I S P R A
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

foglio 280

FOSSOMBRONE

A cura di:
Marco Pantaloni[1], Rita Maria Pichezzi[1], Chiara D'Ambrogi[1], Maria Letizia Pampaloni[2], Mariagrazia Rossi[1].

(1) ISPRA - Dipartimento Difesa del Suolo/Servizio Geologico d'Italia- Servizio CARG, geologia e geomorfologia.
(2) ISPRA - Dipartimento Difesa del Suolo/Servizio Geologico d'Italia - Servizio cartografico coordinamento base dati e tavoli europei.

Ente realizzatore: Servizio Geologico d'Italia - Dip. Difesa del Suolo - ISPRA

PROGETTO CARG

***Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA*: C. Campobasso**

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
D. Tacchia, M. Roma

Informatizzazione dei dati geologici:
R. Carta

Allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:
M. Roma

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE.....pag. 5
II - STUDI PRECEDENTI .....» 11
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....» 17
IV - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA.....» 21
V - STRATIGRAFIA.....» 25
1. - CALCARE MASSICCIO (MAS)..... » 27
1.1. - MEMBRO DEL CALCARE MASSICCIO B (MAS_1).....» 29
2. - GRUPPO DEL BUGARONE (BU).....» 31
2.1 - CALCARI NODULARI DELL'INFERNACCIO (IFC).....» 32
2.2 - CALCARI NODULARI A FILAMENTS DI FOSSO DEL PRESALE (PLS).....» 34
2.3 - CALCARI NODULARI AD AMMONITI ED APTICI DI CAVA BUGARONE (BGA)» 36
3. - CORNIOLA (COI).....» 36
4. - ROSSO AMMONITICO (RSA).....» 38
5. - CALCARI E MARNE A POSIDONIA (POD).....» 39
6. - CALCARI DIASPRIGNI (CDU).....» 41
6.1. - MEMBRO SELCIFERO (CDU_1).....» 41
6.2. - MEMBRO DEI CALCARI A SACCOCOMA E APTICI (CDU_2).....» 43
7. - MAIOLICA (MAI).....» 43
8. - MARNE A FUCOIDI (FUC).....» 48
9. - SCAGLIA BIANCA (SBI).....» 50
10. - SCAGLIA ROSSA (SAA).....» 52
11. - SCAGLIA VARIEGATA (VAS).....» 56
12. - SCAGLIA CINEREA (SCC).....» 57
13. - BISCIARO BIS).....» 59
14. - SCHLIER (SCH).....» 61
15. - FORMAZIONE MARNOSO ARENACEA MARCHIGIANA (FAM)» 62
15.1. - MEMBRO DI URBINO (FAM_2).....» 63
16. - TRIPOLI E MARNE TRIPOLACEE (TPE).....» 66
17. - FORMAZIONE DI SAPIGNO (GNO).....» 68
18. - FORMAZIONE DI S. DONATO (FSD).....» 69
19. - FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO).....» 70
20. - ARGILLE AZZURRE (FAA).....» 73
20.1. - MEMBRO DELLE ARENARIE DI BORELLO (FAA_2).....» 75
20.2. - MEMBRO ARENACEO DI MONTECALVO IN FOGLIA (FAA_8).....» 75
21. - SINTEMA DI URBISAGLIA (URS).....» 76
22. - SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO - COLONIA MONTANI (AC)... » 76

PROGETTO CARG

23. - SINTEMA DI MATELICA (MTI)....» 77
23.1.1.- *Deposito alluvionale terrazzato* (MTI_{bn})....» 77
23.1.2.- *Deposito alluvionale e fluvioglaciale* (MTI_b)....» 78
23.1.3.- *Coltre eluvio colluviale* (MTI_{b2})....» 78
24. - SINTEMA DEL MUSONE (MUS)....» 79
24.1.1.- *Deposito alluvionale terrazzato* (MUS_{bn})....» 79
24.1.2.- *Deposito di conoide* (MUS_b)....» 79
25. - DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE (b)....» 79
26. - COLTRE ELUVIO COLLUVIALE (b_2)....» 80
27. - DEPOSITO DI FRANA (a_1)....» 80
28. - DEPOSITO ANTROPICO (h)....» 80
VI - TETTONICA....» 81
1. - GENERALITÀ....» 81
2. - ASSETTO STRUTTURALE....» 84
2.1. - ANTICLINALE DI ACQUALAGNA....» 84
2.2. - ANTICLINALE DEL FURLO....» 85
2.3. - ANTICLINALE DEI MONTI DELLE CESANE....» 89
2.4. - SINCLINALE DI MONTECALVO IN FOGLIA – ISOLA DEL PIANO....» 91
2.5. - DORSALE DI MONTEFIORE CONCA – COLBORDOLO – FONTECORNIALE» 91
2.6. - BACINO DI MONTE LURO – MONTE DELLE FORCHE....» 92
2.7. - STRUTTURA DI RIO VERGINETO....» 93
2.8. - STRUTTURE ANTICLINALI F.SO SCARICALASINO–MONTEMAGGIORE AL METAURO....» 93
VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E DI GEOLOGIA TECNICA...» 95
1. - GENERALITÀ....» 95
2. - FORME E DEPOSITI DOVUTI ALL'AZIONE DELLA GRAVITÀ..» 95
3. - FORME E DEPOSITI DOVUTI ALL'AZIONE DELLE ACQUE INCANALATE....» 99
4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA....» 100
5. - GEOSITI....» 102
5.1. - GOLA DEL FURLO....» 102
5.2. - MARMITTE DEI GIGANTI....» 104
5.3. - LA GOLA DEL BUZZO....» 104
5.4. - LA GROTTA DEL GRANO....» 104
VIII - MODELLO GEOLOGICO TRIDIMENSIONALE....» 107
IX - ABSTRACT....» 111
RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI....» 117
CARTOGRAFIA GEOLOGICA ON-LINE SCALA 1:50.000....» 132

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il foglio 280 *Fossombrone* della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato dal Servizio Geologico d'Italia (ora Dipartimento Difesa del Suolo/*Servizio Geologico d'Italia* - ISPRA), con contributi dell'Istituto di Dinamica Ambientale dell'Università di Urbino e del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena.

Questo foglio, ricadente nel settore esterno dell'Appennino settentrionale, è caratterizzato dall'ampio intervallo cronostratigrafico (dal Giurassico inferiore all'attuale) registrato nei litotipi sedimentari e da un'evoluzione tettonica dei suoi bacini costituenti un ciclo orogenetico completo.

A grandi linee si possono individuare:

-un settore sud-occidentale di natura prevalentemente carbonatica che costituisce le anticlinali Monte Pietralata-Monte Paganuccio e dei Monti delle Cesane, appartenenti alla dorsale marchigiana;

-un settore nord orientale, al margine delle strutture carbonatiche caratterizzato da successioni torbiditiche ed evaporitiche cenozoiche, appartenenti all'avanfossa marchigiana;

-un settore orientale costituito da successioni plio-pleistoceniche marine e depositi alluvionali dei fiumi Metauro e Cesano organizzati in vari ordini di terrazzi, e disposti con andamento circa SW-NE.

L'area del foglio ricade interamente in territorio marchigiano (Fig. 1), nelle province di Pesaro-Urbino ed Ancona; interessa la media valle del fiume Metauro e comprende la dorsale Monte Pietralata - Monte Paganuccio, la dorsale dei Monti delle Cesane, il bacino Montecalvo in Foglia - Isola del Piano, la dorsale Colbordolo - Fontecorniale ed il bacino Cartoceto - Serrungarina.

Negli anni '80 il foglio Fossombrone faceva parte del gruppo di fogli geologici

PROGETTO CARG

Fig. 1 – *Ubicazione del foglio 280 Fossombrone*

in scala 1:50.000 del settore marchigiano in corso di rilevamento da parte del Servizio Geologico d'Italia; di quei lavori, interrotti nella metà degli anni '80, rimangono alcune tavolette in scala 1:25.000 rilevate da Vincenzo Catenacci, che sono state utilizzate come base di partenza per il rilevamento della struttura Monte Paganuccio - Monte Pietralata e dei Monti delle Cesane.

All'inizio degli anni '90 il Servizio Geologico d'Italia avviò un progetto pilota mirato alla sperimentazione delle Linee guida al rilevamento, Quaderno serie III – volume 1 del Servizio Geologico d'Italia (Pasquarè *et alii*, 1992), individuando nell'area del Furlo un'area campione. Questo progetto venne successivamente trasformato nella realizzazione del foglio 280 *Fossombrone* alla scala 1:50.000. Del gruppo di lavoro facevano parte Vincenzo Catenacci, Fabrizio Cecca, Giovanni Conte, Stefano Cresta, Myriam D'Andrea, Roberto Graziano, Viviana Molinari, Maria Letizia Pampaloni, Marco Pantaloni, Rita Maria Pichezzi e Mariagrazia Rossi. Relativamente alla caratterizzazione strutturale dell'area un apporto venne fornito da Marco Menichetti, dell'Università di Urbino. Tale attività ha portato alla realizzazione di un contributo riguardante la cartografia geologica e gli aspetti lito-biostratigrafici e sedimentologici dell'area del Furlo (Cecca *et alii*, 1996a).

Il foglio è frutto dei nuovi rilevamenti effettuati in scala 1:10.000 nel periodo compreso tra il 1995 e il 2002 oltre che della elaborazione del materiale cartografico preesistente, corredato da sezioni stratigrafiche di dettaglio e preparati per analisi micropaleontologiche.

Nel periodo 1998-2001, tramite un rapporto di convenzione tra il Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali - Servizio Geologico d'Italia e l'Università di Urbino, il rilevamento di una porzione del foglio è stato affidato all'Istituto di Dinamica Ambientale della stessa Università che ha eseguito il lavoro.

Nel corso del 2001-2002 una parte del rilevamento, corrispondente a due sezioni in scala 1:10.000, è stato effettuato dall'Università di Siena, a seguito della collaborazione frutto del "Progetto di cartografia geologica e geotematica alla

PROGETTO CARG

scala 1:10.000 del territorio regionale, compreso nell'obiettivo 5b - Progetto 1 Zona nord" della Regione Marche.

Lo schema di suddivisione del rilevamento ai diversi gruppi operativi ed ai diversi autori è riportato in figura 2.

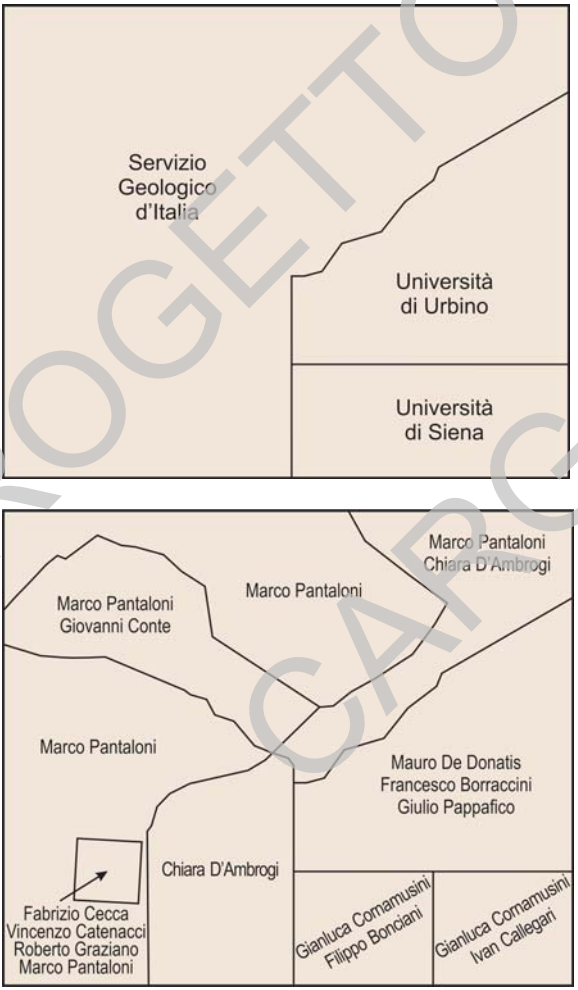


Fig. 2 - *Schema di suddivisione del rilevamento geologico alla scala 1:10.000 in base ai diversi gruppi operativi (a) e agli autori del rilevamento (b).*

PROGETTO CARG

I rilevamenti sono stati eseguiti seguendo il criterio litostratigrafico ed alcune formazioni sono state suddivise in sottounità litostratigrafiche (membri e litofacies).

