passante al setaccio 0,002mm, Cu_coesione non drenata (kPa), C'_coesione efficace (kPa),* φ*'_angolo di attrito,* φ_r*_angolo di attrito residuo, K_permeabilità (cm/sec).*

I dati provenienti da prove di laboratorio, eseguite sul campione tal quale (5) nel caso di depositi coerenti o sabbiosi o sulla frazione fina nel caso di depositi ghiaiosi, sono stati raggruppati in intervalli di valori per ogni unità stratigrafia dei depositi continentali. Nella fig. 71, per i dati disponibili, sono indicate le proprietà indice e i parametri meccanici.

Tutti i dati riconducibili al sintema di Perugia, subsintema di Santa Sabina, litofacies b derivano da indagini geognostiche finalizzate alla caratterizzazione dei terreni di imposta del Polo Unico Ospedaliero di S. Andrea delle Fratte di Perugia; quelli con asterisco sono riferibili a campioni prevalentemente argillo-limosi, gli altri, a campioni prevalentemente limo-sabbiosi. Per il subsintema di Tavernelle, unità di Fosso Cigne i parametri sono attribuibili a litotipi prevalentemente sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi. I dati con asterisco riferiti al sintema di Sanfatucchio, unità di Moiano, provengono da campioni descritti come limi argillosi e limi sabbiosi e prelevati in località Palazzolo nei pressi di Moiano. Tutti gli altri parametri geotecnici riconducibili al sintema di Sanfatucchio, ottenuti su campioni prevalentemente limo-argillosi e argillosi, prelevati ad Ovest del Fosso Rigo Maggiore, derivano dagli studi per la progettazione delle opere di adduzione delle acque dalla diga del Montedoglio. I parametri sul sintema di Sanfatucchio- unità di Gioiella – Selvella sono riferiti a campioni prevalentemente argillosi, prelevati tra Castiglion del Lago e Sanfatucchio su sondaggi eseguiti per la stessa progettazione delle opere di adduzione. I dati geotecnici relativi al subsintema di Macchie-Poderone sono riferiti ai depositi prevalentemente argillo-limosi con sabbie, presenti nella zona ad W-NW del Trasimeno tra Castiglion del Lago e Tuoro,

PROGETTO CARG

anch'essi indagati nell'ambito della progettazione delle opere di adduzione di cui sopra. I parametri espressi per il Sistema del Trasimeno, subsintema di San Feliciano, sono valori medi stimati e provengono da interpretazioni di prove penetrometriche dinamiche effettuate per il ripristino del porto di Panicarola. Quelli con asterisco sono riferiti a sedimenti prevalentemente sabbiosi, indagati con prove penetrometriche dinamiche nell'ambito della progettazione per il recupero del Porto di San Feliciano. (6) Sui depositi alluvionali (b), presso la confluenza tra il Torrente Caina e il Fosso della Lupina, (Faralli, 2002), sono state inoltre effettuate prove penetrometriche statiche (CPT, penetrometro olandese da 10 t, angolo punta 60°, peso asta 1,30 kg, velocità penetrazione 2 cm/s) che hanno individuato, per i primi 13 m di profondità, valori di resistenza di punta Qc compresi tra 5 e 40 kg/cmq, mediamente 20 kg/cmq, e valori di resistenza laterale Fs compresi tra 0,5 e 2,0 kg/cmq, mediamente 1 kg/cmq. Valori analoghi di resistenza alla punta sono stati ottenuti con prove penetrometriche dinamiche (penetrometro dinamico standard, massa battente 63,5 kg, altezza caduta 0,75 m, area punta 20,43 cmq), sugli stessi depositi, fino a 15 m di profondità, presso il Ponte della Torre sul Torrente Anguillara. Tra le località Olmo e Stazione di Ellera, alcune prove penetrometriche statiche (CPT), (Cioli, 2003) hanno attraversato i depositi eluvio colluviali (b_2). I valori della resistenza alla punta Qc, dopo il primo metro di terreni rimaneggiati, sono risultati elevati, maggiori di 40 kg/cmq con punte fino a 100 kg/cmq, giustificando così la presenza di abbondanti inclusi ciottolosi e livelli di ghiaia calcarea, come rinvenuti sui sondaggi. Prove penetrometriche standard (SPT), (Faralli, 2002), eseguite sui depositi riconducibili all'unità di Fosso Cigne, hanno prodotto valori di resistenza alla punta compresi tra 10 e 100 kg/cmq, con valori medi intorno a 40-50 kg/cmq. Sull'unità di Fontignano, sondaggi elettrici verticali a fini idrogeologici, hanno fornito, per i soli primi 10-20 m di profondità, valori di resistività inferiori a 20 hom.m. Per il subsintema di San Feliciano sono disponibili alcuni dati di prove in situ (Pensi, 2000). In particolare per i litotipi sabbioso-argillosi più superficiali (fino a 6 m di profondità) sono stati ottenuti valori di SPT fino a 2 colpi/piede, mentre per i litotipi soggiacenti, argille debolmente sabbiose e sabbie, sono sati ottenuti da 3 a 8 colpi/piede. Sull'area di imposta del Polo Unico Ospedaliero in loc. S. Andrea delle Fratte del Comune di Perugia, appena fuori dell'area del foglio, sono state eseguite numerose indagini geognostiche e geofisiche. I terreni affioranti sono riconducibili al Subsintema di Santa Sabina, litofacies b. Il loro spessore massimo raggiunge i 10-15 m e appoggiano direttamente sulle successioni torbiditiche della Formazione Marnoso Arenacea Umbra. Durante una campagna geognostica e geofisica del 2001 le prove in sito SPT (Standard Penetration Test) hanno fornito valori di N(30) (colpi per 30 cm di infissione) compresi tra 17 e oltre 50, rivelando una estrema variabilità nella compattezza e natura dei terreni costituenti il subsintema. I valori più elevati sono stati riscontrati in presenza di brecce o livelli travertinosi. Per la Formazione

PROGETTO CARG

Marnoso Arenacea Umbra sottostante le prove SPT hanno sempre fornito un numero di colpi N(30) maggiore di 50.

Le prove geofisiche in foro (*cross hole*) hanno fornito i seguenti valori delle Vs (velocità delle onde sismiche di taglio o secondarie):

- suolo e alterazione dei terreni riconducibili al subsintema sintema di Perugia, subsintema di Santa Sabina, litofacies b, Vs compresa tra 250 e 400 m/s;
- terreni riconducibili al subsintema sintema di Perugia, subsintema di Santa Sabina, litofacies b,, Vs compresa tra 400 e 760 m/s;
- alterazione della Marnoso Arenacea Umbra, Vs compresa tra 760 e 870 m/s;
- Marnoso Arenacea Umbra, Vs compresa tra 870 e 1305 m/s.

Prove penetrometriche statiche (CPT), realizzate nel corso di una campagna nel 2002, hanno prodotto, sui depositi riferibili al PGU_{3b}, i seguenti valori:

- resistenza alla punta Qc, da 10 a 80 kg/cmq, fino a 15 m di profondità, con una media di circa 40 kg/cmq;
- resistenza laterale Fs, da 0,5 a 6 kg/cmq, fino a 15 m di profondità, con una media di circa 2 kg/cmq.

Prove penetrometriche standard (SPT) più recenti (2006), hanno fornito per i litotipi argilloso-limosi del sintema di Perugia, subsintema di Santa Sabina, litofacies b, valori di N(30) da 13 a 19 e per i litotipi sabbioso-argillosi dello stesso subsintema valori di N(30) da 29 a 33.

Sondaggi elettrici verticali hanno indicato per il sintema di Perugia, subsintema di Santa Sabina, litofacies b, nella vicina località della zona industriale, valori di resistività alternati e variabili tra 7,5 hom.m e 85 hom.m.

Sul membro della Scaglia toscana, in loc. Calcinaio, Passignano sul Trasimeno, per la bonifica di un movimento franoso, sono state realizzate prove di laboratorio su campioni rimaneggiati delle argilliti che hanno misurato i seguenti parametri: coesione residua 29 kPa ed angolo d'attrito residuo, 12°.

In varie località (Castel Rigone, San Savino, Trecine, Monte Girella) sono stati stimati i parametri geotecnici per la Formazione del Macigno e per la coltre di alterazione. Coltre d'alterazione: peso di volume, 1,8-2,0 g/cmc, coesione efficace, 0-500 kPa, angolo d'attrito, 20°-28°. Discontinuità arenacee del substrato: coesione efficace, 50 kPa, angolo d'attrito, 35°. Discontinuità argillitiche del substrato: coesione efficace, 30 kPa, angolo d'attrito, 22°.

Nelle vicinanze di Monte Melino, ad W di Tuoro, nell'ambito del progetto definitivo dell'Ente Irriguo Umbro Toscano per le opere di adduzione da Montedoglio, sono state eseguite delle prospezioni sismiche a rifrazione sull'aree di affioramento del secondo membro del Macigno. In particolare sono stati distinti uno strato superficiale dello spessore variabile da 1 a 4 m, identificabile come coltre di alterazione del substrato torbiditico, con valori della velocità delle onde primarie compresi tra 0,3 e 0,7 km/s e un substrato riconducibile alla Formazione del Macigno, con valori delle Vp compresi tra 2,9 e 3,8 km/s. Le prove di

PROGETTO CARG

rottura eseguite su campioni di roccia arenacea hanno fornito una resistenza alla compressione compresa tra 36,3 MPa e 60,8 MPa. Sono inoltre disponibili per il secondo membro del Macigno i risultati di prove di permeabilità in situ con valori di K oscillanti tra $1,12^{-6}$ e $7,34^{-7}$ m/s.

Fra i depositi antropici segnaliamo, in ultimo, l'esistenza di una discarica di rifiuti solidi urbani e assimilabili, non più in uso, parzialmente bonificata, in loc. Tregine, ad W di Castel Rigone.

6. - RISORSE LITOMINERARIE

(*a cura di A.Boscherini, M.Cenci, A.Motti, F. Pazzaglia, G.Simone*)

Le più importanti risorse litominerarie del foglio sono attualmente riconducibili alla presenza di depositi calcarei e calcareo-marnosi appartenenti in primo luogo alla successione carbonatica Umbro-Marchigiana s. l. e subordinatamente alla Formazione della Scaglia Toscana. Secondo il Piano Regionale delle Attività Estrattive, recentemente approvato (D.C.R. n. 445 del 09.02.2005), le cave attive nell'area del Foglio non raggiungono la decina. Complessivamente

Fig. 72 - *Cave di versante in loc. Migiana, Corciano.*

PROGETTO CARG

Fig. 73 - *Cava di tipo culminale in località Monte Petroso.*

il materiale estratto secondo le statistiche degli ultimi anni, si aggira intorno ai 700.000-800.000 mc. all'anno. L'attività è tuttavia fortemente concentrata sui poli estrattivi di Migiana di Corciano, di Colle Umberto - Monte Petroso e subordinatamente sulle unità litosratigrafiche calcareo-marnose della Scaglia toscana presso Monte Solare e a Sud di Monte Bellaveduta. A Migiana di Corciano, (fig. 72) si sono succedute nel tempo varie attività estrattive originando un'unica area di cava che occupa gran parte del versante occidentale dei rilievi carbonatici posti di fronte al colle di Corciano. In queste cave affiorano e vengono estratti i materiali calcarei e calcareo-marnosi, che vanno dalla formazione della Maiolica al tetto della Scaglia Rossa. Si tratta di una cava di versante con tecnica di coltivazione a gradoni multipli. Il recupero ambientale avviene gradualmente con rimboschimenti successivi a partire da monte, sulle parti già coltivate. I materiali sono usati prevalentemente come calcari per inerti.

Presso Monte Petroso, a Nord di Colle Umberto, l'attività estrattiva interessa sempre le formazioni calcaree e calcareo-marnose della successione carbonatica Umbro-Marchigiana s. l., dalla Maiolica alla Scaglia (fig. 73). Trattasi di una cava di tipo culminale con tecnica di coltivazione a splateamenti successivi. La posizione stessa della cava permette un buon occultamento riducendo notevolmente

PROGETTO CARG

Fig. 74 - *Attività estrattiva sulla Scaglia toscana, in loc. Monte Solare.*

l'impatto visivo. Anche qui i materiali sono prevalentemente classificati come calcarei per inerti. Nella porzione centrale e centro-meridionale del Foglio 310 "Passignano sul Trasimeno", dove non affiorano le successioni carbonatiche Umbro-Marchigiane, le attività estrattive sono concentrate nelle litofacies calcaree e calcareo-marnose della Scaglia toscana, come nei pressi di Monte Solare. Qui la giacitura degli strati, verticale, (fig. 74) ha permesso una tecnica di coltivazione con un fronte inizialmente unico che genera però un forte impatto visivo anche da notevoli distanze.

Per concludere è opportuno accennare alle estrazioni di materiale dal calcare cavernoso in località Capocavallo. Gran parte dell'attività è ormai dismessa, la cava di versante, a gradoni, è in fase di riambientamento (fig. 75). Il materiale estratto è prevalentemente utilizzato come calcari per inerti, per calce e per altri leganti.

La più importante risorsa presente nell'area del foglio era la lignite che veniva estratta a Pietrafitta fino ai primi anni '90 del secolo passato.

Notizie sulla conoscenza del giacimento di lignite di Pietrafitta e del suo possibile sfruttamento industriale si hanno già dal periodo dell'Unità d'Italia. Infatti, nel progetto della "Società promotrice per la ricerca e la coltivazione delle minie-

PROGETTO CARG

Fig. 75 - *Cava sul Calcare Cavernoso presso Capocavallo in fase di riambientazione.*

re dell'Umbria" datato 1862, Pietrafitta viene annoverata tra le possibili località di sfruttamento. E' comunque probabile che le ligniti di quella zona fossero già da tempo utilizzate dalle popolazioni locali (grazie ad alcune manifestazioni superficiali). Vicino Collebaldo, dove affiorava il giacimento lignitifero, iniziò il primo sfruttamento con lavoro manuale sul fianco della collina, dove la copertura del terreno aveva poco spessore (RETTIG, 1961). Lungo la linea di affioramento fu esteso lo sfruttamento, sempre con mezzi rudimentali, mediante piccole coltivazioni a cielo aperto e in galleria. Soltanto durante i periodi bellici, la coltivazione assunse consistenza degna di nota. L'abbattimento a giorno fu iniziato in località Nolfa, su un fronte lungo 300 metri, diretto da nord a sud e avanzante verso est (SABELLA, 1961).