La scala geocronologica di riferimento è tratta dal Quaderno serie III - n.1 del Servizio Geologico d'Italia (PASQUARÈ *et alii*, 1992), la quale è stata elaborata sulla base della *Global Stratigraphic Chart* dell'IUGS (1989), della *Geologic Time Scale* di HARLAND *et alii* (1990) e della *Echelle numérique des temps géologiques* di ODIN & ODIN (1990).

I progressi compiuti nella conoscenza geologica di questo settore dell'Appennino settentrionale hanno consentito di ridefinire le caratteristiche delle unità litostratigrafiche. Rispetto alle unità cartografate nel foglio 109 *Pesaro* della 2ª edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969), nel quale ricade gran parte del foglio Fossombrone, alcune unità formazionali sono state divise, altre accorpate. Nella tabella 1 sono posti a confronto i nomi delle unità usati nelle due carte.

Per quanto attiene la terminologia stratigrafica, nell'ambito del Foglio 280 *Fossombrone* sono stati utilizzati termini litostratigrafici formali e informali; in particolare come in uso (cfr. "Guida Italiana alla Classificazione e alla Terminologia Stratigrafica" in: GERMANI & ANGIOLINI, 2003) i termini formali sono indicati con la lettera iniziale del nome con lettera maiuscola mentre quelli informali con la lettera iniziale minuscola.

Recentemente, a seguito di una convenzione tra l'Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici (APAT, ora ISPRA) e l'Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG-CNR), con la collaborazione della Commissione Italiana di Stratigrafia, sono state formalizzate alcune delle unità litostratigrafiche della successione umbro-marchigiana, ed in particolare quelle ritenute tradizionali ed il cui utilizzo risultava ormai consolidato nella stratigrafia regionale; le schede di formalizzazione di tali unità sono state pubblicate nei fascicoli VI e VII del volume 7 dei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia (CITA *et alii*, 2007a,b).

Durante il rilevamento geologico e durante la fase di revisione sono state effettuate campionature nelle diverse unità mirate alla definizione cronostratigrafica delle stesse, sia attraverso lo studio dei foraminiferi che del nannoplancton calcareo. La porzione giurassica della successione è stata inoltre accuratamente datata per mezzo della biostratigrafia ad ammoniti. Per una descrizione dettagliata dei risultati ottenuti si rimanda al capitolo IV - Biostratigrafia e cronostratigrafia.

PROGETTO CARG

Tab. 1 - *Riferimento tra i nomi formazionali adottati nel foglio 280 Fossombrone e quelli utilizzati nel foglio 109 Pesaro della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000*

***Foglio 280* Fossombrone in scala 1:50.000**	***Foglio 109* Pesaro in scala 1:100.000**
	PLIOCENE
Argille Azzurre	*Argille, sabbie (Pliocene superiore)*
	Argille, sabbie e conglomerati (Pliocene medio)
	Argille, sabbie e conglomerati (Pliocene inferiore)
	SUCCESSIONE MARCHIGIANA
Formazione a Colombacci *formazione di San Donato*	*F.ne a colombacci*
formazione di Sapigno	*F.ne gessoso - solfifera*
tripoli e marne tripolacee	
formazione marnoso - arenacea marchigiana	*F.ne dei ghioli di letto* *Alternanze di arenarie e argille marnose*
Schlier *Bisciaro*	*F. ni del Bisciaro e dello Schlier*
Scaglia Cinerea	*F.ne della scaglia cinerea*
scaglia variegata *Scaglia Rossa* *Scaglia Bianca*	*F.ne della scaglia rossa e bianca*
Marne a Fucoidi	*F.ne delle marne a fucoidi*
Maiolica	*F. ne del calcare rupestre*
	F. ne del calcare ad Aptici
Rosso Ammonitico	*F.ne del rosso ammonitico*
Corniola	*F.ne della pietra corniola*
Calcare Massiccio	*F.ne del Calcare Massiccio*

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

II - STUDI PRECEDENTI

L'area umbro-marchigiana è stata fin dall'800 oggetto di studi pionieristici, a carattere geologico e paleontologico, da parte di studiosi italiani e stranieri per l'eccezionale esposizione della successione sedimentaria meso-cenozoica. Gli studi, inizialmente a carattere generale, sono andati nel tempo specializzandosi e arricchendosi man mano che le discipline nel campo delle Scienze geologiche fornivano metodologie nuove e sempre più affinate.

La prima serie di studi, sviluppata tra la fine dell'800 e l'inizio del '900 ha fornito un'inquadramento complessivo della regione umbro-marchigiana sotto gli aspetti geologici, stratigrafici, geomorfologici e idrogeologici, con la realizzazione delle prime carte e sezioni geologiche dell'Appennino centro-settentrionale.

Tra i primi ad occuparsi dell'area SPADA-LAVINI & ORSINI (1855) che pubblicano sul Bollettino della Società geologica francese le prime osservazioni geologiche sull'Appennino centrale, mentre ZITTEL (1869) pubblica le sue prime osservazioni in lingua tedesca. In seguito CANAVARI produce numerosi lavori (1879, 1893a, 1893b), quasi tutti localizzati nelle Marche meridionali.

VERRI, in diversi lavori (1882, 1897, 1903, 1912), approfondisce le conoscenze stratigrafiche sulla geologia umbra, mentre VILLA (1873) descrive la geologia dell'area compresa fra Pesaro e Urbino. Ma è BONARELLI (1893, 1896a, 1903) che si occupa con particolare dovizia della successione giurassica di questo settore della catena appenninica, descrivendo (BONARELLI, 1896b) le prime osservazioni geologiche sull'area del Furlo.

In seguito CHELUSSI (1906) pubblica una nota sulla geologia della regione marchigiana, mentre PRINCIPI (1920) e CASSETTI (1920) concentrano i loro studi su aree ben definite. FOSSA-MANCINI (1922) analizza anche l'aspetto tettonico interpretando il meccanismo di alcune strutture.

PROGETTO CARG

Anche l'aspetto paleontologico, per la ricchezza della fauna ad ammoniti della successione, ha stimolato numerosi Autori ad approfondire gli studi e le ricerche nell'area. La biostratigrafia meso-cenozoica dell'area marchigiana, e in particolare quella di alcune località tipo, è stata infatti illustrata in numerosi lavori a partire dai già citati SPADA-LAVINI & ORSINI (1855). Si ricordano, tra gli altri: MENEGHINI (1867-1881) che pubblica una monografia sui fossili rinvenuti nel Rosso Ammonitico; ZITTEL (1870) che si occupa della fauna a cefalopodi titoniani; PARONA (1882) che analizza il contenuto fossilifero di una parte del Lias umbro; CANAVARI che, in diversi lavori (1886; 1891), esamina la fauna del Giurassico inferiore; MORENA (1897) che descrive il contenuto faunistico della porzione sinemuriana della successione, mentre FUCINI, in due diversi lavori (1899,1900), analizza la collezione di ammoniti medio liassiche conservate presso il museo di Pisa e successivamente (FUCINI, 1905) studia la fauna a bivalvi del Giurassico inferiore e medio dell'Appennino centrale.

Un ulteriore contributo alla biostratigrafia viene sempre da BONARELLI (1893) che raccoglie una ricca fauna di ammoniti toarciane nei sedimenti affioranti nella cava di Sant'Anna (Monte Paganuccio) e attualmente conservate presso i musei paleontologici del Servizio Geologico d'Italia e dell'Università di Torino; più tardi lo stesso BONARELLI (1899), analogamente a quanto fatto da Morena, analizza le ammoniti contenute nella parte sinemuriana della successione umbro-marchigiana. Qualche anno più tardi PARISCH & VIALE (1906) contribuiscono alle conoscenze sulla biostratigrafia ad ammoniti studiando la porzione liassica superiore.

Nel periodo compreso fra gli anni '20 e '30 dello scorso secolo la letteratura scientifica che comprende questo settore dell'Appennino è, purtroppo, piuttosto scarsa.

Negli anni successivi si assiste ad una notevole ripresa dell'attività scientifica; SCARSELLA (1932) pubblica i suoi primi lavori sull'Appennino centrale, mentre SACCO & BONARELLI (1936) realizzano le Note illustrative dei fogli Ancona, Fermo, Jesi e Macerata, pubblicati negli anni immediatamente precedenti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1931a, 1931b, 1933b, 1933c). Nello stesso periodo SACCO (1937) redige le Note illustrative dei fogli Pesaro e Senigallia dopo la stampa da parte del SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1933a; 1935) dei relativi fogli geologici.

Uno dei più importanti lavori pubblicati in quegli anni fu quello di RENZ (1936, in lingua tedesca): nello studio della formazione della "Scaglia" l'Autore introduce per primo l'utilizzo dell'analisi micropaleontologica; l'importanza di questo lavoro è contraddistinta dalla sua ristampa, questa volta in lingua italiana, realizzata 15 anni più tardi da parte del Servizio Geologico d'Italia (RENZ, 1951).

Dopo la pausa bellica ci fu una ripresa delle attività di studio nell'area umbro-

PROGETTO CARG

marchigiana, analizzandone sia l'assetto strutturale (SCARSELLA, 1946; 1951) che i rapporti stratigrafici tra i depositi di piattaforma e di bacino (SCARSELLA, 1949).

E' poi da ricordare il lavoro di MERLA (1951) che, oltre a correlare la successione giurassica umbro-marchigiana con quella toscana, ne da un'interpretazione in chiave attualistica della genesi dei depositi.

All'inizio degli anni '50 vede la luce la prima ed unica edizione del foglio 116 *Gubbio* della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1952) alla quale non faranno mai seguito le Note illustrative; la carta deriva dai rilevamenti eseguiti da G. Bonarelli, P. Principi, C. Pilotti, F. Scarsella, T. Lipparini, A. Moretti e R. Selli, con revisioni parziali di T. Lipparini, M. Manfredini e F. Scarsella.

La parte di successione relativa ai terreni neogenici e quaternari è stata oggetto di studio da parte di un numero piuttosto limitato di ricercatori. Una prima fase di studio e ricerca fu compiuta da SELLI (1954) che nella sua monografia, mirata alla valutazione delle risorse minerarie e geoidrologiche, getta le basi stratigrafico-strutturali fino ad allora trascurate.

Allo stesso Selli venne successivamente affidata la realizzazione della 2ª edizione del foglio 109 *Pesaro* della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969) alla quale fecero seguito le relative Note Illustrative (CARLONI *et alii*, 1971).

Una sintesi sullo stato dell'arte delle conoscenze geologiche dell'area marchigiana venne compiuta da CERETTI (1963), indice di un rinnovato interesse per la geologia dell'area, che crebbe a seguito delle esplorazioni profonde che l'AGIP sviluppò nel periodo 1960-70 e che furono riportate nel lavoro di MARTINIS & PIERI (1964); nel sondaggio ubicato nei pressi di Cagli, appena fuori l'area del foglio Fossombrone, furono per la prima volta riconosciuti circa 1500 m di sedimenti carbonatici di piattaforma riferiti al Calcare Massiccio sovrastanti il livello evaporitico triassico delle Anidriti di Burano; ciò permise di chiarire alcuni importanti aspetti della stratigrafia e dell'evoluzione paleogeografica della regione.

Qualche anno più tardi l'incremento delle conoscenze in merito alle piattaforme carbonatiche attuali consentì una ricostruzione paleogeografica della successione umbro-marchigiana applicando un principio attualistico; queste idee vennero sintetizzate da COLACICCHI & PIALLI (1973) nel lavoro che verrà in seguito più volte citato.