Il giacimento, del quale fu iniziata la coltivazione durante la prima guerra mondiale, al contrario delle altre miniere di lignite presenti in Umbria, è stato sfruttato a cielo aperto, trovandosi a poca profondità dal piano di campagna. La lignite, essendo torbosa e molto umida (combustibile povero con basso potere calorifero), è adatta per l'utilizzazione in posto. A tale scopo nel 1925 (STENTELLA. 2008) si costruì a Pietrafitta una centrale elettrica, che però non poté mai regolarmente funzionare a causa della crisi economica degli anni 1927-1933 e a nu-

PROGETTO CARG

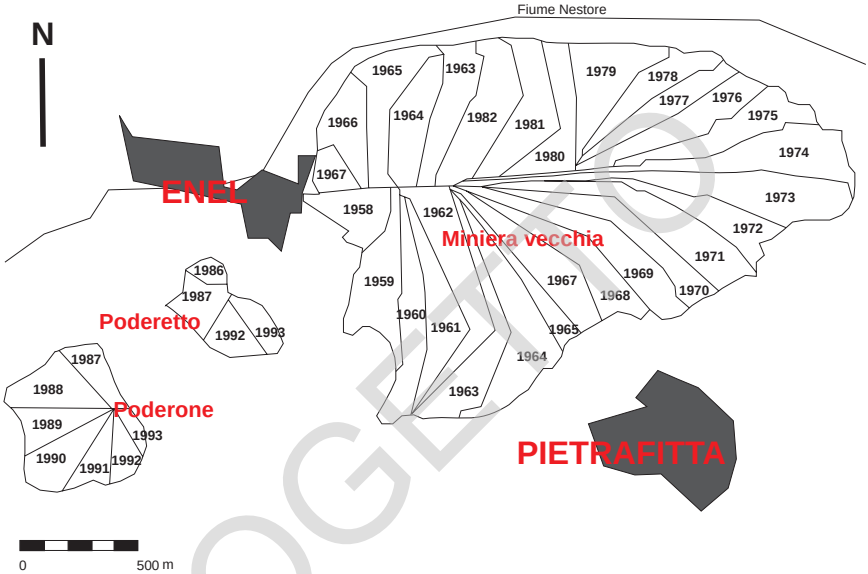


Fig. 76 - *Pianta della miniera di Pietrafitta. Sono evidenziate le tre diverse aree e i vari settori, con il relativo anno di estrazione della lignite (da* Gentili et alii, *1996 modificato).*

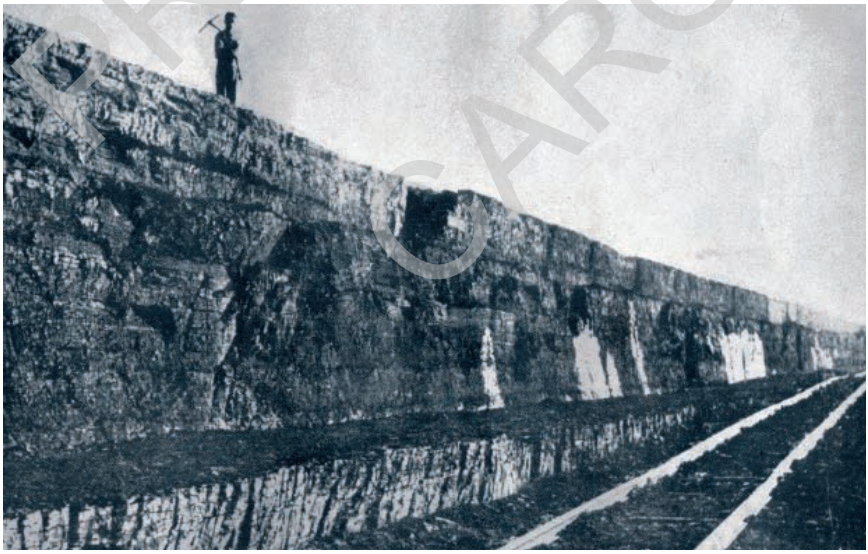


Fig. 77 - *Miniera di Pietrafitta (area della Miniera vecchia). Il banco di "lignite" prima dell'inizo dei lavori di estrazione meccanici. Si noti l'alternanza della lignite (più scura) con l'argilla (più chiara) da* Battistella, *1960).*

PROGETTO CARG

merose difficoltà tecnico organizzative, legate alle caratteristiche chimico fisiche della lignite di Pietrafitta ed a alla mancanza di approvvigionamenti consistenti e continuativi. Verso la fine della seconda guerra mondiale la centrale di Pietrafitta venne, infine, distrutta dalle truppe tedesche in ritirata.

Successivamente al conflitto mondiale il settore dell'industria lignitifera umbra entrò in una lunga crisi, che si protrarrà per tutti gli anni '50 del secolo passato, quando le attività minerarie vennero riconvertite attraverso il ricorso a forme di utilizzazione alternativa della lignite, come l'impiego nel settore della generazione termoelettrica. La Società Mineraria del Trasimeno, che aveva acquistato la concessione nel 1938, progettò la nuova centrale termoelettrica di Pietrafitta. Questa venne denominata Città di Roma, perché destinata a fornire l'energia elettrica alla capitale. Vennero fatte ricerche sistematiche, per mezzo di sondaggi geognostici e indagini geofisiche, che appurarono la geometria e l'entità del giacimento (diversi milioni di tonnellate). Quindi si iniziò la coltivazione industriale a cielo aperto, con impiego di grandi mezzi meccanici di abbattimento e di trasporto della lignite e dello sterile di ricoprimento. Il maggior ostacolo per lo sfruttamento era dato dal fiume Nestore e i dai suoi affluenti, che negli anni vennero deviati fino ad assumere l'attuale andamento.

A partire dalla fine degli anni '50, l'attività estrattiva venne fatta inizialmente nell'area immediatamente ad est della centrale (area della Miniera vecchia, figg. 76 e 77), dove la lignite presentava le migliori caratteristiche (minor presenza di argilla). Quest'area venne sfruttata, un settore dopo l'altro fino ai primi anni '80, quando la concessione era già dell'ENEL. Successivamente il giacimento venne coltivato nelle aree di Poderone e Poderetto (fig. 76), poste a sud-ovest rispetto alla Miniera vecchia. L'attività estrattiva cessò nei primi anni '90, quando il giacimento era stato quasi completamente sfruttato e non era più economicamente conveniente andare avanti con essa. Attualmente l'area della Miniera vecchia è sede di un bacino idrico a servizio dell'attuale centrale termoelettrica e in località Poderone è visibile l'unico affioramento del giacimento ancora presente.

7. - IDROGEOLOGIA
(*a cura di R.Checcucci*)

Aspetto rilevante dell'idrogeologia del foglio è la presenza, nel settore orientale del foglio, della idrostruttura carbonatica di MonteMalbe, che costituisce il sistema acquifero principale presente nell'area. Sono inoltre affioranti, con una estensione areale significativa (circa il 30% dell'area), i depositi torbiditici dei membri di Poggio Belvedere e di Molin Nuovo della Falda toscana, che sono acquiferi di discreta produttività per la presenza di potenti bancate di arenarie. Risultano inoltre classificabili come acquiferi anche i depositi torbiditici arenacei della formazione della Montagnaccia, e le sequenze con bancate arenacee del

PROGETTO CARG

membro di Casa Spertaglia della successione Umbro-Romagnola, affioranti in vaste aree nei settori orientali del foglio. Per quanto concerne i depositi appartenenti alle unità stratigrafiche sintemiche plio-pleistoceniche sono classificabili come acquiferi: il subsintema di Santa Sabina, di Messiano, di Poderetto e l'unità del F.so Cigne appartenenti al supersintema Tiberino. Relativamente al supersintema della Val di Chiana sono classificabili come acquiferi l'unità di Gioiella-Selvella, l'Unità di Moiano, l'Unità di Panicale, l'Unità di Case Lunghe. Sono inoltre presenti nei fondovalle i depositi alluvionali che risultano acquiferi di scarsa potenzialità, per le ridotte estensione e spessore degli stessi. I depositi lacustri e palustri costituiscono acquitardi/acquicludi della circolazione idrica sotterranea, per la presenza di alternanze di sabbie limose e argille.

Di seguito vengono descritte le caratteristiche idrogeologiche delle principali strutture acquifere presenti nell'area costituite dalle formazioni carbonatiche di Monte Malbe, dalle successioni torbiditiche e dai depositi plio-pleistocenici e alluvionali quaternari.

7.1. - La struttura idrogeologica di Monte Malbe

La struttura idrogeologica di Monte Malbe, unitamente a quella del MonteTezio-MonteAcuto (vedi note illustrative del Foglio 299 "Umbertide"), risulta essere il sistema acquifero principale presente nell'area. L'idrostruttura è costituita dalle formazioni carbonatiche che vanno dal Trias (Calcare Cavernoso e Anidriti di Burano), fino alla Scaglia Cinerea (Eocene superiore). La circolazione idrica sotterranea non presenta emergenze significative, ma da luogo ad un deflusso profondo in parte alimentate le zone pianeggianti dell'area di Mantignana e Lacugnano. L'area è stata oggetto di studi idrogeologici di dettaglio alla fine degli anni 90' (Boila *et alii*, 1999) che hanno permesso di definire il bilancio idrogeologico dell'idrostruttura, con una valutazione dell'infiltrazione efficace variabile tra i 100 e 250 mm per piovosità medie comprese tra i 600 e gli 800 mm/a, le caratteristiche idrochimiche delle acque per pervenire, anche con l'ausilio di indagini geofisiche, all'ubicazione di pozzi per l'utilizzo idropotabile. Le perforazione sono state successivamente realizzate nell'area compresa tra gli abitati di Mantignana e Migiana, interessando le formazioni della Maiolica e della Corniola-Calcare Massiccio. La produttività dei pozzi è risultata mediamente compresa tra 5 e 10 l/s, con trasmissività intorno a valori di 1 10^{-3} mq/s (A.A.T.O. Umbria 1, Umbra Acque, Idrogeotec, 2006).

7.2. - Le idrostrutture delle successioni torbiditiche

Come accennato in premessa i membri dei depositi torbiditici, costituiti da

PROGETTO CARG

arenarie in banchi e rare calcareniti, danno luogo a sistemi acquiferi, con una permeabilità essenzialmente per fatturazione, di discreta potenzialità (indicativamente produttività dei pozzi intorno ad 1-2 l/s). Tali idrostrutture affiorano su aree vaste del foglio, con potenze anche di alcune centinaia di metri, permettendo la costituzione di serbatoi acquiferi che possono garantire l'approvvigionamento idropotabile di centri abitati locali anche di medie dimensioni. Alle sequenze acquifere torbiditiche sono intercalati i depositi di natura pelitica argillosi-marnosi talora con strati calcarenitici (quali quelli appartenenti alla Scaglia toscana e alla successione dell'Unità tettonica Rentella), che costituiscono acquicludi e acquitardi della circolazione idrica sotterranea dando luogo, con i membri arenaci e calcarenitici, a sistemi acquiferi compartimentati. Le sorgenti emergenti dalle strutture costituite dalle successioni torbiditiche, alimentanti il limitato deflusso di base dei corsi d'acqua, hanno portate ridotte, generalmente non superiori a pochi l/s, che nei periodi estivi tendono a decrementare notevolmente fino talora ad estinguersi.

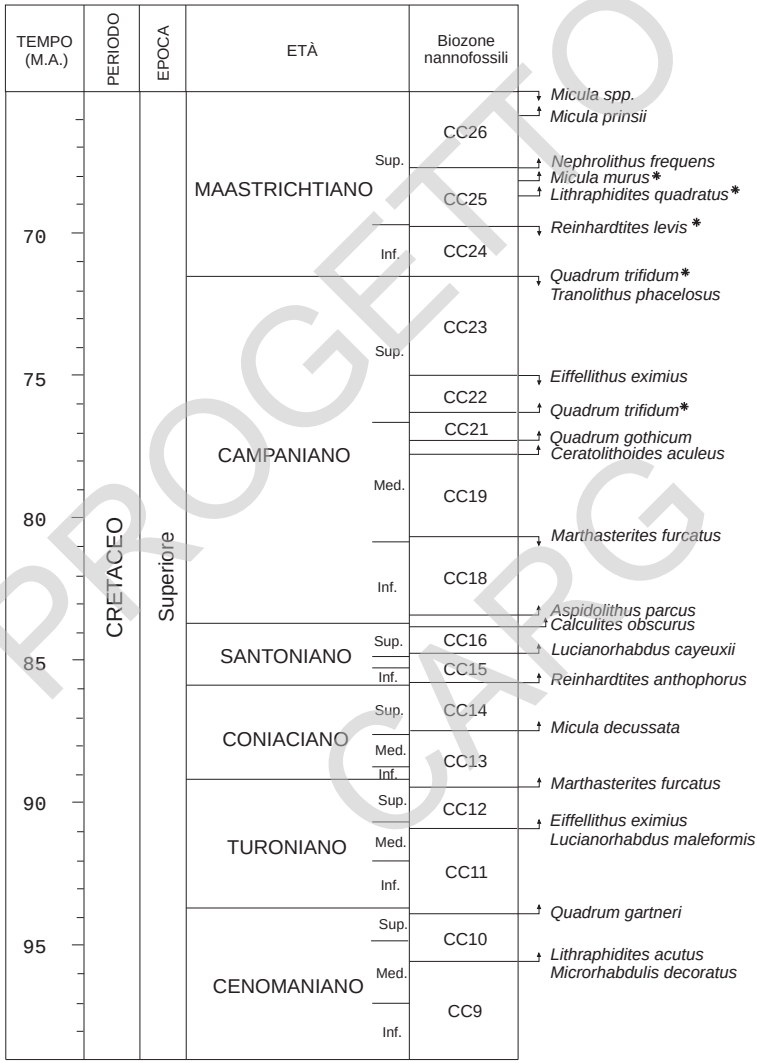
7.3. - I depositi plio-pleistoceni e alluvionali quaternari

I depositi plio-pleistocenici che ricoprono vaste aree del foglio in particolare nel settore occidentale sono caratterizzati per lo più da litofacies con granulometrie fini, con livelli talora sabbiosi, costituendo potenti sequenze di acquitardi e acquicludi con produttività dei pozzi ridottissima di pochi litri al minuto. Risultano invece acquiferi arealmente significativi i depositi travertinosi e sabbiosi del Sintema di Perugia e Nestore. Rilevante risulta l'acquifero dei depositi travertinosi nell'area orientale, compresa tra gli abitati di Lacugnano e Castel del Piano, con spessori massimi intorno ai 30 m e produttività dei pozzi di alcuni l/s e talora superiore ai 10 l/s. Nell'area occidentale del foglio sono individuabili come acquiferi i depositi sabbiosi-ghiaiosi del Sintema di Sanfatucchio e Panicale che costituiscono un sistema multifalda, per la presenza di importanti intercalazione di depositi a granulometria fine, con potenze di alcune decine di metri e quote piezometriche degradanti verso il Lago Trasimeno. La produttività dei pozzi è mediamente intorno a pochi l/s; si possono anche riscontrare situazioni di livelli profondi (oltre i 50-70 m dal p.c.), talora artesiani, con buone caratteristiche qualitative delle acque (ARPA Umbria, 2005). I depositi alluvionali quaternari costituiscono come accennato acquiferi di scarsa rilevanza per la ridotta estensione e potenza degli stessi, risultano comunque di interesse per utilizzi locali pur risultando estremamente vulnerabili all'inquinamento, in particolare alle attività agrozootecniche e a quelle relative alle zone urbanizzate ampiamente diffuse nell'area

PROGETTO CARG

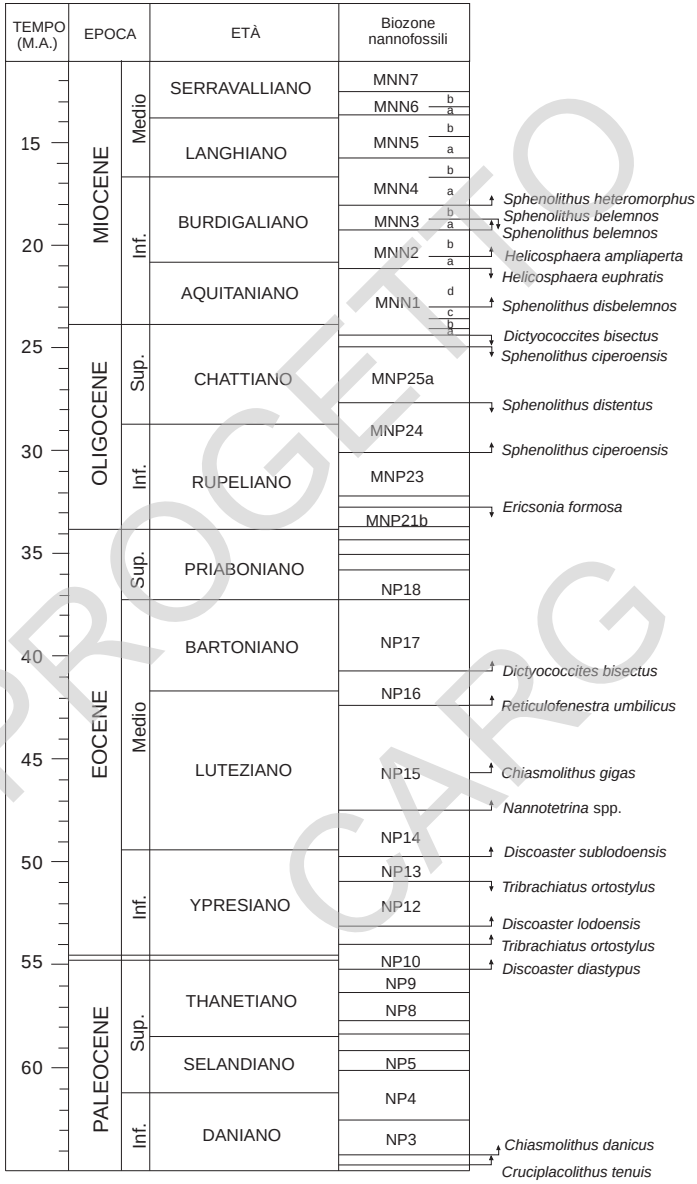
APPENDICE 1
SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI

PROGETTO CARG



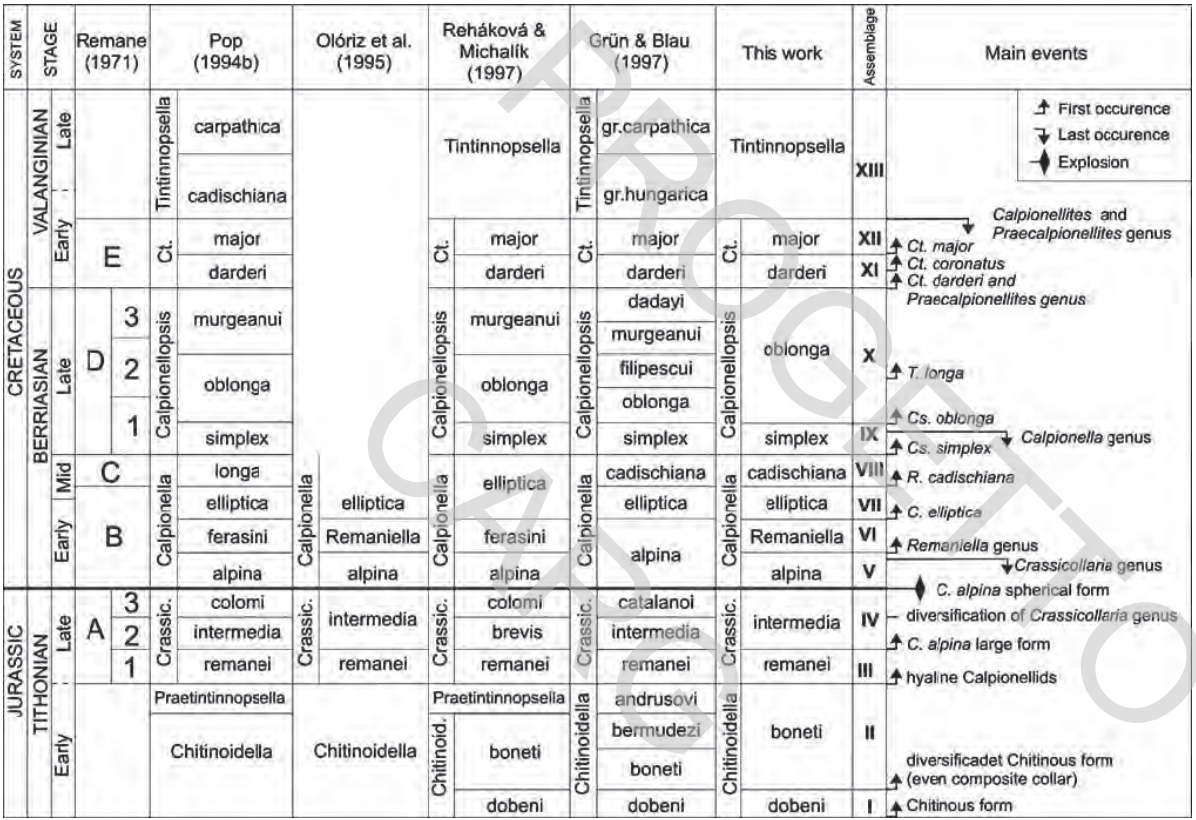
Schema biostratigrafico di Sissingh, *1977 adottato per il Cretaceo superiore. Gli eventi a nannofossili calcarei indicati sono quelli proposti dall'autore integrati con quelli tratti da* Perch-Nielsen, *1985. Contrassegnati con un asterisco gli eventi riconosciuti nello studio dei campioni del Foglio "Passignano sul Trasimeno"..*

PROGETTO CARG

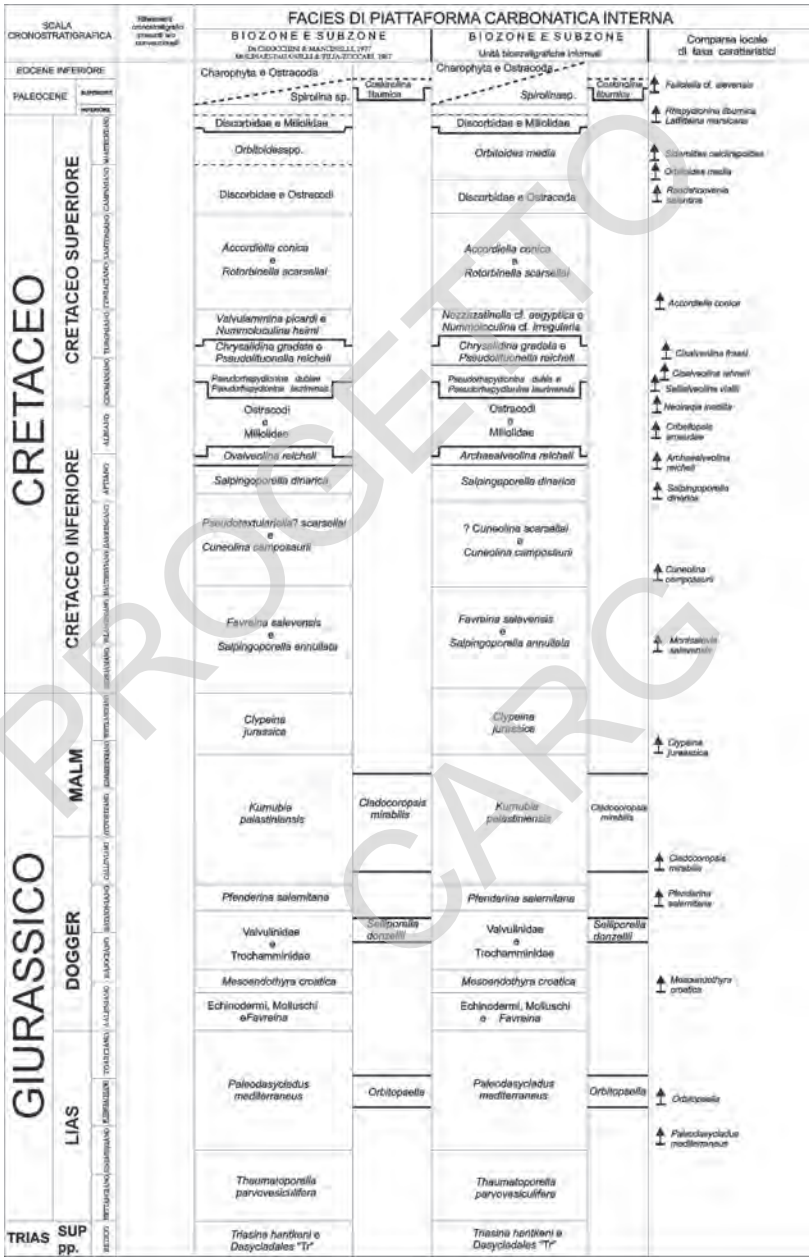


Schemi biostratigrafici adottati per il Cenozoico: Martini, 1971 (NP), Fornaciari e Rio, 1996 – Fornaciari et alii, 1996 – Catanzariti e Rio in Catanzariti et alii, *1997 (MNP). Sono indicati gli eventi a nannofossili calcarei riconosciuti nei campioni del Foglio "Passignano sul Trasimeno".*

PROGETTO CARG

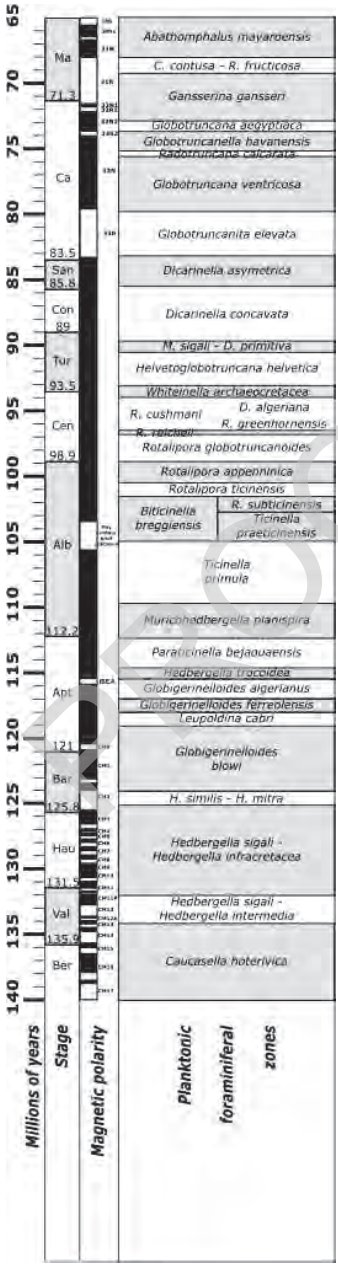


Biozone a calpionellidi nell'intervallo Titonico - Valanginiano (da ANDREINI et alii*, 2007).*



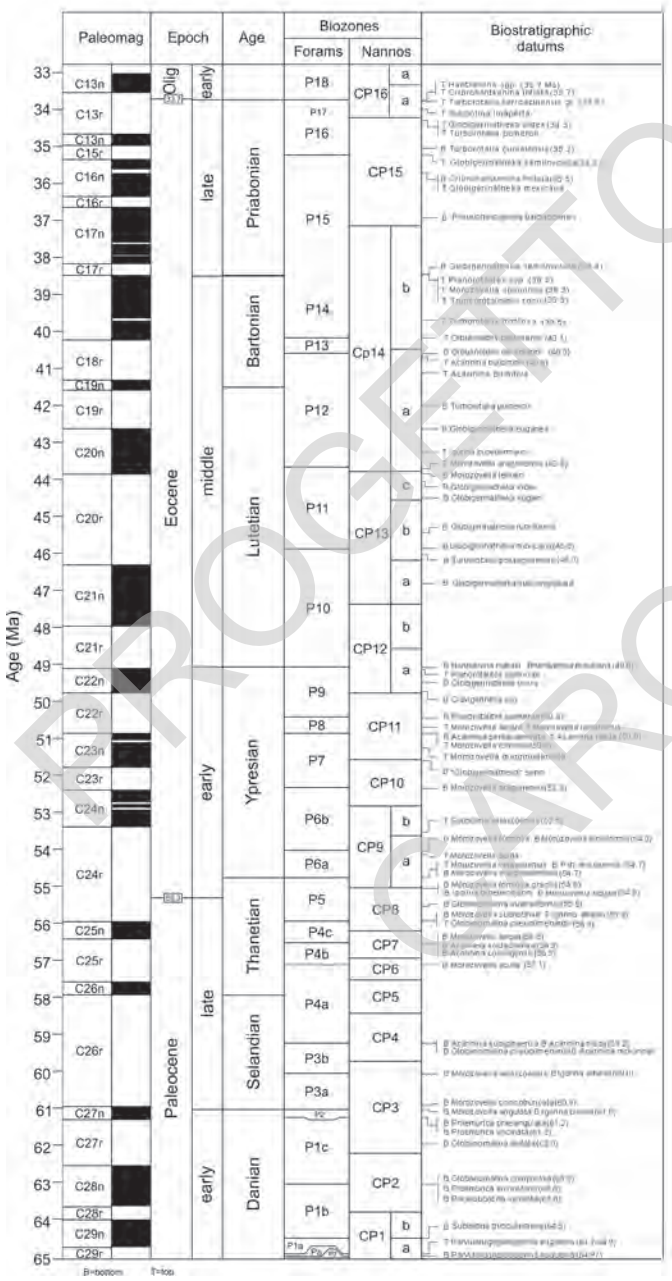
Biozone a foraminiferi bentonici di mare basso del Giurassico (da CHIOCCHINI et alii*, 1994)*

PROGETTO CARG



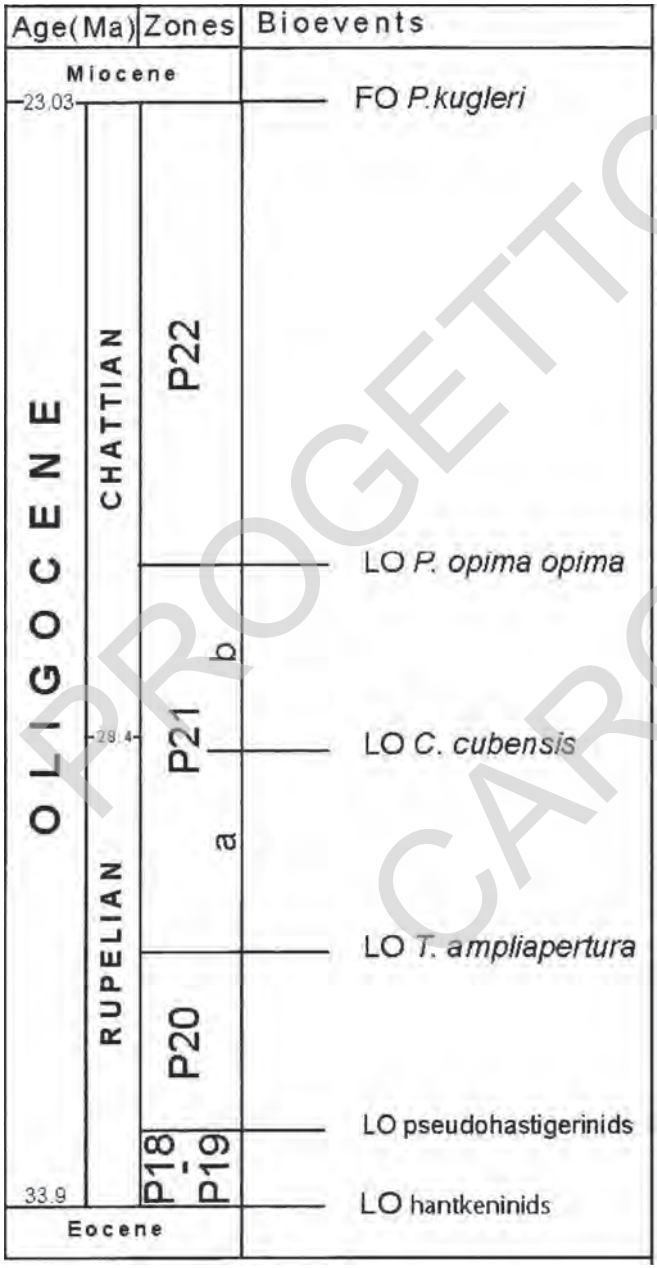
Biozone a foraminiferi planctonici del Cretacico (da PREMOLI SILVA & VERGA, *2004; modificato).*