Anche CENTAMORE *et alii* (1971) interpretarono secondo una chiave di lettura moderna l'evoluzione geologica e paleogeografica della regione umbro-marchigiana-sabina; questo lavoro costituisce ancora oggi, a distanza di anni, un valido ausilio per l'approccio alla geologia regionale di quest'area.

BERNOULLI (1972) pubblicò un confronto tra le facies dei depositi della suc-

PROGETTO CARG

cessione appenninica e quelli dell'area nord-atlantica; successivamente BERNOULLI & JENKYNS (1974) estesero il confronto fra le successioni alpine, mediterranee e dell'Atlantico centrale, inquadrando quindi l'Appennino in un contesto paleogeografico più ampio.

A seguito di questi lavori, distribuiti più o meno omogeneamente per quasi un secolo, si gettarono le basi per una conoscenza di base della stratigrafia e dell'evoluzione geologica della regione umbro-marchigiana; successivamente, a partire dagli anni 70 con la costituzione di gruppi di lavoro di stratigrafia integrata, si sono susseguiti una serie di studi che hanno perfezionato le conoscenze dell'area (FARINACCI *et alii*, 1981; BAUMGARTNER, 1984, 1987; COLACICCHI *et alii*, 1987; PREMOLI SILVA *et alii*, 1988; COCCIONI *et alii*, 1989).

Sul finire degli anni '80 venne pubblicata dal Servizio Geologico d'Italia (CRESTA *et alii*, 1989) una interessante e completa guida geologica dell'area umbro-marchigiana, nella quale fornirono contributi oltre 25 ricercatori afferenti a diverse Università e allo stesso Servizio Geologico.

È così che l'area umbro-marchigiana è diventata, nel tempo, una classica zona di studio nelle varie discipline della stratigrafia per tutta l'area mediterranea. Le datazioni e le correlazioni delle unità litostratigrafiche affioranti sono così notevolmente migliorate sulla base degli studi biostratigrafici di dettaglio su ammoniti, tintinnidi, nannofossili calcarei, radiolari, foraminiferi planctonici, nonché su indagini magnetostratigrafiche che hanno fornito una eccezionale mole di dati sull'intera regione.

Riguardo quest'ultimo argomento, la Scaglia Rossa affiorante a Monte Pietralata, per la caratteristica presenza di numerosi strati di origine torbiditica, è stata oggetto di uno studio di stratigrafia paleomagnetica da parte di ALVAREZ & LOWRIE (1984) che hanno fornito un importante contributo alla sedimentologia, alla stratigrafia e all'analisi di bacino. I risultati sono stati utilizzati nel confronto con la sezione esposta alla Gola del Bottaccione, nei pressi di Gubbio, dove la Scaglia Rossa è caratterizzata dalla deposizione di calcari e marne praticamente indisturbate.

Recentemente si sono occupati dell'area, studiando in dettaglio le formazioni neogeniche, GUERRERA (1977); CREMONINI & FARABEGOLI (1978) e CAPUANO *et alii* (1986, 1989); una schematizzazione della stratigrafia dei sedimenti messiniani ed una ricostruzione paleogeografica dell'area è stata poi condotta da SAVELLI & WEZEL (1978).

Nel decennio successivo venivano compiuti studi di carattere strutturale, sia con sezioni attraverso l'Appennino (BALLY *et alii*, 1988), sia con studi di maggiore dettaglio relativi alla zona in esame (DE FEYTER & MENICHETTI, 1988; CAPUANO & GIAMPIERI, 1989).

PROGETTO CARG

Numerosi studi di carattere stratigrafico, tettonico, geomorfologico, idrogeologico ed applicativo sono stati poi raccolti e pubblicati nel volume "L'ambiente fisico delle Marche", edito dalla REGIONE MARCHE (1991).

Gli ultimi anni hanno poi visto una crescita dell'interesse per le aree del foglio 280 *Fossombrone* e dei fogli limitrofi, in particolare da parte dei ricercatori delle Università di Urbino e Camerino, che ha portato ad un approfondimento delle conoscenze della stratigrafia del Neogene e del suo assetto strutturale (CASABIANCA *et alii*, 1995; DE DONATIS *et alii*, 1995; INVERNIZZI *et alii*, 1995), grazie anche alla prossimità della traccia del profilo sismico CROP 03 - "Punta Ala - Gabicce" acquisito nel 1993 (PIALLI *et alii*, 1998; BARCHI *et alii*, 2003).

Nell'ultimo decennio le attività di studio e ricerca nell'area sono continuate per quanto riguarda gli aspetti biostratigrafici e paleogeografici (VENTURI *et alii*, 2005; 2007; CAPASSO, 2006), strutturali (BORRACCINI *et alii*, 2002; SAVELLI *et alii*, 2005) e geomorfologico-ambientali (DILIGENTI *et alii*, 2005).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino marchigiano, posto nel settore centro-meridionale dell'Appennino settentrionale, è il risultato dell'evoluzione geodinamica dell'area mediterranea: dalla fase di apertura della Tetide, alla chiusura dell'oceano ligure-piemontese, iniziata nel Cretacico, fino alla collisione ensialica (subduzione di tipo A, BALLY *et alii*, 1988), iniziata nell'Eocene medio, tra Africa (placca Adria) ed Europa (blocco sardo-corso).

Tale evoluzione è stata registrata, nell'area di studio, dalle unità litostratigrafiche che costituiscono la successione umbro-marchigiana. I termini più antichi affioranti in tale settore di Appennino sono rappresentati dai depositi di piattaforma carbonatica del Calcare Massiccio che caratterizzano sia le successioni di bacino che quelle di piattaforma differenziatesi, a partire dal Giurassico inferiore (Sinemuriano superiore) e con leggera diacronia tra zone interne ed esterne, per effetto della frammentazione del margine continentale africano e del conseguente annegamento della piattaforma.

La creazione, nelle aree ricadenti nel foglio 280 *Fossombrone*, di zone a sedimentazione pelagica e di alti strutturali a minor subsidenza è strettamente connessa a tale fenomeno di annegamento che, a scala regionale, ha determinato la differenziazione del bacino umbro-marchigiano dalla piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Fig. 3).

Nel bacino pelagico umbro-marchigiano si vengono quindi a differenziare settori di alto strutturale sui quali persistono, fino al Pliensbachiano p.p. (membro del calcare massiccio B), condizioni di sedimentazione tipo piattaforma, evolvendo poi verso condizioni di piattaforma carbonatica pelagica *sensu* SANTANTONIO, (1994). Tali settori risultano caratterizzati da successioni giurassiche condensate e lacunose, contraddistinte da litotipi calcarei e calcareo-marnosi, talvolta a strut-

PROGETTO CARG

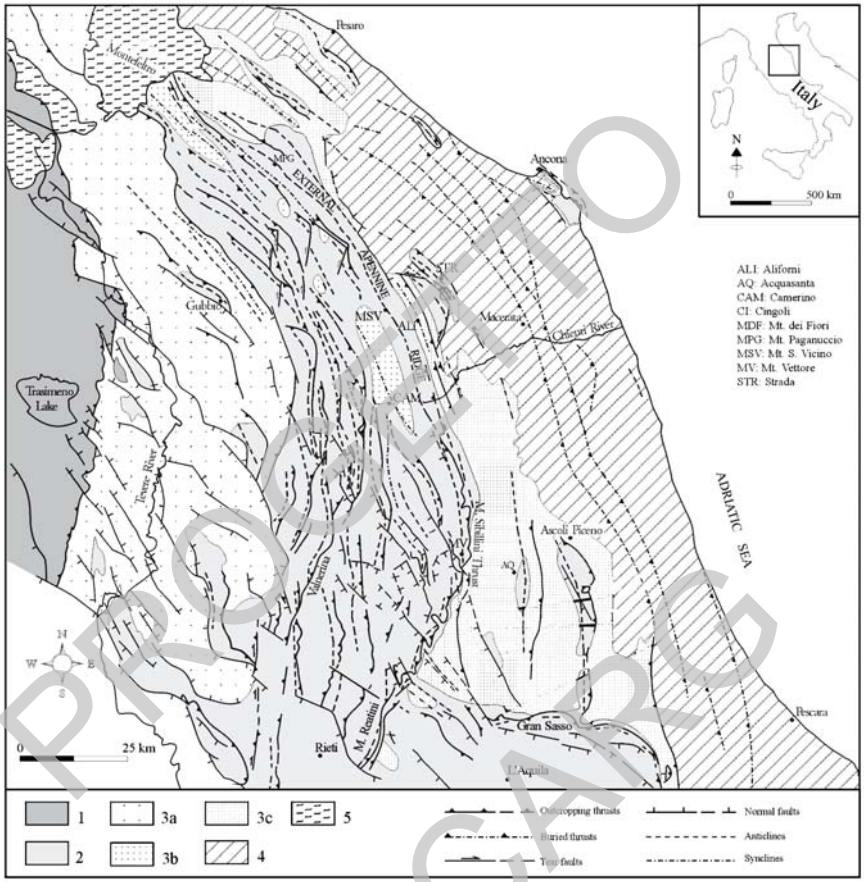


Fig. 3 – *Schema geologico-strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano (da* MAZZOLI *et alii, 2002 - modificato).*
1) unità Monte Falterona – Trasimeno; 2) successione umbro-marchigiana (Giurassico inferiore – Miocene); 3) depositi torbiditici silicoclastici umbro-marchigiani: (a) area interna pre-appenninica (Burdigaliano-Tortoniano), (b) bacini intra-appenninici (Tortoniano-Messiniano), (c) area esterna (Messiniano); 4) successione peri-adriatica (Pliocene-Pleistocene); 5) unità liguri e subliguri.

tura nodulare, bioturbati e variamente dolomitizzati (gruppo del Bugarone). A partire dal Titoniano, con la deposizione della Maiolica, le differenze morfologiche create dal "*rifting* liassico" tendono ad annullarsi; le successioni di piattaforma pelagica evolvono, per annegamento "tardivo", a successioni di bacino.

PROGETTO CARG

Nelle zone più ribassate si instaura, invece, una sedimentazione pelagica che prosegue senza interruzioni (Corniola, Rosso Ammonitico, Calcari e Marne a Posidonia, Calcari Diasprigni) fino all'Aptiano inferiore con la deposizione della Maiolica. Termina così la sedimentazione quasi esclusivamente carbonatica che ha caratterizzato il Giurassico sia nelle aree ribassate che negli alti strutturali e inizia l'apporto, via via più consistente, di materiale argilloso e detritico.

Tale mutamento delle condizioni ambientali, marcato dalla sedimentazione delle Marne a Fucoidi, Scaglia Bianca, Scaglia Rossa, scaglia variegata e della Scaglia Cinerea, caratterizza il bacino umbro-marchigiano fino all'Aquitaniano p.p. quando, anche in questa porzione di Appennino, cominciano a risentirsi gli effetti della migrazione verso E del sistema catena-avanfossa.

Con la deposizione del Bisciaro e dello Schlier (Aquitaniano p.p.-Tortoniano p.p.) gli apporti silicoclastici si fanno più marcati ad indicare il graduale avvicinamento del fronte della catena a questa porzione di bacino umbro-marchigiano.

Tale migrazione, prodotta dalla collisione tra placca Adria e blocco sardo-corso, ha determinato, a partire dall'Oligocene e fino al Plio-Pleistocene, lo sviluppo di successioni torbiditiche di avanfossa e di *wedge-top basin* (De Celles & Giles, 1996).

Nell'area oggetto di studio i depositi di avanfossa sono costituiti dai sedimenti della formazione marnoso-arenacea marchigiana, di età Messiniano inferiore, che si sono deposti in bacini con geometria articolata ed estensione più ridotta rispetto ai bacini di sedimentazione del Macigno e della formazione marnoso-arenacea romagnola.

La successione affiorante registra la crisi di salinità e l'evento "lago-mare" che hanno interessato l'area mediterranea durante il Messiniano (Gessoso-Solfifera, Formazione a Colombacci), e termina con i sedimenti argilloso-siltosi e arenacei della Formazione delle Argille Azzurre.