PROGETTO CARG



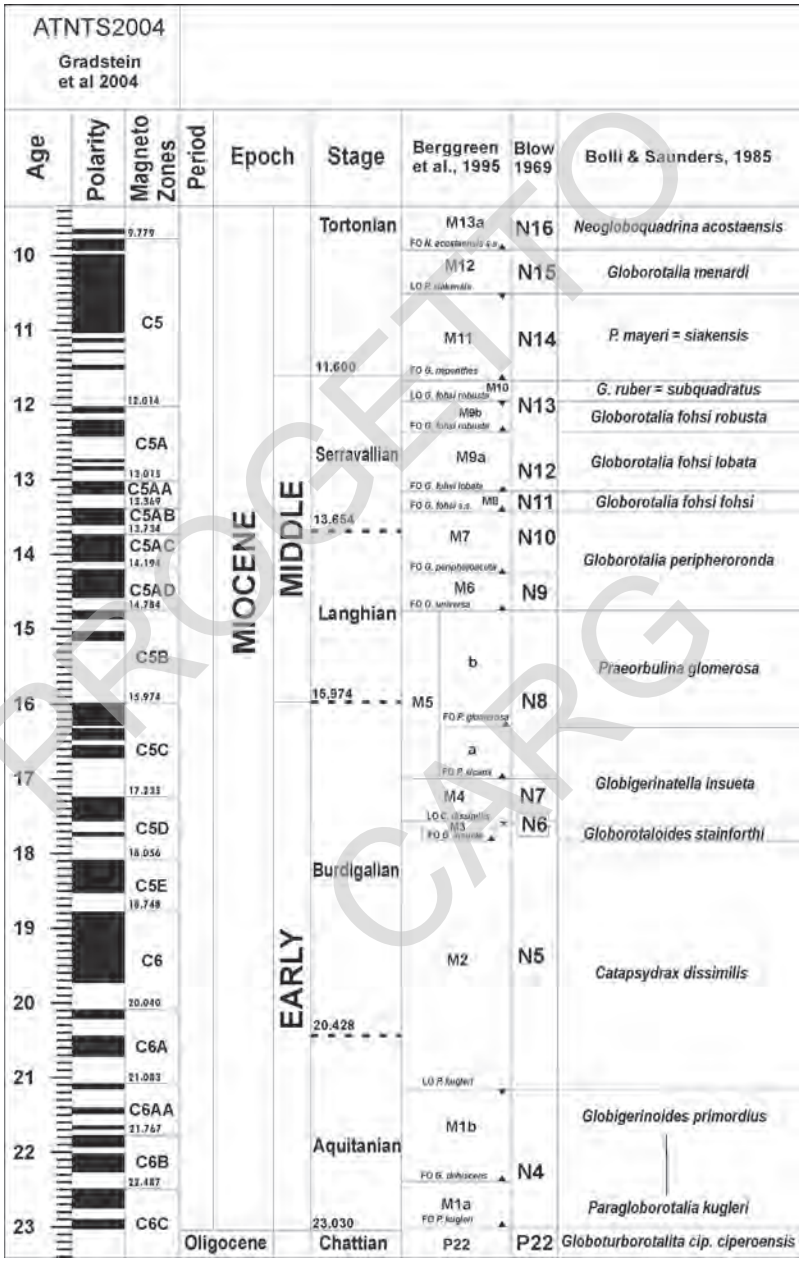
Biozone a foraminiferi planctonici del Paleocene-Eocene (da PREMOLI SILVA et alii, *2003).*

PROGETTO CARG



Biozone a foraminiferi planctonici dell'Oligocene (da IACCARINO et alii*, 2005, modificato)*

PROGETTO CARG



Biozone a foraminiferi planctonici del Miocene (da Premoli Silva et alii*, 2005).*

PROGETTO
CARG

APPENDICE 2
INDICE TASSONOMICO

Mammiferi (a cura di Patrizia Argenti)
Allophaiomys cf. *A. ruffoi* (Pasa, 1947)
Allophaiomys chalinei Alcade, Agustì & Villalta, 1981
Anancus arvernensis Croizet & Jobert, 1828
Axis (*Pseudodama*) *farnetensis* (Azzaroli, 1992)
Axis (*Pseudodama*) *nestii* (Azzaroli, 1947)
Bos primigenius Bojanus, 1827
Bovidae
Castor fiber plicidens Bosco, 1899
Cervidae
Elephas antiquus Falconer & Cautley, 184
Equus stehlini Azzaroli, 1965
Equus stenonis Cocchi, 1867
Equus spp.
Eucladoceros dicranios (Nesti, 1842)
Eucladoceros sp.
Hippopotamus amphibius Linnaeus, 1758
Hippopotamus antiquus Desmarest, 1822
Leptobos vallisarni Merla, 1949
Macaca sylvana florentina Cocchi, 1872
Mammuthus meridionalis (Nesti, 1825)
Mammuthus meridionalis vestinus Azzaroli, 1977

PROGETTO CARG

Megaceroides obscurus (AZZAROLI, 1953)
Megantereon cultrindens (CUVIER, 1824)
Mimomys pusillus MÈHELEY, 1914
Oryctolagus cfr. *O. lacosti* POMEL, 1853
Pachycrocuta brevirostris AYMARD, 1856
Panthera gombaszoegensis (KRETZOI, 1938)
Pannonictis nestii (MARTELLI, 1906)
Rinocerotidae
Sciurus sp.
Sorex cfr. *S minutus* LINNAEUS, 1758
Stephanorhinus cf. *S. etruscus* (FALCONER, 1868)
Stephanorhinus cf. *S. hundsheimensis* (TOULA, 1902)
Sus scrofa LINNAEUS, 1758
Sus sp.
Talpa sp.
Ursus etruscus CUVIER, 1832
Ursus spelaeus ROSENMÜLLER & HEINROTH, 1794
Ursus sp.

Uccelli (a cura di Patrizia Argenti)
Anas penelope LINNAEUS, 1758
Anas clipeata LINNAEUS, 1758
Anas crecca vel *Anas quequerdula* LINNAEUS, 1758
Anatidae
Aythya aretina(PORTIS, 1887) BRODKORB, 1964
Aythya sepulta (PORTIS, 1887) BRODKORB, 1964
Cygnus aff. *C. colombianus* (ORD, 1815)
Gallus n. sp.
Ixobrychus sp.
Mergus merganser LINNAEUS, 1758
Mergus serrator LINNAEUS, 1758
Phalacrocorax cfr. *P. carbo* LINNAEUS, 1758
Podiceps grisegene (BODDAERT, 1783)
Rallidae

Rettili (a cura di Patrizia Argenti)
Colubrinae indet.
Emys orbicularis (LINNAEUS, 1758)
Natrix sp.
Testudinata
Vipera ammodytes (LINNAEUS, 1758)

PROGETTO CARG

Anfibi (a cura di Patrizia Argenti)
Latonia sp.
Rana gr. *R. ridibunda* PALLAS, 1771

Molluschi (a cura di Patrizia Argenti)
Gasteropoda
Amyclina sp.
Ancylus sp.
Bithynia leachi (SHEPPARD, 1823)
Bithynia tentaculata (LINNAEUS, 1758)
Bithynia sp.
Cerastoderma edule
Corbula sp.
Emmericia umbra DE STEFANI, 1877
Gyraulus albus (MÜLLER, 1774)
Hydrobia slavonica BRUSINA
Lymnea bucciniformis SACCO
Lymnea (Radix) peregra (MÜLLER, 1774)
Melanoides affinis
Melanoides curvicosta (DESHAYES)
Melanoides sp.
Melanopsis affinis FERUSSAC, 1823
Planorbarius corneus (LINNAEUS, 1758)
Planorbarius sp.
Planorbis planorbis (LINNAEUS, 1758)
Segmentina nitida (MÜLLER, 1774)
Succinea oblonga (DRAPARNAUD, 1801)
Theodoxus (*Neritaea*) *groyana* (FERUSSAC, 1825)
Thericium vulgatum (BRUGUIERE, 1792)
Tournouerina belnensis (DELAFOND & DEPERET)
Valvata cristata MÜLLER, 1774
Valvata piscinalis (MÜLLER, 1774)
Valvata sp.
Viviparus belluccii (DE STEFANI, 1880)

Bivalvia (a cura di Patrizia Argenti)
Anadara diluvii (LAMARK, 1805)
Cerastoderma edulis (LINNAEUS, 1767)
Dreissena polymorpha (PALLAS, 1771)
Ostrea sp.
Unio sp.

PROGETTO CARG

Ostracodi (a cura di Patrizia Argenti)
Candona (*Neglecandona*) *angulata* MULLER, 1900
Candona sp.
Cyprideis torosa (JONES, 1805)
Ilyocipris sp.
Loxoconcha sp.

Foraminiferi bentonici (a cura di Alessio Checconi, Gloria Ciarapica e Angela Baldanza)
Ammodiscus spp.
Ammonia beccarii (LINNAEUS, 1758)
Ammonia tepida (CUSHMAN, 1926)
Aulotortus communis (KRISTAN, 1957)
Aulotortus friedli (KRISTAN-TOLLMANN, 1962)
Aulotortus tenuis (KRISTAN, 1957)
Duostominidae
Frondicularia spp.
Frondicularia woodwardi HOWCHIN, 1895
Glomospirella spp.
Lagenida
Meandrovoluta asiagonensis (FUGAGNOLI, GIANNETTI & RETTORI, 2003)
Pilamminella spp.
Pseudotextularia spp.
Triasina hantkeni MAJZON, 1954
Trochamminidae

Foraminiferi planctonici (a cura di Alessio Checconi):
Acarinina spp.
Acarinina bullbrooki (BOLLI, 1957)
Biticinella spp.
Catapsydrax globiformis (BLOW & BANNER, 1962)
Catapsydrax spp.
Chiloguembelina spp.
Contusotruncana cfr. *fornicata* (PLUMMER, 1931)
Contusotruncana spp.
Dicarinella spp.
Globigerina s.l.
Globigerinatheka spp.
Globigerinelloides spp.
Globotruncana spp.
Globotruncana cfr. *lapparenti* BROTZEN, 1936

PROGETTO CARG

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839)
Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934)
Globotruncanita cfr. stuartiformis (DALBIEZ, 1955)
Hedbergella spp.
Helvetoglobotruncana helvetica (BOLLI, 1945)
Heteroelicidae
Heteroelix spp.
Igorina spp.
Macroglobigerinelloides spp.
Marginotruncana spp.
Marginotruncana cfr. *marginata* (REUSS, 1845)
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT, 1970
Morozovella spp.
Morozovella cfr. *acuta* (TOULMIN, 1941)
Morozovella acuta (TOULMIN, 1941)
Morozovella aequa (CUSHMAN & RENZ, 1942)
Morozovella formosa (BOLLI, 1957)
Muricohedbergella spp.
Preglobotruncana spp.
P*raeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER, 1931)
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI, 1942)
Pseudotextularia spp.
Rotalipora spp.
Rotalipora cushmani (MORROW, 1934)
Rotalipora gandolfi LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962
Rotalipora greenhornensis (MORROW, 1934)
Rotalipora subticinensis (GANDOLFI, 1957)
Subbotina spp.
Turborotalia spp.
Whitheinella spp.
Whiteinella cfr. *aprica* (LOEBLICH & TAPPAN, 1961)

Calpionellidi (a cura di Alessio Checconi) **:**
Calpionella alpina LORENZ, 1901
Calpionella elliptica CADISH, 1952

Coproliti (a cura di Alessio Checconi) **:**
Favreina spp.

Alghe (a cura di Alessio Checconi)**:**
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINERI, 1922

PROGETTO CARG

Ammoniti (a cura di Federico Venturi):
Callyphylloceras spp.
Hildoceras aff. *bifrons* (Bruguiere, 1789)
Hildoceras graecum (Renz, 1912)
Hildoceras lombardicum (Mitzopulos, 1930)
Hildoceras lusitanicum Meister, 1914
Mercaticeras rursicostatum Merla, 1932
Phylloceras spp.
Phymatoceras aff. *elegans* Merla, 1932

Nannoplancton (a cura di Silvia Palandri e Angela Baldanza)
Arkangelskiella cymbiformis (Vekshina, 1959)
Aspidolithus parcus parcus (Stradner, 1963) Noël (1969)
Calcidiscus leptoporus (Murray & Blackman, 1898) Loeblich & Tappan, 1978
Calcidiscus macyntirei (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich & Tappan, 1978
Ceratolithoides aculeus (Stradner,1961) Prins & Sissingh (1977)
Chiasmolithus danicus (Brotzen, 1959) Hay & Mohler (1967)
Chiasmolithus gigas (Bramlette & Sullivan, 1961) Radomski (1968)
Chiasmolithus solitus (Bramlette & Sullivan, 1961) Locker (1968)
Clausicoccus vanheckiae (Perch-Nielsen, 1986) de Kaenel & Villa 1996
Coccolithus formosus (Kamptner, 1963) Wise, (1973)
Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller (1930)
Cribrocentrum reticulatum (Gartner & Smith, 1967) Perch-Nielsen (1971)
Cruciplacolithus edwarsii Romein (1979)
Cruciplacolithus tenuis (Stradner, 1961) Hay & Mohler (1967)
Cyclicargolithus floridanus (Roth & Hay, 1967) Bukry (1971)
Cylicargolithus abisectus (Müller, 1970) Wise (1973)
Dictyococcites bisectus (Hay *et alii*, 1966) Bukry & Percival (1971)
Discoaster barbadiensis (Tan, 1927)
Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel, (1954)
Discoaster diasypus Bramlette & Sullivan (1961)
Discoaster elegans Bramlette & Sullivan (1961)
Discoaster lodoensis (Bramlette & Riedel, 1954)
Discoaster sublodoensis Bramlette & Sullivan
Discoaster variabilis-exilis Martini & Bramlette (1963)
Eiffellithus eximius (Stover, 1966) Perch-Nielsen (1968)
Ellipsolithus macellus (Bramlette & Sullivan, 1961) Sullivan (1964)
Ericsonia subpertusa Hay & Mohler (1967)
Fasciculithus sp.
Gephyrocapsa sp.