In discordanza sulle unità litostratigrafiche marine meso-cenozoiche giacciono depositi alluvionali e di versante, differenziabili in unità a limiti inconformi, di età compresa tra il Pleistocene medio e l'Olocene, che hanno registrato le variazioni climatiche e le oscillazioni eustatiche quaternarie.

Dal punto di vista strutturale la catena appenninica settentrionale costituisce un sistema orogeno a pieghe e sovrascorrimenti nord-est vergente, costituito da unità tettoniche messe in posto a seguito del fenomeno di convergenza e collisione, a partire dall'Eocene medio, tra il blocco sardo-corso e la placca Adria. Tale fenomeno di collisione ha determinato l'impilamento delle unità tettoniche costituite da successioni del dominio oceanico (unità Liguri e Subliguri) e successivamente il sovrascorrimento di queste su unità più esterne, le cui successioni si sono deposte in un dominio continentale (unità toscane e umbro-marchigiane-romagnole).

PROGETTO CARG

Al di sopra delle unità in avanzamento verso est si sono deposte, in discordanza, successioni di *wedge top basin*.

Attualmente il fronte della catena (*External Thrust Front* di BOCCALETTI *et alii*, 1985), costituito da *thrust* dalla geometria ad arco, è sepolto dai depositi adriatici e padani del Pleistocene medio-Olocene.

L'area del foglio 280 *Fossombrone*, analogamente al resto dell'Appennino marchigiano, è caratterizzata da coppie di anticlinali asimmetriche e sinclinali scollate dal basamento per *buckling* e tagliate da una serie di *thrust* e *back-thrust*. I sovrascorrimenti, dei quali i principali si sono originati per scollamento a livello delle evaporiti triassiche, si sono propagati verso l'avampaese attraverso piani con geometria a *ramp* e *flat*; tali strutture interessano la successione di margine passivo di età triassico-miocenica che nelle zone esterne è sepolta dai depositi tortoniano-messiniani di avanfossa e dalla successione plio-pleistocenica di *wedge top*.

Le strutture compressive sono disarticolate dalla tettonica distensiva attiva dal Pliocene all'attuale.

Il foglio 280 *Fossombrone* può essere diviso in due settori: un settore interno situato nella zona sud-occidentale dove affiorano, articolati in anticlinali-sinclinali, i termini della successione umbro-marchigiana, sia completa che condensata e lacunosa, dal Calcare Massiccio allo Schlier; un settore esterno, strutturalmente più complesso, dove affiorano prevalentemente sedimenti terrigeni miocenico-pleistocenici che rappresentano il livello strutturale più basso di questo settore di catena appenninica.

Non affiorano nell'area del foglio le unità strutturalmente più alte dell'edificio appenninico, Liguri e Subliguri, che sono invece estesamente presenti nelle aree poste immediatamente a nord-ovest (Val Marecchia).

PROGETTO CARG

IV - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

Lo studio bio e cronostratigrafico delle unità affioranti nel foglio si basa sui dati raccolti nel periodo 1995-2003 e su quelli provenienti dalle campagne di rilevamento e revisione degli anni ’80 e ’90 dopo una fase di elaborazione e verifica.

Dagli studi del gruppo di lavoro del Servizio Geologico concentrati principalmente nell’area del Furlo, che nel 1995 riprese il rilevamento del Foglio Fossombrone, sono stati utilizzati i dati ottenuti dalle analisi eseguite da Viviana Molinari e Myriam D’Andrea per quanto concerne lo studio dei foraminiferi giurassici e cretacici, e da Fabrizio Cecca per i tintinnidi e ammoniti e Stefano Cresta per le faune ad ammoniti.

Agli studi e alle analisi biostratigrafiche basate sui nannofossili calcarei hanno contribuito Isabella Raffi e Andrea Fiorentino.

Non tutti i risultati relativi alle numerose sezioni stratigrafiche campionate negli anni ’80 e ’90 nell’area del Furlo, più precisamente nella struttura anticlinalica Monte Pietralata - Monte Paganuccio e dei Monti delle Cesane, sono stati inseriti in banca dati. Essi sono comunque disponibili per la consultazione presso il Servizio CARG, geologia e geomorfologia del Servizio Geologico d’Italia/Dipartimento Difesa del Suolo dell’ISPRA.

L’attribuzione cronologica delle unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio si basa sulla biostratigrafia ad ammoniti, tintinnidi, foraminiferi e nannofossili calcarei. In particolare lo studio bio e cronostratigrafico dei litotipi giurassici e cretacici è stato condotto mediante l’analisi delle micro e macrofaune, ove possibile in modo integrato: i dati derivanti dall’analisi dei diversi gruppi fossili hanno contribuito ad elevare il grado di certezza del dato. In particolare per la porzione giurassica sono state utilizzate le faune ad ammoniti e le microfaune a foraminiferi e alghe. Sulla scorta dei numerosi lavori a carattere paleontologico pubblicati negli

PROGETTO CARG

ultimi anni sull'area umbro-marchigiana, per le associazioni ad ammoniti è stato possibile fare riferimento allo schema biozonale valido per l'area mediterranea e adottato da numerosi Autori (CRESTA *et alii*, 1995; VENTURI, 1999; CRESTA, 2000) che si discosta in parte da quello adottato nei fogli della Regione Marche realizzati nell'ambito del progetto CARG. Nella figura 4 viene riportato tale schema riassuntivo, dove sono indicate le zone ad ammoniti valide per l'area mediterranea e le biozone relative ad altri gruppi fossili correlate alle unità litostratigrafiche appartenenti alle successioni complete e condensate del Giurassico nell'area umbro-marchigiana.

Lo studio biostratigrafico dei litotipi cretacici è stato eseguito utilizzando gruppi fossili diversi rispetto a quelli usati per i litotipi giurassici; in particolare per la Maiolica oltre alla scarsa fauna ad ammoniti sono stati utilizzati i Tintinnidi secondo lo schema di REMANE (1985).

Lo schema biozonale di riferimento per lo studio dei foraminiferi planctonici del Cretacico è quello di PREMOLI SILVA & SLITER (1994), mentre per il nannoplancton calcareo è stato utilizzato quello di ROTH (1978).

Per l'intervallo Paleogene-Neogene i dati biostratigrafici ottenuti mediante le analisi delle associazioni a foraminiferi planctonici e a nannoplancton calcareo, confermati dallo studio di altre sezioni affioranti in aree adiacenti (pozzo Piobbico, Bottaccione), sono stati confrontati con gli schemi biozonali più diffusi. Nessuno degli schemi in uso si è dimostrato completamente applicabile all'intero intervallo tempo analizzato e questo ha comportato l'utilizzo di uno schema zonale "combinato" a partire dalle zonazioni proposte dai diversi Autori: per il Paleocene-Eocene quello riportato in PREMOLI SILVA *et alii* (2003); per l'Oligocene quello presente in IACCARINO & PREMOLI SILVA (2005); per il Miocene viene utilizzato lo schema di IACCARINO (1985), mentre per il Plio-Pleistocene quello proposto per i fogli geologici del Progetto CARG della Regione Marche.

Analogamente per lo studio dei nannofossili calcarei sono stati adottati schemi biostratigrafici diversi per i diversi intervalli di tempo: MARTINI (1971) e PERCH-NIELSEN (1985) per il Paleocene-Eocene p.p.; CATANZARITI *et alii* (1997) per l'Eocene superiore – Oligocene p.p.; FORNACIARI & RIO (1996), FORNACIARI *et alii* (1996) e RAFFI *et alii* (2003) per l'Oligocene superiore – Miocene; infine per il Plio-Pleistocene è stato utilizzato quello di RIO *et alii* (1990).

Alcuni bioeventi dalla cronologia incerta sono riportati negli schemi con il "tratteggio". Per le attribuzioni cronostratigrafiche delle unità cartografate si è fatto riferimento alle ultime scale deliberate dalle competenti commissioni internazionali e a quelle della letteratura più recente (BERGGREN *et alii*, 1995).

PROGETTO CARG

Va sottolineato inoltre che nonostante la ratifica da parte della IUGS nel 2009 circa l'età della base del Quaternario a 2.58 Ma e del conseguente spostamento del limite inferiore del Pleistocene a comprendere il Gelasiano, la scala cronostratigrafica adottata è quella in uso anteriormente a tale data. Tale decisione è stata adottata sia per uniformità con gli altri fogli della Regione Marche sia perché la Carta Geologica, le Note illustrative e la legenda erano già definite nel 2009.

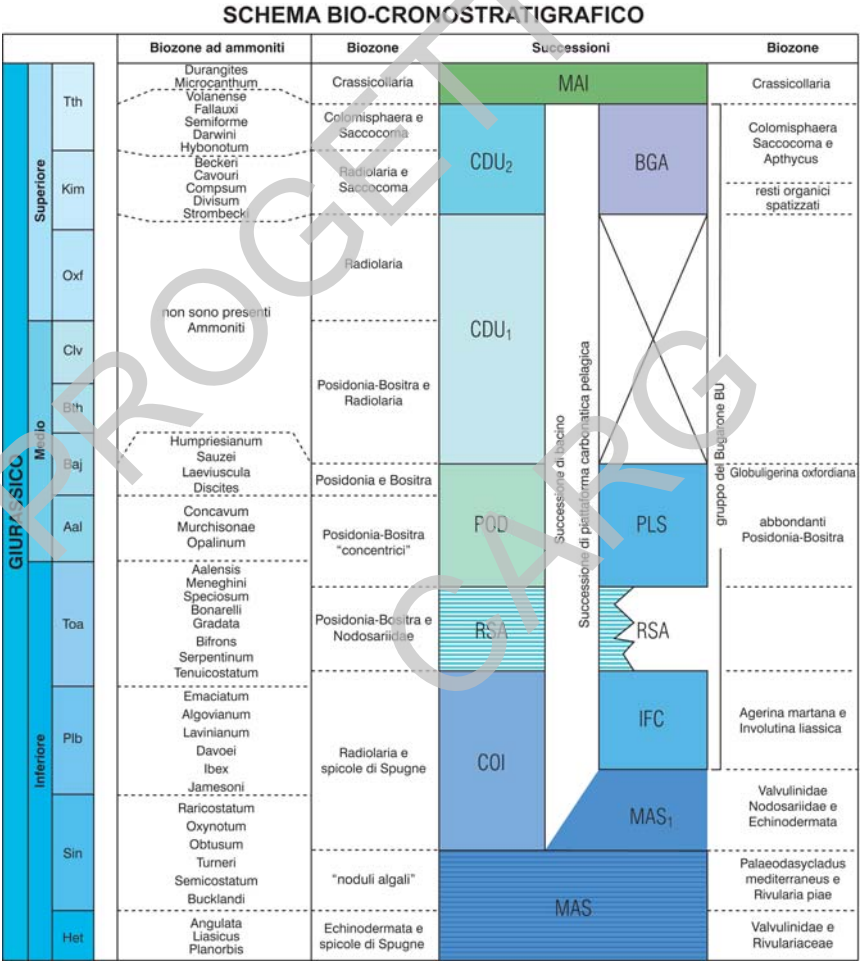


Fig. 4 – *Schema bio-cronostratigrafico adottato nel Foglio per le successioni giurassiche.*

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

V - STRATIGRAFIA

Lo schema litostratigrafico utilizzato per cartografare la successione sedimentaria dell'area in esame riflette solo in parte quello adottato per i fogli geologici alla scala 1:50.000 già realizzati nell'area umbro-marchigiana (U-M) nell'ambito del Progetto CARG e illustrato da CENTAMORE & MICARELLI (1991). Infatti in seguito alla risoluzione del Comitato d'Area Appennino Settentrionale (2002) sono state apportate delle modifiche alla nomenclatura litostratigrafica in uso nell'area U-M per la porzione giurassica della successione (Fig. 4). Tali modifiche si sono rese necessarie al fine di migliorare le correlazioni e le corrispondenze delle unità stesse a seguito delle numerose revisioni lito-bio e cronostratigrafiche effettuate negli ultimi 40 anni. Tale schema basato sull'uso sistematico delle ammoniti oltre a fornire la datazione dettagliata delle successioni, permette anche di scandire nel tempo l'evoluzione dei processi sinsedimentari legati alla strutturazione dell'area U-M in alti strutturali e bacini durante il *rifting* del Giurassico inferiore (CRESTA *et alii*, 1989 e riproposto da CECCA *et alii*, 1990, e GALLUZZO & SANTANTONIO, 1994).