PROGETTO CARG

Helicosphaera ampliaperta Bramlette & Wilcoxon (1967)
Helicosphaera carteri (Wallich, 1877) Kamptner (1954)
Helicosphaera euphratis Haq (1966)
Helicosphaera lophota Bramlette & Sullivan (1961)
Helicosphaera mediterranea Müller (1981)
Helicosphaera recta (Haq, 1966) Jafar & Martini (1975)
Helicosphaera sellii (Bukry & Bramlette, 1969) Jafar & Martini, 1975
Istmolithus recurvus Deflandre (1954)
Lithraphidites carniolensis Deflandre (1963)
Micula murus (Martini, 1961) Bukry (1973)
Nannotetrina sp.
Neococcolithes dubius (Deflandre, 1954) Black (1967)
Prinsius sp.
Pseudoemiliana lacunosa (Kamptner, 1963) Gartner, 1969
Quadrum gothicum (Deflandre, 1959) Prins & Perch-Nielsen (1977)
Quadrum trifidum (Stradner,1961) Prins & Perch-Nielsen (1977)
Reinhardtites anthophorus (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen (1968)
Reinhardtites levis Prins & Sissingh (1977)
Reticulofenestra dictyoda (Deflandre, 1954) Stradner (1968)
Reticulofenestra umbilica (Levin, 1965) Martini & Ritzkovsky (1968)
Reticulofenestra productella (Bukry, 1975) Gallagher, 1989
Sphenolithus anarrhopus Bukry & Bramlette (1969)
Sphenolithus belemnos Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus ciperoensis Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus disbelemnos Fornaciari & Rio (1996)
Sphenolithus distentus (Martini, 1965) Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus furcatholithoides Locker (1967)
Sphenolithus heteromorphus Deflandre (1953)
Sphenolithus moriformis (Brönnimam & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus obtusus Bukry (1971)
Sphenolithus predistentus Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus radians (Deflandre, 1952)
Sphenolithus spiniger Bukry (1971)
Toweius sp.
Tribrachiatus orthostylus Shamraĭ (1963)
Watznaueria sp.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

APPENDICE 3

INDICE TASSONOMICO DEGLI AMMONITI TROVATI NELL'AREA DEL FOGLIO E BIOZONE DI RIFERIMENTO

(*a cura di Federico Venturi*)

Elenco degli ammoniti raccolti, negli anni '80-'90, nella sezione della cava di Migiana

Zona a *Merlaites gradatus*	*Paroniceras sternale* von Buch, 1832 *Merlaites clauses* (Merla, 1932)
Zona ad *Hildoceras bifrons*	*Rarenodia planulata* Venturi, 1975 *Praerycites seranensis* Venturi, 1981 *Hildoceras* gr. *bifrons* (Bruguiere, 1789) *Hildoceras lusitanicum* Meister, 1913 *Hildoceras* gr. *graecum-acarnicum* sp.n. (inedito) *Mercaticeras* gr. "*thyrrenicum*" Fucini, 1931 *Hildoceras sublevisoni* Fucini, 1919
Zona ad *Hildaites serpeninum*	*Hildaites praecursor* Venturi & Ferri, 2001 *Taffertia taffertiensis* Guex, 1973 *Praepolyplectus epiroticus* (Renz, 1910) *Hildaites undicosta* (Merla, 1932) *Hildaites fortiundicosta* Venturi & Ferri, 2001 *Hildaites exilis* Venturi, 1973 *Hildaites varians* sp. N. (inedito) *Hildaites striatus* Guex, 1973

PROGETTO GARG

Zona a *Dactylioceras mirabile*	"*Neolioceratoides*" *laeviornatus* Pallini, 1994 *Dactylioceras* cf. *semicelatum* (Simpson, 1843) *Protogrammoceras bassanii* Fucini, 1900

Elenco degli ammoniti raccolti, durante il rilevamento, nella sezione della cava di Lacugnano

Zona ad *Hildoceras bifrons*	*Hildoceras lusitanicum* Meister, 1913 *Callyphylloceras* spp. *Phylloceras* spp. *Hildoceras lombardicum* (Mitzopulos, 1930) *Phymatoceras* gr. *elegans* Merla, 1932 *Mercaticeras rursicostatum* Merla, 1932 *Hildoceras* gr. *graecum-acarnicum* sp.n. (inedito) *Hildoceras* gr. *bifrons* (Bruguiere, 1789)

Lo schema biostratigrafico utilizzato per le prime 4 biozone del Toarciano è quello di Venturi & Rossi (2003).

Zone	Sottozone
Merlaites gradatus	
Hildoceras bifrons	*Hildoceras bifrons* *Hildoceras lusitanicum* *Hildoceras sublevisoni*
Harpoceras serpentinum	*Orthildaites douvillei* *Hildaites striatus*
Dactylioceras mirabilis	

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

APPENDICE 4

DATAZIONE DEI TRAVERTINI DI SANTA SABINA

(*a cura di S. Mollo*[1] *& F. Pazzaglia*)

Le indicazioni di età dei travertini del Subsintema di Santa Sabina fornite dalle faune a mammiferi (Aureliano), derivano da due associazioni, di cui la prima non è più visibile e quindi controllabile da circa 100 anni e della seconda non è nota la posizione esatta di ritrovamento. Al fine di avere una conferma cronologica, i suddetti travertini sono stati datati presso il Laboratorio di Cronologia Radiometrica del Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università Roma Tre, con il metodo dei disequilibri nelle serie dell'uranio e del torio.

Il metodo consiste nella dissoluzione chimica del carbonato con acido nitrico a debole concentrazione, analizzando successivamente i rapporti di attività ($^{230}Th/^{234}U$, $^{230}Th/^{232}Th$, $^{234}U/^{238}U$) caratteristici della componente carbonatica. Per la determinazione dei rapporti di attività dell'uranio e del torio vengono separati i loro rispettivi complessi isotopici utilizzando resine scambiatrici di ioni ed estrazioni chimiche liquido-liquido con sostanze organiche. I complessi così separati vengono poi messi in conteggio nello spettrometro alfa e gli spettri ottenuti vengono elaborati tramite un software.

Al fine di ottenere l'età di deposizione dei travertini esaminati, e non un'età inferiore, è stato necessario scegliere quei campioni, raccolti nello stesso livello stratigrafico, che presentassero il minor grado di ricristallizzazione secondaria. Successivamente, in laboratorio è stata fatta un’accurata selezione delle parti più compatte e meno alterate della roccia. Il materiale restante è stato frantumato ed analizzato al microscopio stereoscopico per verificare che non fossero più presenti tracce di ricristallizzazione.

Inoltre, poiché il metodo prevede oltre alla dissoluzione del carbonato, anche la lisciviazione di una parte del residuo argilloso, è necessario che i campioni contengano il minor quantitativo di componente argillosa possibile. I campioni raccolti, pur se scelti accuratamente, erano comunque "isotopicamente sporchi", ovvero con il rapporto di attività $^{230}Th/^{232}Th$ inferiore a 20. In questo caso occorre adottare un sistema di correzione. Sono stati utilizzati, a tal fine, dei diagrammi in cui la pendenza delle rette di regressione ottenute fornisce i valori dei rapporti $^{230}Th/^{234}U$ e $^{234}U/^{238}U$ nella frazione carbonatica pura. L'età del campione ottenuta con correzione è 115000 ± 8000 anni.

La data ottenuta ricade, almeno in parte, all'interno dello *stage* isotopico 5e, in corrispondenza di un periodo climatico caldo, favorevole alla deposizione di corpi travertinosi, come sovente accade nell'Europa centro-meridionale (Soligo *et alii*, 2000).

PROGETTO CARG

(1) Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Roma Tre

BIBLIOGRAFIA

A.A.T.O. Umbria 1, umbra acque, idrogeotec (2006) - *Delimitazione delle Aree di salvaguardia del campo Pozzi di Migiana*. Rapporto interno. Archivi Regionali della Regione Umbria.

AA.VV. (1980) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale*. S.E.L.C.A. - Firenze

AA.VV. (1991) - *Progetto di ricerca finalizzato alla valutazione degli effetti nell'Alta Valle del Tevere conseguenti all'esercizio dell'Invaso di Montedoglio*. Regione Toscana - Regione Umbria, rapporto interno. Archivi Regionali della Regione Umbria.

AA.VV. (1993) - *Progetto RE.SI.L. Umbria, stralcio Valnerina*. Regione Umbria, Nuova serie, Collana sismica n. 2.

AA.VV. (1995) - *Progetto RE. SI. L. Umbria*. Bollettino sismico (maggio 1991 - dicembre 1994). Regione Umbria, Nuova serie, Collana sismica n. 3.

AA.VV. (1996) - *La foresta fossile di Dunarobba*. Atti Convegno internazionale, Ediart Todi, 132 pp.

AA.VV. (1997) - *Progetto RE. SI. L. Umbria*. Bollettino sismico (gennaio 1995 - dicembre 1995). Regione Umbria, Nuova serie, Collana sismica n. 4.

Alberti A. (1950) - *Osservazioni sul Miocene medio e superiore nell'Appennino centrale (bacini umbro-marchigiano ed abruzzese)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **72**(1): 101-110.

Ambrosetti P. (1984) - *Formazione geologica del Trasimeno e di altri laghi dell'Italia centrale, Lingua, storia e vita dei laghi*. Atti I° Convegno Nazionale dell'Atlante Linguistico dei Laghi d'Italia (Lago Trasimeno, 23-25 Settembre 1982): 464-467.

Ambrosetti P. & Basilici G. (1994) - *Da Perugia a Terni lungo la valle del Tevere e del Naja*. Itinerario n 15 in: Passeri L. (Ed.): Appennino Umbro-Marchigiano. Guide Geologiche Regionali a cura della SGI. BE-MA editrice

Ambrosetti P., Capurso R., Covino R., Moniochia R., Salvatici B. (1992) - *Storia, energia, ambiente: un modello di centrale a Pietrafitta*. Protagon, Casa Editrice Perugia, 114 pp.

Ambrosetti P., Cattuto C. & Gregori L. (1989) - *Geomorfologia e neotettonica nel bacino di Tavernelle/Pietrafitta (Umbria)*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **2**(1): 57-64.

Ambrosetti P., Cattuto C. & Gregori L. (1989) - *Lineamenti geomorfologici dell'area a sud del L.Trasimeno: bacino di Tavernelle/Pietrafitta*. Il Quaternario, **2**(1): 57-64.

Ambrosetti P., Carraro F., Deiana G. & Dramis F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia Centrale tra il Pleistocene Inferiore e il Pleistocene Medio*. C.N.R. - Progetto Finalizzato Geodinamica, **513**: 219-223.

Ambrosetti P., Venturi F., Basilici G., Gentili S. (1995) – *La storia della terra nel comune di Corciano*. In: AA.VV. *Corciano materiali preistorici e paleontologici*, Quattroemme Perugina: 11-64,

Ambrosetti P., Argenti P., Basilici G., Gentili S., Ikome F.E. (1992) - *The pleistocenic fossil vertebrata of the Pietrafitta basin (Umbria, Italy): preliminary taphonomic analyses*. In: Gall J. C. and Grauvogel-Stamm L. (eds.), *Taphonomy: processes and products*, 20-21. European Palaeontological Association Workshop, Strasbourg, June 26-27

Ambrosetti P., Cattuto C., Conti M.A., Nicosia U. & Parisi G. (1978b) - *Dati preliminari sulla neotettonica del Foglio 130 (Orvieto)*. C.N.R. - Progetto Finalizzato Geodinamica- Pubbl.N.155

Ambrosetti P., Conti M.A., Parisi G., Kotsakis T. & Nicosia U. (1977) - *Neotettonica e cicli sedimentari Plio-Pleistocenici nei dintorni di Città della Pieve (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 605-635.

Ambrosetti, P., M. G. Carboni, M. A. Conti, D. Esu, O. Girotti, G. B. La Monica, B. Landini & G. Parisi (1987) - *Il Pliocene ed il Pleistocene inferiore del bacino del Fiume Tevere nell'Umbria meridionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. **10**: 10 - 33.

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.

PROGETTO CARG

Ambrosetti P., Carboni M.G., Conti M.A., Costantini A., Esu D., Gandin A., Girotti O., Lazzarotto A., Mazzanti R., Nicosia U., Parisi G. & Sandrelli F. (1978a) - *Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini Tosco-Umbro-Laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore.* Mem. Soc. Geol. It., **19**: 573-580.

Amorosi A., Coccioni R. & Tateo F. (1994) - *The volcanoclastic bodies in lower Miocene Bisciaro Formation (Umbria-Marche Apennines, Central Italy).* Giorn. Geol., Ser. 3, 5**6**(1): 33 - 46.

Anelli L., Gorza M., Pieri M. & Riva M. (1994) - *Subsurface well data in the northern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 461-471.

Andreini, G., Caracuel, J. & Parisi G. (2007) - *Calpionellid biostratigraphy of the Upper Tithonian–Upper Valanginian interval in Western Sicily (Italy)*. Swiss Journal of Geoscience, **100**(2), 179-198.

Andreozzi M. & Di Giulio A. (1994) - *Stratigraphy and petrography of the Mt. Cervarola Sandstones in the type area, Modena Province.* Mem. Soc. Geol. It., **48**(1): 351 – 3 60.

Argenti P. (2004) - *Plio-Quaternary mammal fossiliferous sites of Umbria (Central Italy)*. Geol. Rom. **37**: 67-78.

Aruta G., Borgia A., Bruni P., Cecchi G., Cipriani N. & Tredici Y. (2004) – *Pliocene and Pleistocene unconformity bounded stratigraphic units (UBSU) in Val di Chiana.* In: Morini D & Bruni P. (Eds.), The "Regione Toscana" project of geological mapping. Firenze, 133-136.

Autorita' Di Bacino Del Fiume Arno (2002) - Progetto di piano stralcio per l'assetto idrogeologico del F. Arno. PAI. Archivi Regionali della Regione Umbria.

Autorita' Di Bacino Del Fiume Tevere (2001) - Piano stralcio per il Lago Trasimeno. Relazione. Archivi Regionali della Regione Umbria.

Autorita' Di Bacino Del Fiume Tevere (2002) - Progetto di piano stralcio per l'assetto idrogeologico del F. Tevere. PAI. Archivi Regionali della Regione Umbria.

Baldacci F., Elter P., Giannini E., Giglia G., Lazzarotto A., Nardi R. & Tongiorgi M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**(2): 213 - 244.

Barchi M.R. & Lemmi M. (1996) - *Geologia dell'area del M. Coscerno-M. di Civitella (Umbria Sud-Orientale).* Boll. Soc. Geol. It., **115**: 601-624.

Barchi M.R., Brozzetti F. & Lavecchia G. (1991) - *Analisi strutturale e geometrica dei bacini della media Valle del Tevere e della Valle Umbra.* Boll. Soc. Geol. It., 1**10**: 65-76

Barchi M.R., Guzzetti F. & Minelli G. (1986) - *Analisi preliminare geologico strutturale dell'area dei Massicci perugini (Umbria occidentale)* - Boll. Soc. Geol. It., **105**: 225-232.

Barchi M.R., Magnani M. B., Minelli G., Pialli G. & Sotera B. M. (1995) - *Osservazioni geofisiche sul basamento della regione umbro marchigiana.* Atti GNGTS 14th conference, **2**: 709-720.

Barchi M.R., Paolacci S., Pauselli C., Pialli G. & Merlini S. (1999) - *Geometria delle deformazioni estensionali recenti nel bacino dell'Alta Val Tiberina fra S. Giustino Umbro e Perugia: evidenze geofisiche e considerazioni geologiche.* Boll. Soc. Geol. It., **118**: 617 - 625.

Barchi M.R., Pauselli C., Chiarabba C., Di Stefano R., Federico C. & Minelli G. (2006) - *Crustal structure, tectonic evolution and seismogenesis in the Northern Apennines (Italy).* Bollettino di geofisica teorica ed applicata (0006-6729), **47**: 249-270.

Barchi M.R., Boncio P., Brozzetti F., Ponziani F., Lavecchia G. & Pialli G. (1998a) - *Seismicity and extensional tectonics in the Northern Umbria-Marchean Apennines.* Mem Soc. Geol. It., **52**. 539-555.

Barchi M. R., De Fayter A., Magnani M. B., Minelli G., Pialli G. & Sotera B. M. (1998b) - *Extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy): evidences from the CROP03 deep seismic reflection line*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 527-538.

Barchi M. R., De Fayter A., Magnani M. B., Minelli G., Pialli G. & Sotera B. M. (1998c) - *The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt.* Mem. Soc. Geol. It., **52**: 557-578.

Bartolini C.& Peccerillo A. (2003) - *I fattori geologici del rilievo. Lineamenti di geologia strutturale*. Pitagora Ed., Bologna, 216 pp.

PROGETTO CARG

Basilici G. (1992) - *Il bacino continentale tiberino: analisi sedimentologica e stratigrafica*. Tesi di Dottorato, Università di Bologna, 323 pp.

Berggren W. A. & Miller K. G. (1988) - *Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology* . Micropaleontology, **34**(4): 362 - 380.

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 Special Publication, **54**: 129 - 212.

Blow W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent planktic foraminiferal biostratigraphy*. Proc. Int. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva (1967), **1**: 199 - 442.

Boccaletti M., Calamita F., Centamore E., Deiana G. & Dramis F. (1983) - *The Umbria-Marche Apennines: an example of thrust and wrenching tectonics in a model of ensialic neogenic quaternary deformation.* Boll. Soc. Geol. It., **102** (4): 581 - 592.

Boccaletti M., Coli M., Decandia F.A., Giannini E. & Lazzarotto A. (1981) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale.* Mem. Soc. Geol. It., **21**: 359-373.

Boccaletti M., Calamita F., Deiana G., Gelati R., Massari F., Moratti G. & Ricci Lucchi F. (1990a) - *Migrating foredeep - thrust belt system in the Northern Apennines and Southern Alps.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **77**: 3 - 14.

Boccaletti M., Calamita F., Centamore E., Chiocchini U., Deiana G., Micarelli A., Moratti G. & Potetti M. (1986). *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol. **48** (1-2). 227 - 233.

Boccaletti M., Ciaranfi N., Cosentino D., Deiana G., Gelati R., Lentini F., Massari F., Moratti G., Pescatore T., Ricci Lucchi F. & Tortorici L. (1990b) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. **77**: 41 - 50.

Boila P., Marchetti G. & Martinelli A. (1995) - *Acquifero alluvionale dell'Alta Valle del Tevere – Carta di vulnerabilità all'inquinamento*. GNDCI - C. N. R. (pubbl.1115). Città di Castello.

Boila P., Checcucci R. & Vacca G. G. (1999) - *Studio idrogeologico per la captazione di risorse idriche dall'Unità carbonatica di Monte Malbe-Umbria.* Atti del 3° convegno nazionale sulla protezione e gestione delle acque sotterranee per il III millennio. Pitagora Editrice Bologna.

Bonarelli G. (1967) – *Descrizione geologica dell'Umbria centrale.* Pubblicato postumo a cura della Camera di Commercio di Perugia. Presentato nel 1901 alla Soc. Geol. It. per il premio Molon con lo pseudonimo Picenus.

Boncio P. & Lavecchia G. (2000) - *A structural model for active extension in Central Italy*. Journal of Geodinamics, **29**: 233 -244.

Boncio P., Brozzetti F., Lavecchia G., Bacheca A. & Minelli G. (2000) - *Note stratigrafiche e strutturali alla carta geologica del settore centrale della catena Narnese-Amerina (Umbria, scala 1:25.000).* Boll. Soc. Geol.It. **119**: 69-83.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1986) - *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 991-1012.

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.

Bortolotti V. (1962a) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It. **81**(2): 225 - 314.

Bortolotti V. (1962b) - *Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (ofioliti e alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo).* Boll. Soc. Geol. It., **81**(3): 257 - 306.

Bortolotti V. (1962c) - *Sulla giacitura della serie ofiolitifera dei M. Rognosi (Arezzo).* Boll. Soc. Geol. It., **81**(3): 313 - 322.

Bortolotti V. (1992) - "Appennino Tosco-Emiliano". Guide Geologiche Regionali S.G.I., BE-MA Milano, **4**, 331 pp.

Bortolotti V., Passerini P., Sagri M. & Sestini G. (1970). *The Miogeosynclinal sequences*. In:

PROGETTO CARG

Development of the Northern Apennines geosyncline. Sed. Geol., **4**(3/4): 341-344.

BOSCHERINI A., CAPOZUCCA F. & MOTTI A. (1994) - *Studio geologico e proposta di intervento per il progetto di bonifica della frana in loc. Calcinaio, S.S. 75 Bis de Trasimeno*. Archivi Regionali della Regione Umbria.

BOSCHERINI A., NOCCHI M. & PIALLI G. (1982). *Geologia della Riva Etrusca del Tevere tra le confluenze del T. Niccone e del T. Nese.* Rend. Acc. Sc. Fis. e Nat. Soc. Naz. Sc. e Lett. Napoli,. **48**(4): 409 - 438.

BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neoautoctono toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 17-98.

BOTTI F., PALANDRI S & PLESI G. (2002) - *The Mt Cervarola succession in the Fellicarolo and Dardagna Valleys: petrographic and biostratigraphic features, regional correlations*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**: 305-317.

BROZZETTI F. (1995) - *Stile strutturale della tettonica distensiva nell'Umbria occidentale: l'esempio dei Massicci Mesozoici Perugini.* Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**, 105-119.

BROZZETTI F., BONCIO P. & LAVECCHIA G. (2001) - *Una nuova interpretazione del Profilo sismico CROP-03 nel tratto Castiglion Fiorentino – M. Castellaccio: Vincoli da dati di superficie di recente acquisizione.* Studi per l'interpretazione del profilo sismico CROP-18. Stato di avanzamento. Siena, Dicembre 2001: 81-88.

BROZZETTI F., BONCIO P. & PIALLI G. (2002) - *Early- Middle Miocene evolution of the Tuscan Nappe – Western Umbria Foredeep system: Insights from stratigraphy and structural analysis*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**: 319-331.

BROZZETTI F., LUCCHETTI L. & PIALLI G. (2000) - *La successione di Monte Rentella (Umbria centro-occidentale): nuovi dati di biostratigrafia a nannofossili calcarei ed ipotesi per un inquadramento regionale*. Boll. Soc. Geol. It., **119**(2): 407-422.

BRUNI S. P. & PANDELI E. (1980) - *Torbiditi calcaree nel Macigno e nelle Arenarie del Cervarola nell'area del Pratomagno e del Falterona (Appennino Settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 217-230.

CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. Géol. de France, **168**(2): 155-169.

CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. In: F.C. WEZEL (ed.) "The origin and evolution of arcs". Tectonophysics, **146**: 139-147.

CANUTI P., FOCARDI P., & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti Policromi dei monti del Chianti (Toscana).* Boll. Soc. Geol. It., **84**(6): 93-166.

CAPUANO N., TONELLI G. L. & VENERI F. (1988) - *Problematiche relative alle connessioni tra piattaforme e bacini: un esempio nell'Appennino centro-settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 251-263.

CARLONI G. C., CATI F. & BORSETTI A. M. (1968) - *Stratigrafia del Miocene marchigiano in facies di "Schlier"*. Giorn. Geol., **35**(2): 341-368.

CAROLLO A. (1969) - *Carta batimetrica e note geomorfologiche sul bacino del Lago Trasimeno*. Mem. Ist. It. Idrobiol., Verbania Pallanza, **25**: 141-159.

CASTELLANI L. & LAZZARI V. (2000) - *Ripristino ambientale e miglioramento funzionale del porto di Panicarola. Relazione geologica, geotecnica ed idrogeologica*. Archivi regionali della Provincia di Perugia.

CATANZARITI R, RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous nannofossil Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Mem. Sci. Geol., **49**: 207-253.

CATI F. & BORSETTI A. M. (1968) - *Notes on the evolution of some planktonic Foraminifera from the Miocene in Central Italy.* Giorn. Geol., **35**(2): 253-262.

CATTUTO C., CENCETTI C. & GREGORI L. (1988a) - *Lo studio dei corsi d'acqua minori dell'Italia*

PROGETTO GARG

appenninica come mezzo di indagine sulla tettonica del Plio/Pleistocene. Boll.Mus.St.Nat.Lunigiana **6-7**: 7-10

CATTUTO C., CENCETTI C. & GREGORI L. (1988b) - *Il bacino di Pornello-Frattaguida e l'evoluzione idrografica plio-pleistocenica tra il fiume Paglia e il fiume Tevere*. Suppl.Geogr.Fis.Dinam.Quat., **1**: 161-169.

CATTUTO C., CENCETTI C., GREGORI L. (1992) - *Il Plio-Pleistocene nell'area meridionale del F. Tevere: possibile modello morfotettonico*. Studi Geologici Camerti, Vol. spec., **1**: 103-108.

CATTUTO C., CENCETTI C. & GREGORI L. (1995) - *Guida all'escursione Perugia-Spoleto Todi-Orvieto. Assemblea/Escursione del Gruppo nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia*, Perugia 27/29 Aprile, pp. 20.

CATTUTO C., GREGORI L. & PARISI G. (1983) - *Indizi Geomorfologici di tettonica pleistocenica nel bacino del T. Tresa (Lago Trasimeno).* Geogr. Fis. e Din. Quat. **6**(1):16-20.

CATTUTO C., CENCETTI C., FISAULI M. & GREGORI L. (1995) - *I bacini pleistocenici di Anghiari e Sansepolcro nell'alta valle del F. Tevere*. Il Quaternario, **8**(1): 119 – 128.

CATTUTO C., CONTI M. A., NICOSIA U., PARISI G. (1979) - *Relazione sulla neotettonica dei Fogli 130, 131, 137 e 138.* Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d' Italia. Prog. Fin. "Geodinamica"/Sottoprog. "Neotettonica" (C.N.R.) - Pubbl. n. 251, pp.13-28.

CENTAMORE E. & CHIOCCHINI (1985) - *Le unità torbiditiche della Marnoso-arenacea nell'alta valle Tiberina.* Studi Geol. Cam., **10**: 37 - 59.

CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1972) - *Modello strutturale umbro-marchigiano. Correlazioni con le regioni adiacenti*. Boll. Serv. Geol. d'It., **93**: 155–188.

CERRINA FERONI A., PLESI G. & PRIAMI F. (1993) - *Il sovrascorrimento dell'Unità Trasimeno sulla Successione umbra nella zona di Umbertide: dati stratigrafici e strutturali*. Studi Geol. Camerti, **12** (1992): 147-161.

CERRINA FERONI A., CATANZARITI R. & OTTRIA G. (2002) - *Tavole Stratigrafiche della Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, Scala 1:250.000*. Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, sismico e dei suoli, Bologna. CNR-Centro di studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell' Appennino, Pisa.

CHIOCCHINI & CIPRIANI N. (1984) - *Petrografia delle arenarie torbiditiche del bacino del Monte Vicino (Marche Settentrionali).* Boll. Soc. Geol. It., **103**: 579-589.

CHIOCCHINI U., CHIOCCHINI M., CIPRIANI N. & TORRICINI F. (1986) - *Petrografia delle unità torbiditiche della Marnoso-arenacea nell'alta Valle Tiberina*. Mem. Soc. Geol. It., **35**(1): 57-73.

CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia).* Studi Geologici Camerti, vol spec. (1994), 9-128.

CIANGHEROTTI A. & ESU D. (2000) - *Paleoecological and biochronological meaning of the Early Pleistocene molluscan fauna from the Anghiari basin (Tiber River Upper Valley, Central Italy).* Boll. Soc. Geol. It., **39**(2): 217-224.

CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L. (1982) – *La serie triassica del M. Cetona (Toscana meridionale) e suo confronto con quella di La Spezia.* Mem. Soc. Geol. It., **24**: 155-167

CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L., TRINCIANTI E., ZANINETTI L. (1987) – *"Anidriti di Burano" et "Formation du Monte Cetona" (nouvelle formation), biostratigraphie de deux series-types du Trias superieur dans l'Apennin septentrional.* Revue de Paléobiologie, **6**(2) :341-409

CIOLI A. (2003) - *Progetto per il collegamento dello svincolo di Olmo con il Centro Direzionale Quattro Torri.* Relazione geologica e geotecnica. Archivi regionali Regione Umbria.

CITA M.B. & RYAN W.B.F. (1978) - *Messinian erosional surfaces in the Mediterranean.* Geology, Spec. Issue v. 27, ¾, 193-363.

COCCIONI R., MORETTI E., NESCI O., SAVELLI D., TRAMONTANA F., VENERI F. & WEZEL F. C. (1994) - *Assetto stratigrafico e strutturale della Successione umbro-marchigiano-romagnola*. "L'Appennino Umbro-Marchigiano", Guide Geologiche Regionali S.G.I., BE-MA - Milano, **7**: 103 -118.

COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese Umbro-Marchigiano ed ipotesi*

PROGETTO GMG

per un suo inquadramento regionale. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 839 - 874.

COLLETTINI, C. & BARCHI, M. R. (2002) - *A low angle normal fault in the Umbria region (Central Italy): a mechanical model for the related microseismicity*. Tectonophysics, **359**: 97-115.

COMUNE DI PERUGIA (2004) - *Relazione sugli aspetti geologici ed idrogeologici – Cedimenti fondali, località Fontignano – Zona di Pietrafitta.* Documenti istruttori depositati presso il Servizio Geologico Regionale, Regione Umbria.

CONTI M. A. & D. ESU (1981) - *Considerazioni sul significato paleoclimatico e geodinamico di una serie lacustre pleistocenica inferiore presso Tavernelle (Perugia, Umbria)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. **4**: 3-10.

CONTI M.A. & GIROTTI O. (1977) - *Il villafranchiano nel "Lago Tiberino", ramo S-W: schema stratigrafico e tettonico.* Geol. Romana, **16**: 67-80

CONTI S., FREGNI P. & GELMINI R. (1987) - *L'età della messa in posto della coltre della Val Marecchia. Implicazioni paleogeografiche e strutturali.* Mem. Soc. Geol. It., **39**: 143-164.

COSTA E., DI GIULIO A., NEGRI A. & PLESI G. (1991) - *CROP 03. Settore compreso tra Castiglion Fiorentino e Bocca Trabaria: nuovi dati stratigrafici, petrografici e strutturali*. Studi Geol. Cam. Vol. Spec. **1**(1991): 217-234.

COSTA E., PIALLI G. & PLESI G. (1998) - *Foreland basins of the Northern Apennines: relationships with passive subduction of the Adriatic lithosphere*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 595-606.

COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G. & VILLA G. (1993) - *Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre - Val Gordana - M. Sillara (Appennino settentrionale): Implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **2** (1992): 217-234.

COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G., VILLA G. & BALDINI C. (1997) - *Nuovi dati biostratigrafici e petrografici sulle torbiditi d'avanfossa lungo la trasversale Toscana meridionale - Protomagno*. Atti Ticin. Sc. Terra, 3**9**: 281-302.

COSTANTINI A. & DRINGOLI L. (2002) – *Geologia dell'area fra Chianciano Bagni e Sarteano (Provincia di Siena).* Carta geologica, Università di Siena. S.E.L.C.A., Firenze, 2002.

CURCIO M. & SESTINI G. (1965) - *Posizione stratigrafica e sedimentologica delle calcareniti della Formazione del Monte Morello (Paleocene-Eocene medio, Toscana*). Boll. Soc. Geol. It., **84**(3): 253-276.

CURLI G. (1961) - *Attuali conoscenze geologiche sul bacino lacustre di Pietrafitta.* Atti Conv. Mostra Naz. Ligniti - Perugia 7/11 Maggio 1959: 159-167

C. U. S. – CONSORZIO UMBRIA SANITÀ (1993) - *Relazione geologica geotecnica per il nuovo ospedale di Città di Castello*. Archivi Regionali della Regione Umbria.

DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem Acc. Lunig. Sc. "G. Capellini", **42**: 1-212.

DAMIANI A. V. & PANNUZZI L. (1985) - *Unità litologiche nell'ambito degli "argilloscisti varicolori" fra il Cortonese e l'Eugubino e preliminari considerazioni paleogeografiche e stratigrafiche*. Boll. Serv. Geol. d'It., **103**: 241-276.

DAMIANI A. V., MINELLI G. & PIALLI G. (1992) - *L'unità Falterona-Trasimeno nell'area compresa fra la Val di Chiana e la Val Tiberina: Sezione Terontola-Abbazia di Casciano*. Studi Geol. Camerti Vol. Spec. **1**(1991): 235 - 241.

DAMIANI A. V., TUSCANO F. & CASCELLA A. (1997) - *Inquadramento geologico stratigrafico delle unità silicoclastiche affioranti in Umbria.* Boll. Serv. Geol. d'Italia, **CXIV** (1995), 57-86.

DAMIANI A. V., PANNUZZI L. & PIALLI G. (1983) - *Osservazioni geologiche nelle aree comprese fra i massicci perugini ed i rilievi di Gubbio.* Giorn. Geol., **45**(1): 127-150.

DAMIANI A. V., FARAMONDI S., NOCCHI-LUCARELLI M. & PANNUZZI L. (1989) - *Biocrono-stratigrafia delle unità litologiche costituenti l' "insieme varicolore" affiorante fra la Val di Chiana ed il Fiume Tevere (Italia centrale*). Boll. Serv. Geol. d'It., **106**: 104-161.

DE ANGELIS D'OSSAT G. (1918) - *Rinvenimento di mammiferi fossili nel Pliocene lacustre e salmastro umbro.* Boll. Soc. Geol. It., **37**: 39-40.