Il rilevamento e gli studi biostratigrafici e sedimentologici hanno messo in evidenza nelle successioni affioranti al nucleo dell'anticlinale Monte Pietralata - Monte Paganuccio (Gola del Furlo), tra il Calcare Massiccio e la base della Maiolica, la presenza di facies prevalentemente carbonatiche, spesso nodulari, con rapporti geometrici complessi depostesi su una "Piattaforma Carbonatica Pelagica" (PCP *sensu* SANTANTONIO, 1994 e SANTANTONIO & GALLUZZO, 1996). Il termine si riferisce ad alti intrabacinali, a sedimentazione calcareo pelagica, sviluppatisi su crosta continentale durante fasi di *rifting*, generalmente per annegamento di piattaforme carbonatiche produttive. In particolare nell'area del foglio è possibile riconoscere una PCP di seconda categoria (SANTANTONIO, 1994) riferibile ad una rampa carbonatica pelagica, in cui l'interfaccia deposizionale è

inclinata di qualche grado e dove è possibile individuare tutte le facies transizionali al bacino. Sono inoltre presenti successioni riferibili ad ambienti di scarpata e di bacino.

La deposizione dei primi sedimenti marini nel bacino umbro-marchigiano inizia nel Norico, a seguito di una ingressione marina su un'area stabile che determina la deposizione, sotto gli effetti di un clima arido, di sedimenti costituiti da evaporiti, dolomie ed alternanze di marne e calcari. Tali sedimenti rappresentati dalle Anidriti di Burano e dai Calcari a *Rhaetavicula contorta* non si rinvengono in affioramento, ma sono stati individuati in sondaggio nei pozzi Burano, perforato dall'AGIP S.p.A. negli anni 1955-1956 (MARTINIS & PIERI, 1964) e Fossombrone 1 (AGIP S.p.A.).

La formazione delle Anidriti di Burano (MARTINIS & PIERI, 1964; PASSERI, 1975; CIARAPICA *et alii*, 1986; CENTAMORE & DEIANA, 1986) comprende i sedimenti evaporitici e dolomitici, caratterizzati da un ambiente di deposizione tipo *sabka* o tidalico; lo spessore di questa unità è variabile da circa 1000 m fino ai 580 m nel pozzo Fossombrone 1, ricadente nell'area del foglio. Al di sopra poggia la Formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta* (PASSERI, 1975, 1979; CIARAPICA & PASSERI, 1978) costituita da alcune decine di metri di calcari fossiliferi di ambiente euxinico. Nel pozzo Fossombrone 1 la presenza di tale unità non è stata individuata, a causa dell'esecuzione della perforazione a perdita di circolazione, quindi senza recupero dei *cuttings* (MARTINIS & PIERI, 1964) che non ha consentito perciò l'analisi micropaleontologica del residuo. Il limite fra le unità litostratigrafiche triassico-giurassiche individuate è stato perciò desunto dai *log* in foro eseguiti successivamente.

Nell'Hettangiano si sviluppa nell'area in esame un esteso ambiente di piattaforma carbonatica con facies che vanno da quella di laguna, di piana tidale fino a quella di barra oolitica; i sedimenti depostisi in questo ambiente costituiscono la formazione del Calcare Massiccio che è l'unità più antica affiorante al nucleo dell'anticlinale Monte Pietralata – Monte Paganuccio (Gola del Furlo). In questa area si rinvengono inoltre tutti i litotipi carbonatici della successione giurassica, sia di bacino che di PCP, fino alla Maiolica.

La porzione cretacico-paleogenica della successione, caratterizzata da sedimenti di bacino, è invece estesamente rappresentata sui fianchi dell'anticlinale di Acqualagna, dell'anticlinale Monte Paganuccio - Monte Pietralata e nell'anticlinale dei Monti delle Cesane.

I termini neogenici affiorano sui fianchi e sulle chiusure periclinali dei Monti delle Cesane, oltre che nei settori orientale e nord-orientale del foglio.

Al fine di rendere più agevole la lettura delle Note Illustrative si è scelto di descrivere le unità litostratigrafiche della successione mesozoica in base agli ambienti deposizionali individuati.

PROGETTO CARG

SUCCESSIONE GIURASSICA DI PIATTAFORMA CARBONATICA

1. - CALCARE MASSICCIO (MAS)

Il termine Calcare Massiccio è stato utilizzato da Zittel K. A. e Verri A. fin dalla fine del XIX secolo per indicare sedimenti di ambiente neritico a stratificazione indistinta posti alla base delle successioni giurassiche dell'Appennino centro-settentrionale. Tale formazione è stata recentemente inclusa tra le unità tradizionali validate nei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia n. 7, fascicolo VI, (CITA *et alii*, 2007a).

La formazione rappresenta il termine più antico affiorante nell'area del foglio ed è costituita da sedimenti neritici in facies di piattaforma carbonatica presenti al nucleo dell'anticlinale del Furlo, lungo la verticale che congiunge la Grotta del Grano con l'alveo del fiume Candigliano.

Si tratta di calcari biancastri con sfumature grigie, nocciola o rosate, spesso dolomitizzati e vacuolari, organizzati in banchi o in strati molto spessi che conferiscono alla formazione il tipico aspetto massivo da cui ha origine il nome.

L'unità corrisponde al "calcare massiccio A" di CENTAMORE *et alii* (1971), al "calcare massiccio di Monte Nerone", membro inferiore (CENTAMORE *et alii*, 1975, 1979; JACOBACCI *et alii*, 1974), ed al "calcare massiccio a ciclotemi" (COLACICCHI *et alii*, 1970). Nella formazione affiorante nell'area del foglio è stato riconosciuto il membro del calcare massiccio B (MAS_1).

Le osservazioni effettuate nella successione esposta alla Gola del Furlo (Fig. 5) hanno permesso di individuare nel Calcare Massiccio quattro litofacies (non distinte in carta) e un membro:

a) micriti bioturbate in grossi banchi, con alta percentuale di peloidi, di aggregati micritici con o senza resti organici;
b) biocalcareniti oolitiche e litoclastiche, in strati da medi a sottili ben selezionate;
c) loferiti, talora pellettifere, contenenti sporadici e discontinui pacchetti di lamine classificabili come loferiti algali (stromatoliti disseccate). Gli strati calcarei, dello spessore compreso tra i 30 e i 50 cm, sono caratterizzati da diffuse microcavità da disseccamento planari e globulari che rappresentano il 25-30 % del volume della roccia. In alcuni livelli sono frequenti processi di dissoluzione con allargamento e collegamento delle cavità;
d) microbrecce con croste laminate in matrice residuale. Si tratta di livelli discontinui dello spessore di qualche centimetro formati da piccoli clasti calcarei immersi in materiale residuale rossastro e verdognolo. Con ogni probabilità rappresentano depositi sopratidali associati a fenomeni di microcarsismo.

PROGETTO CARG

Fig. 5 – *Tipico aspetto del Calcare Massiccio presso l'imbocco NE della galleria di Vespasiano al Passo del Furlo, lungo la S.S. 3 Flaminia.*

PROGETTO CARG

Le litofacies descritte sembrano non mostrare alcun segno di ciclicità. La litofacies a) è quella predominante; ad essa si intercalano, nella parte bassa, gli strati biocalcarenitici della litofacies b) e, nella parte alta, quelli appartenenti alla litofacies loferitica c).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOT, *Trochammina* sp., *Cayeuxia* spp., *Parafavreina* sp., ostracodi, piccoli gasteropodi, lamellibranchi e frammenti di echinodermi. Tale associazione, nonostante l'assenza dei *marker* zonali, può essere riferita alla biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* e *Rivularia piae* riportata in figura 4.

Nel complesso i caratteri delle litofacies permettono di identificare la deposizione in ambienti che vanno dal subtidale all'intertidale.

In alcune località al tetto del Calcare Massiccio si osservano evidenti tracce di silicizzazione. Secondo recenti interpretazioni (DI BUCCI *et alii*, 1994; GALLUZZO & SANTANTONIO, 1994; GALLUZZO & SANTANTONIO, 1996) questo processo diagenetico riveste un preciso significato paleoambientale in quanto si svilupperebbe

sul Calcare Massiccio esposto lungo paleoscarpate o pendii a basso angolo della piattaforma carbonatica pelagica (PCP) dove esiste un interscambio con acque ricche in silice presenti nei depositi bacinali immediatamente sovrastanti. Questo fenomeno non è isolato ma concorre, insieme ad altre situazioni sedimentarie e stratigrafiche, a caratterizzare le successioni deposte lungo le paleoscarpate giurassiche umbro-marchigiane.

Nelle successioni di PCP la porzione sommitale del Calcare Massiccio è caratterizzata dalla deposizione di sedimenti calcarei che mostrano, sia per quanto riguarda i caratteri tessiturali che per la composizione delle associazioni fossilifere, il passaggio verso ambienti deposizionali di mare aperto rappresentati dal membro del calcare massiccio B (MAS_1).

L'età della formazione è Hettangiano – Pliensbachiano inferiore p.p.

1.1. - Membro del Calcare Massiccio B (MAS_1)

Il membro del calcare massiccio B è costituito da sedimenti prevalentemente micritici, biancastri, a luoghi di colore rosato e nocciola, in strati di spessore variabile da pochi cm a più di 1 metro. È caratterizzato dalla presenza di "noduli algali" e dall'assenza di selce e di interstrati argillosi. Il membro corrisponde al "calcare massiccio B" di Centamore *et alii* (1971).

Il passaggio con il sottostante Calcare Massiccio (MAS) avviene con modalità variabili da luogo a luogo: transizionale lungo la S.S. 3 Flaminia, brusco lungo il versante sinistro del fiume Candigliano. Il limite superiore è posto sia alla base dei calcari nodulari dell'Infernaccio (IFC), nella Cava del Furlo inferiore, sia alla base della Corniola, come osservabile lungo la S.S. 3 Flaminia in corrispondenza della briglia ENEL sul F. Candigliano (Fig. 6) e più a N e NE (Cava S. Anna o Cava di pietre sulla carta topografica). Lungo la S.S. 3 Flaminia intercalazioni di facies gravitative anche grossolane (*rudstone* poligenici in matrice finemente detritica) e *mudstone-wackestone* pelagici ad ammoniti testimoniano un ambiente di scarpata s.l. che evolve verso ambienti più francamente bacinali.

Nella Cava del Furlo inferiore il passaggio ai sovrastanti calcari nodulari dell'Infernaccio è segnato dalla presenza di una "lumachella ad ammoniti", già nota in letteratura, di età carixiana (Cecca *et alii*, 1996a). Recentemente Venturi *et alii* (2005, 2007), effettuando analisi di dettaglio sulla "lumachella spatica" affiorante nell'area del Furlo, hanno riconosciuto una ricca fauna ad ammoniti che ha permesso di migliorare il quadro tassonomico, biostratigrafico e paleobiogeografico dell'area appenninica. La diversità delle associazioni, messa in evidenza da questi studi, ha portato inoltre all'individuazione ed alla revisione degli schemi biozonali locali validi per il Pliensbachiano inferiore.

PROGETTO CARG

Fig. 6 - *Passaggio stratigrafico tra il membro del calcare massiccio B (MAS$_B$), a sinistra, e la Corniola (COI), a destra, costituita da calcari grigi con selce sottilmente stratificati; la successione affiora lungo la S.S. 3 Flaminia, nei pressi della briglia ENEL sul fiume Candigliano.*

PROGETTO CARG

L'associazione faunistica del membro è caratterizzata da *Agerina martana* (FARINACCI), *Ophtalmidium* sp., *Spirillina* sp., *Turrispirillina* sp., Lagenidae, Valvulinidae, Nubecularidae, frammenti di echinodermi, gasteropodi, bivalvi, ostracodi, crinoidi, spicole di spugna, radiolari e dalla presenza di gusci di ammoniti (*Protogrammoceras* sp.).

Nella Cava del Furlo inferiore inoltre sono presenti filoni riempiti da sedimento micritico grigio-rosato talora laminato, contenente *Coronipora* cf. *etrusca* (PIRINI) (Fig. 7), *Spirillina* sp., nubecularidi, ostracodi, *faecal pellet* e resti organici di incerta determinazione (oogoni di Characeae?).

Lo spessore è stato valutato intorno ai 70 m.

L'età di questo membro è compresa tra il Sinemuriano p.p. e il Pliensbachiano inferiore p.p. (Carixiano p.p.).

Il membro del calcare massiccio B è caratterizzato da elementi deposizionali tipici di sedimenti di mare aperto. PASSERI (1971) chiamò questo intervallo "membro della Corniola massiccia", riferendosi ad un livello attribuito al Lias medio affiorante al Monte Cucco in Umbria, in quanto il riferimento alla Corniola im-

Fig. 7 - *Coronipora cf. etrusca* (PIRINI): *sezione sottile da un campione raccolto in un filone sedimentario nel membro* MAS_1 *presso la Cava Furlo inferiore x60 ~.*

plicava un collegamento immediato con un ambiente di mare più aperto. Infatti il passaggio da facies neritiche tipiche del Calcare Massiccio (MAS), costituite da loferiti e *packstone* algali a *Thaumatoporella* sp., *packstone* oncoidali con gusci di echinodermi, gasteropodi, bivalvi e probabili *faecal pellet*, con presenza sporadica di rare spicole di spugna e Nodosariaceae, a *mudstone* e *wackestone* con *Ophtalmidium* sp., spicole di spugna, Nubecularidae (?), Nodosariaceae e gusci di ammoniti, testimonia un relativo incremento della profondità e/o del grado di apertura del bacino sedimentario.

Al km 248,200 della S.S. 3 Flaminia, a nord della Grotta del Grano, si osserva un affioramento dello spessore di una decina di metri di calcari micritici grigiastri sottilmente stratificati dall'aspetto scaglioso, contenenti sferule micritiche bianche millimetriche, già attribuiti al Triassico nel Foglio 116 *Gubbio* della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1952). L'esame dei campioni prelevati nel corso del rilevamento ha evidenziato la presenza di una microfacies costituita da *wackestone* con rarissimi tintinnidi (*Calpionellopsis simplex* (COLOM)), stomiosphaeridi, globigerinidi di piccolissime dimensioni, *Spirillina* sp. e radiolari riferibili alla Maiolica. La presenza di questi sedimenti è stata attribuita da PASSERI (1994) ad un "filone sedimentario incluso nel Massiccio" e dovuta a un contatto suborizzontale e concordante tra questi sedimenti ed il sovrastante Calcare Massiccio; purtroppo tale contatto risulta oggi coperto da una coltre detritica. Al momento, quindi, non si esclude la possibilità che il pacco di strati in questione rappresenti un corpo di frana.

SUCCESSIONE GIURASSICA DI PIATTAFORMA CARBONATICA PELAGICA

2. - GRUPPO DEL BUGARONE (BU)

Il gruppo del Bugarone comprende unità litostratigrafiche informali, presenti tra il tetto del Calcare Massiccio e la base della Maiolica, indicate con nome e significato diverso dai numerosi Autori che hanno effettuato studi sulla successione

PROGETTO CARG

giurassica dell'area umbro-marchigiana a partire dagli anni '70 del secolo scorso.

Tali unità vennero originariamente definite da CENTAMORE *et alii* (1971) per le successioni condensate di Fosso Bugarone, Fonte dei Ranchetti, Collungo, Campo al Bello, Infernaccio e Val di Tazza. In seguito JACOBACCI *et alii* (1974) riunirono in un'unica formazione del Bugarone le unità precedentemente introdotte da CENTAMORE *et alii* (1971) e rappresentate, dal basso verso l'alto, dai: calcari stratificati grigi, calcari nodulari e marne verdi, calcari nodulari nocciola e calcari nodulari ad aptici. Successivamente CRESTA *et alii* (1988) indicarono come formazione del Bugarone inferiore la parte superiore dei calcari nodulari e marne verdi ed i calcari nodulari nocciola, e come formazione del Bugarone superiore i calcari nodulari ad aptici.

Nel 2002 il Comitato d'Area Appennino settentrionale, operante nell'ambito delle attività di coordinamento a supporto del Progetto CARG, ha deciso di elevare al rango di gruppo la formazione del Bugarone Auctt. (CENTAMORE *et alii*, 1971; JACOBACCI *et alii*, 1974; CRESTA *et alii*, 1988), di identificare in maniera univoca le formazioni che la compongono e di individuare come sezioni stratigrafiche di riferimento quelle segnalate da CECCA *et alii* (1990), (Fig. 8). Tali formazioni sono costituite da depositi calcarei e calcareo-marnosi nodulari, talvolta dolomitizzati, sedimentatisi in ambiente di piattaforma carbonatica pelagica (PCP *sensu* SANTANTONIO 1993, 1994) e caratterizzati al loro interno dalla presenza di alcune lacune stratigrafiche di cui la principale, della durata di circa 20 milioni di anni, va dal Bajociano superiore al Kimmeridgiano inferiore p.p.

La formazione dei calcari nodulari e marne verdi dei Ranchi (RNH) nell'area del foglio non affiora e risulta sostituita dall'equivalente laterale Rosso Ammonitico (RSA) (Fig. 4).

Dal punto di vista paleoambientale le unità che compongono il gruppo del Bugarone si sono deposte, come già detto, in ambiente di PCP; la presenza di litofacies nodulari a tessitura micritica insieme all'assenza di alghe suggeriscono una deposizione al di sotto della zona fotica (PASSERI & VENTURI, 2005).

Nel foglio alla scala 1:50.000 viene rappresentato il gruppo del Bugarone indistinto a causa dell'esiguo spessore delle formazioni costituenti l'unità. Nelle presenti Note illustrative viene comunque riportato uno stralcio della carta alla scala 1:10.000 dell'area del Furlo (Tav. 1, fuori testo) che mostra la successione delle formazioni di seguito descritte (Fig. 8).

2.1. - CALCARI NODULARI DELL'INFERNACCIO (IFC) (accorpato in BU in carta)

I calcari nodulari dell'Infernaccio corrispondono ai "calcari stratificati grigi" di CENTAMORE *et alii* (1971) e rappresentano, in ambiente deposizionale di PCP, l'equivalente laterale della Corniola di ambiente bacinale.

PROGETTO CARG

Centamore et alii (1971)	Jacobacci et alii (1974)	Cresta et alii (1988)	PROPOSTA Comitato Coordinamento		Età
Calcari nodulari ad aptici	Formazione del Bugarone	Bugarone superiore	GRUPPO DEL BUGARONE Sigla: BU	Calcari nodulari ad ammoniti e aptici di Cava Bugarone **Sigla: BGA**	Titoniano inf. - Kimmeridgiano inf. p.p.
		HIATUS		HIATUS	
Calcari nodulari nocciola		Bugarone inferiore		Calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale **Sigla: PLS**	Bajociano inf. - Toarciano sup.
Calcari nodulari e marne verdi				Calcari nodulari e marne verdi de I Ranchi **Sigla: RNH**	Toarciano p.p.
Calcari stratificati grigi				Calcari nodulari dell'Infernaccio **Sigla: IFC**	Toarciano inf. p.p. - Pliensbachiano inf. p.p.

Fig. 8 – *Tabella di correlazione modificata tra i nomi utilizzati in letteratura e quelli individuati dalla risoluzione adottata dal Comitato di Coordinamento Appennino settentrionale per la suddivisione del gruppo del Bugarone (BU) (http://www.isprambiente.gov.it/progetti/suolo-e-territorio-1/progetto-carg-cartografia-geologica-e-geotematica/comitati-di-coordinamento/appennino-settentrionale).*

PROGETTO CARG

Si tratta di calcari stratificati grigio-nocciola con strati dello spessore variabile tra i 10 e 50 cm ad elevata percentuale di fango micritico (*mudstone/wackestone*).

Nella Cava del Furlo inferiore l'unità poggia sul membro del calcare massiccio B (MAS_1) mediante un caratteristico livello a "lumachella ad ammoniti" (Fig. 9). Verso l'alto l'unità passa al Rosso Ammonitico, tipico di ambiente bacinale. Nell'area di Monte del Colle i calcari nodulari dell'Infernaccio sono caratterizzati dalla presenza di filoni di Maiolica, contraddistinti da *Calpionella alpina* LORENZ e *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU). Nella Cava Sant'Anna (cava di pietre in carta), dove i calcari nodulari dell'Infernaccio poggiano sulla formazione della Corniola (COI), l'unità raggiunge lo spessore di 13 metri. Nell'ultimo strato della formazione è stata rinvenuta un'impronta di *Dactylioceras (Eodactylites)* sp. del Toarciano basale (Zona a Tenuicostatum).

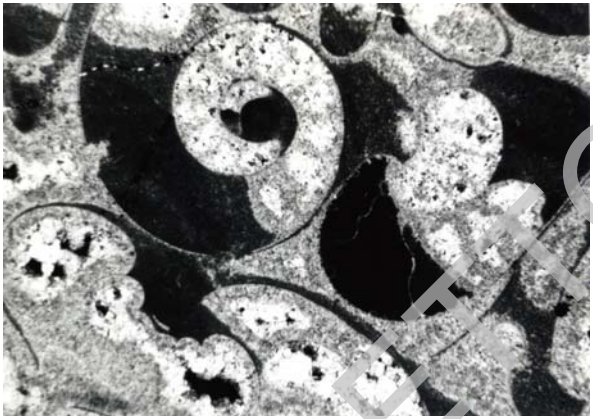


Fig. 9 – *Rudstone bioclastico ad ammoniti. Lo studio della microfacies ha consentito l'individuazione di una complessa successione di eventi sedimentari e diagenetici che hanno sensibilmente ridotto l'elevata porosità originaria del sedimento. x2.4*

L'unità è caratterizzata da una ricca fauna ad ammoniti a *Protogrammoceras* sp., *Phylloceras* sp., *Meneghiniceras* sp., *Gemmellaroceras* sp., *Fontanelliceras* sp. e *Dactylioceras (Eodactylites)* sp.

L'associazione micropaleontologica è costituita da *Agerina martana* (Farinacci), *Involutina liassica* (Jones), *Lingulina* gr. *tenera* Bornemann, *Globochaete alpina* Lombard, *Lenticulina* spp., nodosaridi, gasteropodi, ostracodi e frammenti di echinodermi.

L'età della formazione è riferibile al Pliensbachiano inf. p.p.-Toarciano inf. p.p.

Lo spessore della formazione in affioramento è di circa 20 metri.

2.2. - Calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale (PLS) (accorpato in BU in carta)

Si tratta di calcari e calcari-marnosi nodulari di colore prevalentemente nocciola, in strati dello spessore variabile dai 10 ai 60 centimetri. Nella cava in prossimità di Case S. Ubaldo, alla sommità di Monte Paganuccio, l'unità, che poggia sul Rosso Ammonitico, affiora con uno spessore di circa 15 metri e passa superiormente ai Calcari Diasprigni con un contatto paraconforme caratterizzato dalla presenza di un sottile livello di radiolariti ricche in aptici, crinoidi e belemniti. In questa località affiora un banco costituito da un'alternanza di sottili strati calcarei, calcareo-marnosi e livelli argillosi correlabile con il livello repere denominato "multistrato inferiore" presente nell'area tipo di Monte Nerone (Cresta *et alii*, 1988).

Nella cava Sant'Anna tale unità ha uno spessore di 5 m e passa superiormente al membro dei Calcari a Saccocoma e Aptici (CDU_2) tramite un contatto erosivo

PROGETTO CARG

attraverso un sottile livello marnoso grigio di spessore variabile sormontato a sua volta da un *pebbly mudstone* (Fig. 10).