PROGETTO CARG

De Feyter A. J. (1982) - *The structure of the Northern Umbrian Apennines, Italy*. Geol. en Mijnbouw, **16**: 183-189.

De Feyter A. J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. Geol. Ultraiectina, **35**: 1-168.

De Feyter A. J., Koopman A., Molenaar N. & Van De Ende C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbro-Marchean Apennines, Italy.* Boll. Soc. Geol. It., **105**(1-2): 65-85.

De Francesco A. & Veggiani A. (1967) - *Stratigrafia del Pozzo Gambettola 1*. Quad. Studi Rom., **4**: 1-46.

De Franco R., Biella G., Corsi A. & Ponziani F. (1991) - *Digitalizzazione del profilo Corsica-Ancona e profili adiacenti : primi risultati.* Studi Geol. Camerti, Vol.Spec. 1991/**1**: 65-70.

Delle Rose M., Guerrera F., Moretti E. & Rusciadelli G. (1990) - *Evoluzione del segmento interno dell'avanfossa appenninica durante il Miocene Medio (spartiacque tosco-romagnolo).* Giorn. Geol., **52** (1-2): 135-158.

Delle Rose M., Guerrera F., Moretti E., Rusciadelli G. & Corona F. (1991) - *The Marnoso-arenacea Fm. between Bocca Trabaria and Campigna (Northern Apennines): lithostratigraphy from the Schlier to the Verghereto marls Fms., in a new structural context.* Giorn. Geol., **53**(2): 131-145.

Dessau G. (1956) - *Contributo alla geologia del gruppo del Monte Tezio (Perugina)*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 20-52.

Dessau G. (1962) - *Geologia del Monte Malbe nel quadro dei massicci mesozoici del Perugino*. Boll. Soc. Geol. It., **81 (2)**: 315-364.

Dessau G., Leonardelli A., Minniti M., Pantanetti F., Stampanoni G., Vighi L. & Zucchetti S. (1975) - *Memoria illustrativa della carta Mineraria d'Italia - Scala 1:100.000: VI. Italia Centro-meridionale*. (Coord. Castaldo G. & Stampanoni G.). Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **16**: 115-118.

Dickinson W. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Jour. Sed. Petr., **40**: 695-707.

Di Dio F. P. (1985) – *Rilevamento geologico e strutturale dell'area di Monte Tezio e di Monte Civitelle*. Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Perugia, 126 pp.

Di Giulio A. & Valloni R. (1992) - *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizioni modali.* Ateneo Parm., Acta nat., **28**: 55-101.

Dragoni W., Basile G., Gregori L. (1985) - *Bacino del lago di Chiusi: lineamenti geologici, erosione, sedimentazione.* Geol. App. e Idrogeol., **10**(1): 137-161.

Dubbini A., Guerrera F. & Sandroni P. (1991) - *Nuovi dati sullo Schlier dell'Appennino umbro-marchigiano.* Giorn. Geol., **53**(2): 115-130.

Elter P. (1975) - *L'ensemble ligure*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 984-997.

Elter, P., Giglia, G., Tongiorgi, M. & Trevisan, L. (1975) - *Tensional and contractional areas in recent (Tortonian to Present) evolution of the Northern Apennines.* Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, **17**: 1975.

Faraone A. (1986) - *Malacofaune plio - pleistoceniche umbre: le associazioni di Citta' della Pieve e Monteleone d'Orvieto.* Geol. Romana, **25** (1986): 9-24

Fazzini P. (1959) - *Brevi cenni sui terreni sovrascorsi sulla serie umbra nell'Umbria nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **78**(2): 232 - 242.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean R*egion. Micropaleontology, **42**(1): 1-36.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossili biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**(1): 37-63.

Fornaciari E., Iaccarino S., Mazzei R., Rio D., Salvatorini G. P., Bossio A. & Monteforti B. (1997) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Langhian hystorical Stratotype*. In: Montanari A., Odin G. S. & Coccioni R. (Eds.) - Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach, Elsevier Science – Amsterdam, **15**: 89 - 96.

PROGETTO CARG

GAMBINI E. (1995) - *Le oscillazioni di livello del Lago Trasimeno*. Quaderni del Museo della Pesca del Lago Trasimeno, 2, Magione.

GANDOLFI G., PAGANELLI L. & ZUFFA G.G. (1983) - *Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines)*. Journ. Sed. Petrol., **53**: 493 - 507.

GEMINA (1962) - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Gemina, Geomineraria Nazionale, Roma, pp. 320.

GENTILI S., ABBAZZI L., MASINI F., AMBROSETTI P., ARGENTI P. & TORRE D. (1996) - *Voles from the Early Pleistocene of Pietrafitta (central Italy, Perugia)*. Acta Zool. Cracov., **39**: 185-199.

GAMBINI E. (2003) - *I recenti studi sulle oscillazioni storiche di livello del lago e loro contributo ad una più precisa localizzazione della battaglia del Trasimeno del 217 a.C*. Dipartimento Uomo e territorio, Sezione di Geografia, Quaderno. **3**: 71-110.

GEOGNOSTICA UMBRA S.r.l. (1991) *–E.N.E.L. D.CO Milano. Centrale termoelettrica di Pietrafitta nuova sez. 1-2. Appalto relativo all'esecuzione di indagini geognostiche supplementari. Relazione finale.* Archivi Regionali della Regione Umbria.

GHELARDONI R. (1962) – *Stratigrafia e tettonica del Trias di Monte Malbe.* Boll. Soc. Geol. It., **81**(3): 247-256.

GIAQUINTO S., MARCHETTI G., MARTINELLI A.& MARTINI E. (1991) - *Le acque sotterranee in Umbria*. Regione Umbria, Edizioni Protagon.

GIOVAGNOTTI C. (1962) - *Studio sedimentologico e pedologico del bacino di Ellera (Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It. **80** (1): 3-59.

GHELARDONI R. & MAIOLI P. (1958) - *Stratigrafia e tettonica del M. Acuto - M. Filoncio.* Boll. Serv. Geol. d'It, **80**: 215-222.

GIAMPAOLO C., GLIOZZI E., LO MASTRO S. & MAZZINI I. (1999) - *Dati preliminari sull'evoluzione paleoambientale e paleoclimatica della successione lacustre di Cava Toppetti (Todi, bacino tiberino) desunti dallo studio degli ostracodi e dalla mineralogia delle argille*. GEOITALIA, 2° Forum FIST, **1**: 115-117

GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1962) - *Les phases tectoniques de l'orogenèse alpine dans l'Apennin septentrional.* Bull. Soc. Géol. de France, **7**(4): 682-690.

GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(2): 17-98.

GIROTTI O. & MANCINI M. (2003) - *Plio - Pleistocene stratigraphy and relations between marine and non - marine successions in the middle valley of Tiber river (Latium, Umbria)*. Il Quaternario, **16**: 89-106.

GIULIANO G. & SCIOTTI M. (1981) - *Schema idrogeologico del bacino del Tevere*. Istituto di Ricerca sulle Acque – CNR, Quaderno n. 48, Roma.

GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G., BLEEKER W. & LOURENS L.J. (2004) - *A new geologic time scale with special references to Precambrian and Neogene*. Episodes, **27**(2): 83-100.

GREGORI L. (1989) - *Evoluzione paleogeografica del territorio umbro alla confluenza Tevere/Nestore (bacini di "S. Fortunato" e di "Ripalvella").* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **12**(2):117-130.

GREGORI L. (2004) - *Il Lago Trasimeno: dalla carta storica al DEM*. Boll. Ass. It. di Cartografia, n. **123/124**: 69-95.

GUERRERA F. (1978) - *Stratigrafia e sedimentologia dei livelli "tripolacei" del Miocene inferiore-medio appenninico*. Boll. Serv. Geol. It., **99**: 233 - 262.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles*. S. E. P. M., Spec. Publs. Tulsa (U.S.A.), **42**: 71-108.

HSU K.S., RYAN W.B.S., & CITA M.B. (1972) - *Late Miocene dessication of the Mediterranean.* Nature, **242**: 240-244.

IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: BOLLI H. M., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.) – Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 283-314.

IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy*

PROGETTO CARG

for Early Miocene to Late Pliocene mediterranean area. Paleontol. Stratigr. Evol., Quad. **2**, 115-125.

Iaccarino S.M., Premoli Silva I., Biolzi M., Foresi L.M., Lirer F., Petrizzo M.R. (2005) - *Practical Manual of Oligocene to Middle Miocene Planktonic Foraminifera*. Biolzi M, Iaccarino M.S. & Rettori R. (Eds.), Perugia, 124pp.

Istituto Nazionale Di Geofisica E Vulcanologia (2004) - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani.

Istituto Nazionale Di Geofisica E Vulcanologia (2006) - Mappe di Pericolosità Sismica del Territorio nazionale.

Jacobacci A., Bergomi C., Centamore E., Malatesta A., Malferrari N., Martelli G., Pannuzzi L. & Zattini N. (1970) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1: 100.000 - Fogli 115 "Città di Castello" - 122 "Perugia" - 130 "Orvieto"*. Serv. Geol. d'It. – Min. Ind. Comm. Art. – Dir. gen Miniere, 151 pp.

Kotsakis T. & Gregori L. (1987) - *I resti di Emys orbicularis (Linneus) (Emydidae, Testudinata) del Pleistocene inferiore di Pietrafitta (Perugia, Italia centrale)*. Geol. Romana, **24**: 1-12.

Laurenzi M., Stoppa F., Villa I. (1994) – *Eventi ignei monogenici e depositi piroclastici nel distretto ultralcalino umbro-laziale (ULUD): revisione, aggiornamento e comparazione dei dati cronologici*. Plinius, **12**: 61-66.

Lavecchia G. & Pialli G. (1980) - *Appunti per uno schema strutturale nell'Appennino umbro-marchigiano. 2) La copertura.* Studi Geol. Cam., **6**: 23 - 30.

Lavecchia G., Minelli G. & Pialli G. (1988) - *The Umbria-Marche arcuate fold belt (Italy).* In: F.C. Wezel (Ed.) "The Origin and evolution of Arcs". Tectonophysics., **146**: 125-137.

Lavecchia G., Minelli G. & Pialli G. (1989) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno Lake - Pesaro transect (Central Italy)*. In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo & G.B. Vai (Eds.) "The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Sciences research". Atti Acc. Naz. Lincei, **80**: 177-194.

Leone G., Bonadonna F. & Zanchetta G. (2000) - *Stable isotope record in mollusca and pedogenetic carbonate from Late Pliocene soils of Central Italy*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, **163**: 115-131

Lippi Boncambi C. (1941) - *Il rilievo pedologico della regione montuosa ad ovest di Perugia (Monte Malbe).* Universo, **22**: 453-472

Loeblich A. R. and Tappan H. (1987) - *Foraminiferal Genera and their Classification.* Van Nostrand Rienhold Co., New York.

Lona F. & Bertoldi R. (1972) - *La storia del Plio-Pleistocene italiano in alcune sequenze vegetazionali lacustri e marine.* Atti Acc. Lincei, Cl. Sc. Fisiche, Memorie, S. VIII, **11**(3): 1-45.

Losacco U. (1944) - *Il bacino post. pliocenico della Val di Chiana*. Universo, **25**(2): 1-27

Lotti B. (1899) - *Rilevamento geologico dei dintorni del Lago Trasimeno, di Perugia e d'Umbertide.* Boll. Reg. Com. Geol. d'It., Ser. 3, **30**(3): 197 - 218.

Lotti B. (1900) - *Rilevamento geologico eseguito nel 1899 nei dintorni del Trasimeno e nella regione immediatamente a Sud fino ad Orvieto*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **31**: 159-174.

Lotti B. (1911) - *La formazione Arenaceo-marnosa dell'Umbria con fossili ritenuti miocenici è ritenuta più antica delle argille scagliose con ofioliti*. Boll. Soc. Geol. It., **30**: 474-478.

Lotti B. (1917) - *L'antico Lago Tiberino e le ligniti dell'Umbria.* Miniera Ital., **7**: 1-8

Lotti B. (1926) - *Descrizione geologica dell'Umbria*. Mem Descr. Carta Geol. d'It., **21**: 320 pp.

Lowe J.J. (1992) - *Lateglacial and early Holocene lake sediments from the northern Apennines, Italy - pollen stratigraphy and radiocarbon dating*. Boreas, **21**: 193-208.

Luchetti L. (1998) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei delle successioni torbiditiche mioceniche dell'area di M. Acuto e di M. Corona (Umbria nord-occidentale, Italia Centrale).* Boll. Soc. Geol. It., **117**: 333-355.

Malatesta A. (1974) - *Malacofauna pliocenica umbra*. Mem. per la descriz. della Carta Geol. D'italia, Roma, Vol **XIII**: 498 pp.

PROGETTO CARG

MANCINI M., GIROTTI O. & CAVINATO G.P. (2004) - *Il Pliocene ed il Quaternario della Medie Valle del Tevere (Appennino Centrale).* Geol. Romana, **37**: 175-236.

MARCHETTI G. & MARTINELLI A. (1991) - *Gli acquiferi alluvionali in Umbria*. In "Le acque sotterranee in Umbria". Protagon Editrice. Perugia.

MARTINI E. (1971)- *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. Proc. II plank. Conf., Roma, 1970. In Farinacci A. 739 - 785.

MARTINIS B. & PIERI M. (1962) – *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **4**(1): 649-678

MAZZANTI R. & TREVISAN C. (1978) - *Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino Centro Settentrionale.* Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **1**: 55-62

MENICHETTI M. (1997) - *Analisi geologico-strutturale dell'area di Pietrafitta-Tavernelle (Umbria occidentale, Italia centrale).* Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **10**(1): 3-14.

MENICHETTI M., DE FEYTER A. J. & CORSI M. (1991) - *CROP 03 - Il tratto Val Tiberina - Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione sedimentaria delle avanfosse della zona umbro-marchigiano-romagnola.* Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1991/**1**: 279-293.

MERLA G. (1938) - *Il Tevere. Geologia e permeabilità dei terreni del bacino.* Monografia Idrologica Pubbl. N 22 Del Servizio Idrografico, Min. Ll. Pp., Roma

MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**(1): 95-382.

MINELLI G. & MENICHETTI M. (1990) - *Tectonic evolution of the Perugia Massifs area (Central Italy).* Boll. Soc. Geol. It., **109**: 445 - 453.

MINELLI G., MOTTI A. & PIALLI G. (1988) - *Evoluzione tettonica dei Massicci perugini nell'area del M. Torrazzo.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 389-398.

MINELLI G., PIALLI G. P. & SCARASCIA S. (1991) - *Revisione dei profili crostali nell'area dell'Appennino Settentrionale interessata dal profilo Crop-03*. Studi Geol. Cam., Vol. Spec., 1991/**1**: 55-64.

MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. Agip SpA.: 275 pp.

MUTTI & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199.

NOCCHI M. (1961) - *Sui rapporti tra le serie toscana e la serie umbra a Sud di M. Acuto e M. Filoncio (Perugia).* Boll. Soc. Geol. It., **80**(2): 181-230.

NOCCHI M. (1962) - *Osservazioni stratigrafiche a N e ad E del Lago Trasimeno*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 423 - 427.

NOCCHI M. & CATINELLI A. (1965) - *Cenni sulla stratigrafia della serie toscana e della serie umbra nell'alta Val Tiberina.* Boll. Soc. Geol. It., **83**: 525-542.

NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., M. MADILE, MONECHI S., NAPOLEONE G., RIPEPE M., ORLANDO M., PREMOLI SILVA I., BICE D. M. (1986) - *The Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequence.* In: CH. POMEROL, I. PREMOLI SILVA (EDS.), *Geological events at the Eocene/Oligocene boundary.* Elsevier, Amsterdam, 1986, 25-40.

NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., M. MADILE, MONECHI S., NAPOLEONE G., RIPEPE M., ORLANDO M., PREMOLI SILVA I., BICE D. M (1988) - *The Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequence.* In: *Terminal Eocene events* (CH. POMEROL AND I. PREMOLI SILMA EDS.). Dev. Palaeont. Strat., **9**; 25-40.

PAGANELLI A. (1960) - *Primi saggi per uno studio pollinologico del deposito lignitifero di Pietrafitta (Umbria).* N. Giorn. Bot. It., **67**: 601-605.

PANIZZA M. (1995) - *Geomorfologia.* Pitagora Ed., Bologna, 397 pp.

PASCUCCI V., MERLINI S. & MARTINI, I. P. (1999) - *Seismic stratigraphy in the Miocene-Pleistocene sedimentary basins of the Northern Tyrrhenian Sea and western Tuscany (Italy).* Basin Research, **11**: 337-356.

PASSERI L. (1975) - *L'ambiente deposizionale della formazione evaporitica nel quadro della paleogeografia del Norico Tosco-Umbro-Marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 231-268

PASSERI L. & PIALLI G. (1972) - *Facies lagunari nel Calcare Massiccio dell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 345-364.

PROGETTO CARG

PASSERINI F. (1965) – *Il Monte Cetona (Provincia di Siena)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**(4): 219-338.

PENSI S. (2000) - *Progetto per l'allestimento e il recupero ambientale della zona portuale della navigazione pubblica in San Feliciano. Relazione geotecnica*. Archivi Regionali della Regione Umbria.

PIACENTINI U. (2001) - *Progetto definitivo per le opere di adduzione dalla diga del Montedoglio per il comprensorio occidentale nelle province di Arezzo, Siena e perugina*. Archivi Regionali della Regione Umbria.

PIALLI G. (1966) - *Osservazioni geologiche sulle formazioni flyschoidi di Castiglione Aldobrandi (Foglio 123 IV NW).* Mem. Soc. Geol. It., **5**: 365-386.

PIALLI G. & P. SABATINI (1969) - *Relazione geologica del progetto originale dell'Ospedale di S. Andrea delle Fratte.* Archivi Regionali della Regione Umbria.

PIAZZOLI S. (2001) - *Progetto esecutivo lavori completamento secondo stralcio; Nuovo polo unico ospedale Silvestrini; Relazione geologica*. Archivi Regionali della Regione Umbria.

PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy).* C.N.R. Prog. Fin. Geod. Pubbl. n°**414**: 1 - 13.

PINI G.A. (1992) - *Associazioni micro-mesostrutturali nelle "Argille Scagliose" (pedeappennino bolognese): loro significato meccanico*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 355-373.

PIRINI C. & MOSNA S. (1962) - *Nota micropaleontologica per i terreni ad Est del Lago Trasimeno*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 533-541.

PIZZI U. (1994) - *Effetti dello sbarramento di Montedoglio sull'acquifero dell'Alta Val Tiberina, valutati mediante modello matematico.* Geol. Tec. & Amb., **3**(3): 15-28.

PLESI G., GALLI M. & DANIELE G. (2002) - *The Monti Rognosi ophiolitic Unit (cfr. Calvana Unit Auct.) paleogeographic position in the External Ligurian Domanin, relationship with the tectonic units derived from the adriatic margin.* Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec.1: 273-284.

PLESI G., CHICCHI S., DANIELE G. & PALANDRI S. (2000) - *La struttura dell'alto Appennino reggiano-parmense fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il M. Ventasso*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 267-296

PLESI G., LUCHETTI L., BOSCHERINI A., BOTTI F., BROZZETTI F., BUCEFALO PALLIANI R., DANIELE G., MOTTI A., NOCCHI M. & RETTORI R. (2002) - *The Tuscan succession of high Tiber Valley (F. 289 "Città di Castello"): biostratigraphic, petrographic and structural features, regional correlations*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**: 425-436.

PONZANA L. (1993) - *Caratteri sedimentologici e petrografici della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 201-218.

PONZIANI F., DE FRANCO R., MINELLI G., BIELLA G. FEDERICO C. & PIALLI G. (1995) – *Crustal shortening and duplication of the Moho in the Northern Apennines: a view from seismic refraction data.* Tectonophysics, **252**: 391-418.

PREMOLI SILVA I., RETTORI R. & VERGA D. (2003) - *Practical Manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera.* RETTORI R. & VERGA D. (Eds.), Perugia, 152 pp.

PREMOLI SILVA I. & SLITER W. V. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione Section, Gubbio, Italy.* Palacontographia Italica, **82**: 1-89.

PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (2001) - *Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera.* Premoli Silva I. & Rettori R. (Eds.), ENI publ., S. Donato Milanese, Milano, 462 pp.

PREMOLI SILVA I. & VERGA D. (2004) - Practical *Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera.* Verga D. & Rettori R. (Eds.), Perugia, 283 pp.

PRINCIPI P. (1908) – *Studio geologico del M. Malbe e del M. Tezio.* Boll. Soc. Geol. It., **27**: 159-224

PRINCIPI P. (1912) - *Affioramenti sabbiosi pliocenici nei dintorni di Perugia*. Boll. Soc. Geol. It., **31**: 27-34.

PRINCIPI P. (1914) - *Alcune considerazioni sul Terziario dell'Umbria.* Boll. Soc. Geol. It., **23**: 311-320

PRINCIPI P. (1922a) - *Alcune osservazioni sul Quaternario dell'Umbria centrale*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, **31**: 56-59.

PROGETTO GARGANO

PRINCIPI, P. (1922b) - *I bacini pliocenici e quaternari dell'Umbria Centrale*. Atti Soc. Ligust. Sci. Nat. Geogr., **2**(1): 63-114.

PRINCIPI P. (1924) - *I terreni terziari dell'alta Valle del Tevere*. Boll. Soc. Geol. It., **43**: 64 -80.

PRINCIPI, P. (1930) - *Alcune osservazioni intorno all'età dei travertini di Ellera nei dintorni di Perugia*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rendiconti **11**(5): 492-494.

PRINCIPI P. (1938) - *Intorno all'origine di alcune terre bianche della valle del Nestore*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **27**: 113-116.

PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., 28: 549-576.

REGIONE TOSCANA & REGIONE UMBRIA (1991) - *Progetto di ricerca finalizzato alla valutazione degli effetti nell'Alta Valle del Tevere conseguenti all'esercizio dell'invaso di Montedoglio*. Atti progettuali giacenti presso gli Uffici della Regione dell'Umbria.

REGIONE UMBRIA (1995). Acquifero alluvionale dell'alta Valle del Tevere: Carta della Vulnerabilità degli acquiferi. (Note Illustrative e Carta alla scala 1/25.000, Resp. G. MARCHETTI). In: C.N.R. - GRUPPO NAZIONALE PER LA DIFESA DALLE CATASTROFI IDROGEOLOGICHE., 8 pp.

REGIONE UMBRIA (1996) - Relazioni geologiche e geotecniche a corredo della variante al progetto generale di consolidamento del Colle di Montone. Archivi Regionali della Regione Umbria.

REGIONE UMBRIA – A.R.P.A. (1999) - *Monitoraggio geochimico ed idrogeologico degli acquiferi regionali per la risposta dei sistemi idrologici alle sollecitazioni sismiche (Progetto MICRAT)*. Progetto esecutivo e rapporti interni. Archivi Regionali della Regione Umbria.

REGIONE UMBRIA (2002) - *Relazione per il Comitato di Crisi sull'emergenza idrica del 2002*. Archivi regionali della Regione Umbria. Archivi Regionali della Regione Umbria.

REGIONE UMBRIA – A.R.P.A. (2005) - *Piano di Tutela delle acque - Gli acquiferi nel bacino del Lago Trasimeno.* Rapporto Interno. Archivi Regionali della Regione Umbria.

REGIONE UMBRIA (2005) - *Piano Regionale per le Attività Estrattive*. Archivi Regionali della Regione Umbria.

REGIONE UMBRIA & AGENZIA PER LA PROTEZIONE DELL'AMBIENTE E PER I SERVIZI TECNICI -APAT (2006) - *Progetto IFFI. Inventario Fenomeni Franosi in Italia. Relazione Tecnica*. Archivi regionali della Regione Umbria.

RENZ O. (1933) - *Il terziario umbro marchigiano e dell'Abruzzo settentrionale*. Giorn. Geol., Ser. **2**(8): 97 -110.

RENZ O. (1936a) - *Uber Aufarbeitung von Foraminiferen im jung-tertiar oslitch des Trasimeneischen Sees (Umbrien).* Hecl. Geol. Helv., **29**(1): 1-129.

RENZ O. (1936b) - *Stratigraphische und micropaleontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiar) im Zentral Apennin*. Ecl. Geol. Helv., **29**(1): 225-235.

RETTIG F. (1961) - *Sfruttamento del giacimento lignitifero di Pietrafitta per l'alimentazione della centrale termo-elettrica "Città di Roma"*. Atti Conv. Mostra Naz. Ligniti - Perugia 7/11 Maggio 1959: 371-378

RICCIARDI E. (1961) - *Analisi palinologica dei sedimenti lignitiferi di Pietrafitta (Perugia, Italia). Pollen et Spores.* Edition du Museum, **3**: 325-327

RICCI LUCCHI F. (1986a) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., **8**: 105-139.

RICCI LUCCHI F. (1986b) - *The Foreland Basins system of the Northern Apennines and related clastic wedges: a preliminary outline*. Giorn. Geol., **48**(1-2): 165-185.

RICCI LUCCHI F. (1987). *Semi-allocthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt*. Sediment. Geol., **50**: 119-134.

RICCI LUCCHI F. (1990) - *Torbidites in foreland and on-thrust basins of the Northern Apennines*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology., **77**: 51 - 66.

RIO D., CITA M. B., IACCARINO S., GELATI R. & GNACCOLINI M. (1997) - *Langhian, Serravallian, and Tortonian historical Stratotypes*. In: MONTANARI A., ODIN G. S. & COCCIONI R. (Eds.) - Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach., Elsevier Science - Amsterdam, **15**: 57-87.

PROGETTO GARG

Robaszynski F. & Caron M. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminifera: comments on the Europe-Mediterranean zonation.* Bulletin de la Societe geologique de France, **166**: 681-692.

Rook L. (1995) - *Pannonictis nestii (Carnivora, Mammalia) from the late Villafranchian of Pietrafitta (Umbria, Italy). Prelimunary note*. Ecl. Geol. Helv., **88**: 853-864.

Ruggeri G. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Foglio 108 Mercato Saraceno.* Serv. Geol. d'It.: 56 pp.

Sabella A. (1961) - *Leminiere di lignite xiloide dell'Umbria.* Atti Conv. Mostra Naz. Ligniti - Perugia 7/11 Maggio 1959: 93-103

Scorpioni M. (2004) - *Indagini geognostiche in località Palazzolo, Comune di Città della Pieve.* Archivi Regionali della Regione Umbria.

Signorini R. (1941) - *Struttura dell'Appennino tra la Val Tiberina e l'Urbinate*. Giorn. Geol. **15**(2): 17-29.

Signorini R. & Alimenti M. (1936) - *La serie stratigrafica del M. Rentella fra il Lago Trasimeno e Perugia.* Geol. Romana, **8**: 75-94.

Sliter W. (1989) - *Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section.* Journal of Foraminiferal Research ,**19**: 1-9.

Sissingh W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw, **56**: 37-65.

Steininger F. F., Aubry M. P., Biolzi M., Borsetti A.M., Cati F., Corfield R., Gelati R., Iaccarino S., Napoleone C., Rogl F., Rotzel R., Spezzaferri S., Tateo F., Villa G. & Zevenboom D. (1997) - *Proposal for the global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Neogene (the Paleogene/Neogene boundary)* In: Montanari A., Odin G. S. & Coccioni R. (Eds.) – Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach. Elsevier Science, **15**: 125-147.

Stentella D. (2008) - *Le miniere di lignite dell'Umbria.* In www.archeologiaindustriale.org

Stoppa. F. & Woolley A.R. (1997) - *Italian carbonatites: field occurrence, petrology and regional significance*. Mineral. Petrol., **59**: 43-67.

Susini G. (1960) - *Ricerche sulla battaglia del Trasimeno*. In: Anzeiger für die Altertumswissenschaft **15**: 53-54.

Tito Livio. *Ab Urbe Condita*, Libro XII.

Toniolo M. F. (1986) - *Studio geologico preliminare su di un'area adibita a discarica controllata di R. S. U. nel Comune di Città di Castello, Frazione S. Lucia.* Archivi Regionali della Regione Umbria.

Torre D., Albianelli A., Ficcarelli G., Masini F. & Napoleone G. (1996) - *Paleomagnetic calibration of Plio-Pleistocene mammal localities in central Italy.* Acta Zoologica Cracoviensia, **39**(1): 559-570.

Vacca G. (1993) - *Indagine geologica ed idrogeologica per il recupero ambientale della discarica di Trecine, Passignano.* Archivi Regionali della Regione Umbria.

Vagni M. & Migliosi M.R. (2003) - *Relazione geologica e geotecnica per il consolidamento di parte di un edificio di civile abitazione.* Documenti istruttori depositati presso il Servizio Geologico Regionale.

Valloni R. & Zuffa G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formations of the Northern Apennines Italy.* Geol. Soc. Am. Bull., **95**: 1035-1039.

Van Morkhoven F. P. C. M., Berggren W. A. & Edwards A. S. (1986) - *Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic Foraminifera.* Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, Mem., **11**: 1-142.

Vann I. R., Graham R. H. & Hayward A. B. (1986) - *The structure of mountain fronts*. Journ. Struct. Geol., **8**(3-4): 215-227.

Verri A. (1877) - *Alcune linee sulla val di Chiana e luoghi adiacenti nella storia della Terra*. Bizzoni - Pavia (ed.): 100 pp.

Verri A. (1879) - *Avvenimenti nell'interno del bacino del Tevere antico durante e dopo il periodo pliocenico.* Atti Soc. Ital.Sc.Nat., XXI – Milano

PROGETTO CARG

VERRI A. (1880) - *Le valli antiche moderne dell'Umbria*. Boll.Reg.Com.Geol.d'It., **1/2**: 1-14
VERRI A. (1885) - *La val di Chiana nel periodo pliocenico*. Boll. Soc. Geol. It., **4**: 1-13
VERRI A. (1886) - *Azione delle forze nell'assetto delle valli con appendice sulla distribuzione dei fossili nella Valdichiana e nell'Umbria interna settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **5**: 416-454
VERRI A. (1889) - *Note a scritti sul Pliocene Umbro - Sabino e sul vulcanismo Tirreno*. Tipografia dei Lincei- Roma
VERRI A. (1892) - *Note sul territorio di Citta' della Pieve*. Estratto dal giornale L'Umbria Agricola del 30/12/1892: 12 pp.
VERRI A. (1901) - *Un capitolo della geografia fisica dell'Umbria*. Atti 4 Congr. Geogr.It.-Roma
VERRI A. (1918) - *L'altopiano di Città della Pieve*. Boll.Soc.Geol.It., **37**(1-2): 53-92
WESSEL P. & SMITH W.H.F. (1995) - *New version of the Generic Mapping Tool released*. (URL: gmt.soest.hawaii.edu) EOS Trans. AGU: 329.
ZUFFA G.G. (1980) - *Hibrid arenites: their composition and classification*. Jour. Sed. Petrol., **49**: 21-29.
ZUFFA G.G. (1985) - *Optical analysis of arenites: influence of metodology on compositional results*. In: Provenance of Arenites (G. G. ZUFFA Ed.), NATO ASI Series, D. Reidel, Dordrecht: 165 - 189.
ZUFFA G.G. (1987) - *Unravelling hinterland and offshore paleogeography from deep-water arenites*. In: Marine Clastic Sedimentology (J.K. LEGGETT & G. G. ZUFFA Eds). Graham and Trotman, London: 39-61.

PROGETTO CARG