In questa unità sono stati rinvenuti numerosi esemplari di ammoniti tra cui *Erycites fallifax* ARKELL dell'Aaleniano medio, *Phylloceras* sp., *Stephanoceras* sp., *Dumortieria meneghini* HAUG in Zittel, *Lytoceras* sp., *Emileia* sp. e *Phylloceras* sp. del Bajociano inferiore – Zona a Humphriesianum.

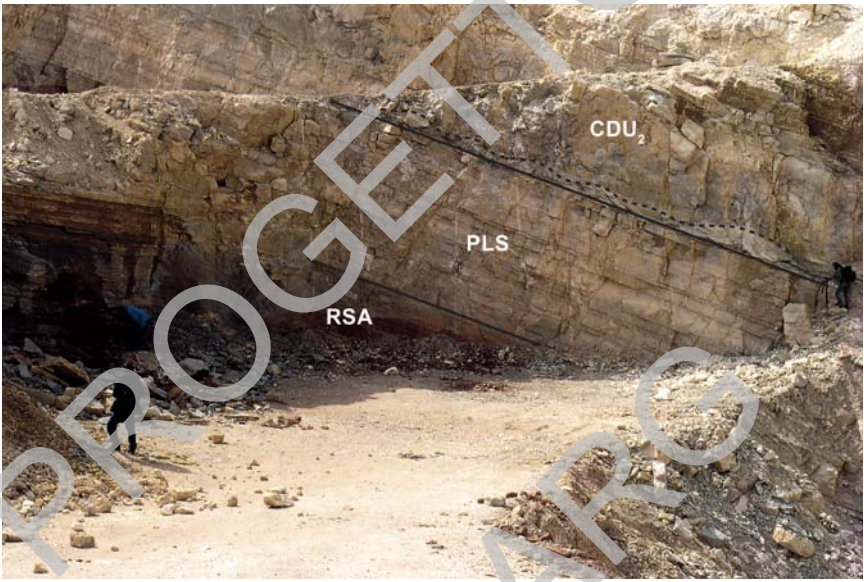


Fig. 10 – *Particolare della successione affiorante nel versante settentrionale della cava di Sant'Anna: si osservano il Rosso Ammonitico (RSA), la formazione dei calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale (PLS) ed il passaggio al membro dei calcari a Saccocoma ed aptici (CDU_2) per contatto erosivo (linea ondulata).*

L'unità affiora anche nella sezione Passo del Furlo Est, nei pressi della casa di servizio dell'ENEL, dove sono stati rinvenuti esemplari di *Stephanoceras* sp., associati a belemniti (Coleoidea) e protoglobigerine e passa verso l'alto al membro selcifero (CDU_1).

L'associazione micropaleontologica è rappresentata da *Globochaete alpina* LOMBARD, abbondanti radiolari, ostracodi, resti filamentosi, piccoli gasteropodi, embrioni di ammoniti, frammenti di echinodermi e, nella parte alta, abbondanti Globuligerinidae tra cui *Globuligerina oxfordiana* (GRIGELIS).

PROGETTO CARG

La formazione ha un'età compresa fra il Toarciano superiore p.p. ed il Bajociano inferiore, essendo caratterizzato dalle faune ad ammoniti delle Zone a Meneghinii e ad Humphriesianum. Rappresenta quindi l'equivalente laterale della formazione dei Calcari e Marne a Posidonia.

Lo spessore si aggira intorno ai 15 metri.

2.3. - Calcari nodulari ad ammoniti ed aptici di Cava Bugarone (BGA) (accorpato in BU in carta)

I calcari nodulari ad ammoniti ed aptici di Cava Bugarone equivalgono al membro superiore della formazione del Bugarone *sensu* Cresta *et alii* (1988) e rappresentano l'equivalente laterale del membro dei calcari a Saccocoma ed Aptici (CDU_2) della formazione dei Calcari Diasprigni.

La formazione è costituita da calcari marnosi nodulari grigio-verdastri in strati da sottili a spessi, con interstrati di marne argillose verdastre, affioranti per uno spessore massimo di 5 metri.

Gli affioramenti, di estensione molto limitata, si rinvengono nella Cava del Furlo inferiore, tra la Cava del Furlo superiore ed il Rifugio del Furlo, tra il Rifugio del Furlo e la Fonte del Ri (sul versante settentrionale) e tra Monte del Ferro e Monte del Colle (sul versante meridionale).

Nell'affioramento della Cava del Furlo inferiore si rinvengono filoni sedimentari riempiti di Maiolica, con geometrie all'incirca parallele alla stratificazione. Uno di questi filoni divide i sedimenti del Kimmeridgiano in due parti. Una parte inferiore con *Simosphinctes (Ceratosphinctes) rachistrophus* (Gemmellaro) che indica il Kimmeridgiano inferiore, Zona a Divisum e una superiore con *Hybonoticeras* gr. *pressulum* (Neumayer), *Pseudowaagenia acanthomphala* (Zittel), *Glochiceras (Lingulaticeras) crenosum* (Quenstedt) indicanti il Kimmeridgiano superiore, Zona a Beckeri. Sono stati rinvenuti inoltre *Ataxioceratidae (Perisphinctidae)*, *Taramelliceras* sp. e *Nebrodites* sp.

L'associazione micropaleontologica è caratterizzata da radiolari, stomiospheridi, protoglobigerine (a guscio sottile nella parte inferiore), frammenti di aptici, crinoidi, frammenti di *Saccocoma* sp. e brachiopodi.

La formazione ha un'età compresa fra il Kimmeridgiano inferiore p.p. e il Titoniano inferiore (Zona a Divisum - Zona a Volanense).

SUCCESSIONE GIURASSICA DI BACINO

3. - CORNIOLA (COI)

Il termine Corniola è stato introdotto in letteratura a partire dalla fine del XIX secolo ad indicare i calcari nocciola a pasta fina e il calcare più o meno bianco e

PROGETTO CARG

compatto, di età giurassica, affiorante nell'Appennino Centrale. Recentemente la formazione è stata inclusa tra le unità tradizionali in uso nel Progetto CARG pubblicate nei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia n. 7, fascicolo VI, (CITA *et alii*, 2007a).

La formazione della Corniola è costituita da calcari micritici grigi e nocciola ben stratificati con strati dello spessore decimetrico, contenenti interstrati argillosi, liste e noduli di selce, risedimenti calcarenitici e *slumping*.

La presenza di episodi detritici, fenomeni di *slumping* e variazioni laterali di facies indicano un ambiente di deposizione con morfologia in via di sviluppo.

In altre aree del bacino umbro-marchigiano invece, la deposizione della Corniola ha inizio nel Sinemuriano superiore, al di sopra del Calcare Massiccio con un passaggio graduale caratterizzato dall'aumento di micrite (Fig. 4).

Nell'area di Monte Pietralata ad est della Cava del Furlo superiore, in prossimità del ciglio della gola, la presenza di una lingua di Corniola intercalata al membro del calcare massiccio B (MAS_1) testimonia il fatto che vi fossero variazioni laterali di facies e che questa unità si deponeva in eteropia con i sedimenti di piattaforma carbonatica persistente nelle aree di alto strutturale (Fig. 11).

Nell'area del foglio Fossombrone la Corniola affiora nel settore orientale della dorsale Monte Paganuccio - Monte Pietralata, in particolare ad est dell'allineamento Rifugio Furlo – Case S. Ubaldo. Si differenzia dal sottostante membro del calcare massiccio B (MAS_1) per una netta variazione tessiturale, la presenza di selce e la comparsa di una regolare e sottile stratificazione (S.S. 3 Flaminia nei pressi della briglia ENEL, lungo il fiume Candigliano, Fig. 6). Si tratta di *mudstone-wackestone* a spicole di spugna con liste e noduli di selce e rare intercalazioni di *packstone-grainstone* bioclastici. In questa località alla base dell'unità sono presenti superfici di troncatura erosiva intraformazionale (*slide scars*). Lungo la S.S. 3 Flaminia, al tetto della Corniola è presente il Rosso Ammonitico.

Una buona esposizione di questa unità si ha nella Cava S. Anna, dove affiora per uno spessore di circa 120 m ed ha a letto il membro del calcare massiccio B e a tetto la formazione dei calcari nodulari dell'Infernaccio (IFC). La base è caratterizzata da un livello di *grainstone* torbiditici, mentre a varie altezze si rinvengono vistosi *slumping*. In questa località l'età della Corniola è compresa tra il Pliensbachiano inferiore p.p. (Carixiano p.p.) ed il Pliensbachiano superiore p.p. (Domeriano p.p.).

L'associazione micropaleontologica è caratterizzata dalla presenza di radiolari, spicole di spugna, lagenidi e ostracodi. I livelli calcarenitici e bioclastici sono caratterizzati dalla presenza di forme provenienti dalla piattaforma (*Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., noduli algali, Lituolidae, Valvulinidae, *Trocholina* sp., *Involutina* sp.).

PROGETTO CARG

Fig. 11 – *Lingua di Corniola (COI) intercalata nel membro del calcare massiccio B (MAS_1) (in rosso i limiti); procedendo di circa 200 m verso Ovest, nella zona della Cava del Furlo inferiore, lo spessore si assottiglia fino a scomparire.*

PROGETTO CARG

La formazione contiene diversi orizzonti ad ammoniti che ne hanno consentito una sua esatta caratterizzazione biostratigrafica.

L'età è compresa tra il Pliensbachiano inf. p.p. e il Toarciano inferiore p.p.

Lo spessore della formazione è di circa 120 metri.

4. - ROSSO AMMONITICO (RSA)

La denominazione Rosso Ammonitico fu utilizzata per la prima volta in letteratura da Pilla nel 1847 ad indicare sedimenti di colore rosso contenenti ricche faune ad ammoniti. Recentemente l'unità è stata inserita tra le unità tradizionali in uso nel Progetto CARG, pubblicate nei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia n.7, fascicolo VI, (Cita *et alii*, 2007a).

La formazione è costituita da calcari e calcari marnosi con noduli centimetrici a contorno irregolare, allungati secondo le superfici di strato e immersi in una matrice argilloso-marnosa rosso vinaccia e subordinatamente grigio-verdastra, contenenti una ricca associazione ad ammoniti, da cui il nome. Lungo la S. S. 3

Flaminia e nei pressi del Rifugio del Furlo l'unità affiora in modo discontinuo sia per l'estesa copertura vegetale e detritica, sia per gli esigui spessori. In particolare nell'area del Rifugio del Furlo l'unità, che poggia sulla formazione della Corniola, affiora per uno spessore di circa 1 metro; a 40 cm dal tetto sono state rinvenute ammoniti appartenenti ai generi *Geczyceras* e *Oxyparoniceras*. L'unità passa superiormente ai calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale (PLS).

Nella Cava del Furlo inferiore il Rosso Ammonitico è caratterizzato da *wackestone* con abbondanti resti di ammoniti appartenenti al genere *Hildaites*, gasteropodi e filaments. L'unità, che qui affiora per uno spessore di 5 metri, poggia sui calcari nodulari dell'Infernaccio (IFC) e passa verso l'alto ai calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale (PLS).

La migliore esposizione della formazione è presente sul fianco meridionale della Cava Sant'Anna dove raggiunge lo spessore di circa 9 metri ed è caratterizzata da sottili intercalazioni di calcari nodulari in matrice calcareo-marnosa e livelli marnosi. Alla base è presente uno strato calcareo-marnoso contenente un'associazione ad ammoniti riferibile al Toarciano inferiore (Zona a Serpentinus) per la presenza delle specie appartenenti al genere *Hildaites*, seguito da un livello di marne contenenti noduli sparsi dal quale proviene un esemplare di *Hildoceras* sp. Sulla base di questo ritrovamento il livello può essere riferito al Toarciano medio. Pertanto si può desumere che il Toarciano inferiore, rappresentato dalle Zone a Tenuicostatum e Serpentinus, presenta in questa area uno spessore inferiore al metro. Parte della ricca associazione ad ammoniti descritte da BONARELLI (1893) e conservate presso le collezioni paleontologiche del Servizio Geologico d'Italia, sembrano provenire da un livello ad ammoniti rielaborate presente a circa 1 metro dal tetto dell'unità. Nella Cava Sant'Anna il Rosso Ammonitico poggia sui calcari nodulari dell'Infernaccio (IFC) ed è sormontato dai calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale (PLS) (Fig. 12).

L'associazione paleontologica della formazione è caratterizzata oltre che dall'abbondanza di resti ed embrioni di ammoniti, da lagenidi, gasteropodi, ostracodi, radiolari e resti filamentosi. La ricca fauna ad ammoniti, che ha consentito di riconoscere le Zone a Serpentinus, Bifrons, Variabilis, Thouarsense e Insigne, permette di riferire l'unità al Toarciano inferiore p.p. – Toarciano superiore p.p.

Nell'area del foglio lo spessore della formazione varia da 1 a 10 metri.

5. - CALCARI E MARNE A POSIDONIA (POD) (accorpato in BU in carta)

L'attuale denominazione dell'unità è da attribuire a CENTAMORE *et alii* (1971); si tratta di calcari e calcari marnosi e subordinati calcari micritici caratterizzati dalla presenza di "resti filamentosi", resti di bivalvi pelagici a guscio sottile rife-

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

Fig. 12 – *Limite stratigrafico tra la formazione del calcari nodulari dell'Infernaccio (IFC) ed il Rosso Ammonitico (RSA), affiorante nel versante meridionale della Cava di S. Anna. In alto a sinistra il passaggio alla formazione dei calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale (PLS).*

ribili alle specie *Bositra buchii* e *Lentilla humilis*. La porzione inferiore della formazione presenta ancora un subordinato aspetto nodulare con *slumping* e livelli risedimentati. Nell'area marchigiana le faune ad ammoniti rinvenute nella porzione inferiore dell'unità hanno permesso il riconoscimento delle Zone a Meneghinii, Aalensis, Opalinum e Murchisonae. Recentemente la formazione è stata inserita tra le unità tradizionali in uso nel Progetto CARG, pubblicate nei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia n.7, fascicolo VI (CITA *et alii*, 2007a).

Nell'area del Furlo i Calcari e Marne a Posidonia affiorano lungo la S.S. 3 Flaminia con una facies non tipica, sia come spessore (circa 4,5 m) che come tessitura. La microfacies è caratterizzata dalla grande abbondanza di resti filamentosi concentrici (*Bositra* sp.), *Globochaete alpina*, radiolari, ostracodi e resti di echinodermi. È da segnalare l'abbondante presenza di protoglobigerine nella parte sommitale di alcuni strati gradati. Il limite inferiore, graduale, è caratterizzato dalla prevalenza dei livelli calcarei su quelli nodulari, mentre quello superiore è posto al di sotto della comparsa della selce nella sovrastante formazione dei Calcari Diasprigni.

L'età della formazione è riferibile al Toarciano superiore p.p. – Bajociano inferiore.

Per problemi di rappresentazione cartografica, legati all'esiguo spessore in affioramento, nel foglio alla scala 1:50.000 l'unità è cartografata insieme ai Calcari Diasprigni.

Nelle presenti Note viene riportato uno stralcio della carta alla scala 1:10.000 dell'area del Furlo (Tav. 1, fuori testo)

6. - CALCARI DIASPRIGNI (CDU)

Il Comitato d'Area Appennino Settentrionale, operante nell'ambito delle attività di coordinamento del Progetto CARG, nel 2002 ha stabilito di adottare il termine Calcari Diasprigni in sostituzione delle numerose denominazioni utilizzate in letteratura e di suddividere l'unità in due membri, rispettivamente denominati membro selcifero (CDU_1) e membro dei calcari a Saccocoma e Aptici (CDU_2). Questi due membri sono stati spesso utilizzati in letteratura con il rango di formazione con le denominazioni di "calcari diasprigni" e di "calcari a Saccocoma ed Aptici".

6.1. - MEMBRO SELCIFERO (CDU_1)

Il membro selcifero della formazione dei Calcari Diasprigni è costituito da calcari micritici con un elevato contenuto in silice, per lo più diffusa, tale da conferire un aspetto silicizzato all'unità. Raramente si rinvengono liste e noduli di selce rossa e/o verdastra e subordinatamente policroma, più abbondanti nella parte

PROGETTO CARG

medio-alta dove assumono la struttura *pinch and swell*. La stratificazione è irregolare, quasi sempre in banchi e strati spessi (Fig. 13).

In affioramento lo spessore massimo raggiunto nell'area del Furlo è di circa 15 metri ed è osservabile in sinistra idrografica del fiume Candigliano (Monte Pietralata), nell'area che dalla Fonte del Ri digrada verso la S.S. 3 Flaminia.

In destra idrografica del fiume Candigliano (Passo del Furlo Est), nei pressi della casa di servizio ENEL l'unità, costituita da *wackestone* ad abbondanti radiolari e rari filaments, affiora per uno spessore di circa 12 metri e passa verso l'alto al membro dei calcari a Saccocoma e Aptici (CDU_2).

Fig. 13 – *Aspetto tipico del membro selcifero della formazione dei Calcari Diasprigni (CDU_1), affiorante in una piccola cavità naturale ubicata fra il Rifugio del Furlo e la Fonte del Ri.*

Sulle pendici della collina di S. Ubaldo, nella cava abbandonata posta a quota 528 m, al disopra dei calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale (PLS) è presente, con contatto paraconforme (*hard-ground* con mineralizzazioni sparse), un sottile livello di radiolariti contenente una ricca associazione ad aptici, crinoidi e belemniti. Lo spessore del membro selcifero nell'area della cava è variabile a causa del contatto di tipo erosivo del *pebbly mudstone* presente alla base del sovrastante membro dei calcari a Saccocoma e Aptici.

Il contenuto microfaunistico nella porzione inferiore dell'unità è costituito da abbondanti radiolari associati a bivalvi (*Bositra* sp. e *Lentilla* sp.).

PROGETTO CARG

Lo studio della fauna a radiolari effettuato in aree limitrofe (BAUMGARTNER, 1984; 1987) e la posizione stratigrafica hanno permesso di riferire il membro selcifero all'intervallo Bajociano superiore – Kimmeridgiano inferiore p.p.

6.2. - MEMBRO DEI CALCARI A SACCOCOMA E APTICI (CDU_2)

Il membro superiore della formazione dei Calcari Diasprigni è costituito da calcari bioclastici biancastri e verdognoli in strati sottili e medi con abbondanti frammenti di crinoidi, appartenenti in prevalenza al genere *Saccocoma*; lo spessore dell'unità è di pochi metri. In numerose località dell'area del Furlo (Monte del Colle - Monte del Ferro, Sant'Ubaldo, Passo del Furlo est, Cava Sant'Anna, Fonte del Ri e Passo del Furlo ovest) alla base dell'unità è presente un caratteristico livello a *pebbly mudstone* utilizzabile alla stregua di un livello guida, costituito da *wackestone* con intraclasti. Nella matrice sono presenti frammenti di *Saccocoma* sp., aptici e belemniti; gli intraclasti risultano sterili o contenere radiolari.

Nella cava Sant'Anna, all'interno del *pebbly mudstone*, è stato rinvenuto un esemplare di *Haploceras* (H.) *carachtheis* (ZEUSCHNER), morfotipo carachtheis, che indica un'età non più antica del Titoniano inferiore. Qui l'unità poggia sui calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale (PLS) (Fig. 14).

Al Passo del Furlo Ovest in corrispondenza dell'imbocco della galleria della superstrada sulla S.S. 3 Flaminia, al Passo del Furlo est e a Sant'Ubaldo, il membro dei calcari a Saccocoma e Aptici poggia sul membro selcifero (CDU_1). Il membro passa superiormente alla Maiolica.

L'associazione micropaleontologica è caratterizzata da abbondanti resti di *Saccocoma* sp., embrioni di ammoniti, aptici, piccoli gasteropodi, rincoliti, rari radiolari e stomiosphaeridi *(Stomiosphaera moluccana* WANNER, *Cadosina* sp.). Tra i nannofossili calcarei sono stati individuati: *Watznaueria barnesae* (BLACK, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968, *W. manivitae* BUKRY, 1973, *Ellipsagelosphaera fossacincta* BLACK, 1971, *E. britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968, *Conusphaera mexicana* TREJO, 1969, *Cyclagelosphaera margerelii* NOËL, 1965.

Tra le ammoniti sono state rinvenute esemplari attribuibili a *Simoceras volanense*, *Pseudowaagenia* sp., *Ptychophylloceras* sp. e *Haploceras* sp.

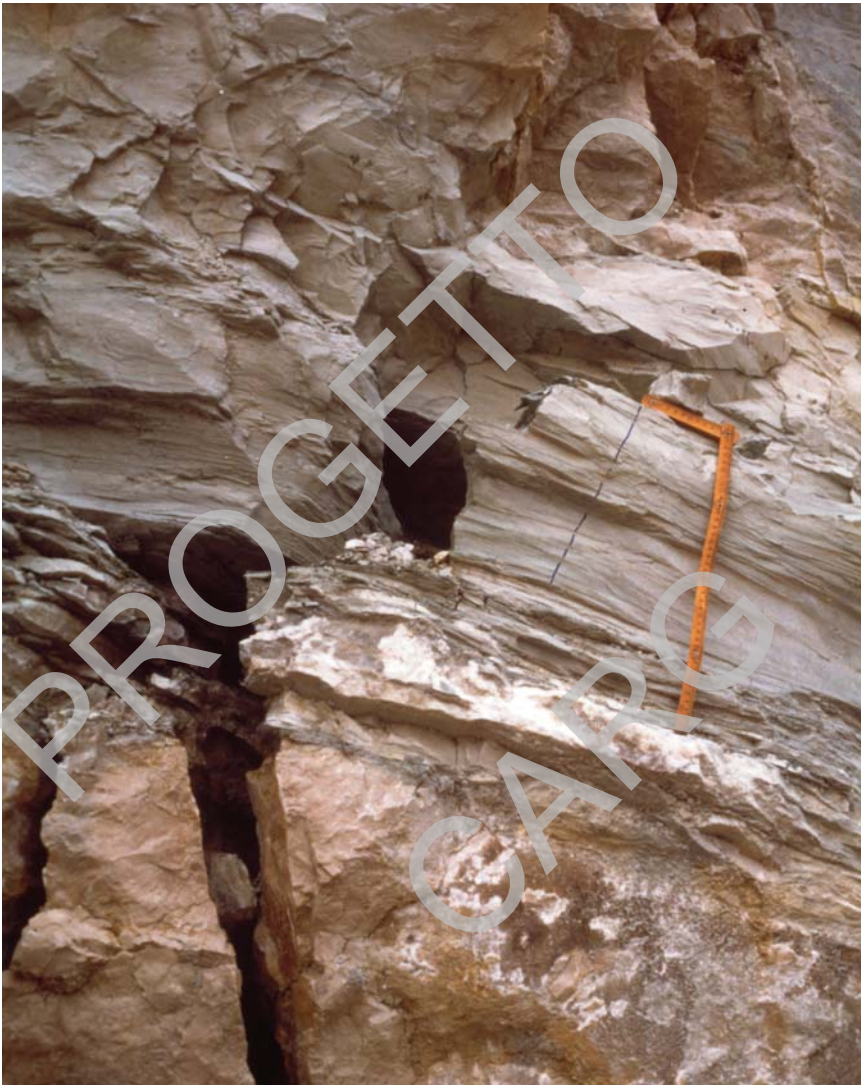
L'età del membro è Kimmeridgiano inferiore p.p. – Titoniano inferiore.

SUCCESSIONE GIURASSICO-NEOGENICA

7. - MAIOLICA (MAI)

La denominazione di "majolica" o "maiolica" è stata usata fin dalla metà del 1800 da STOPPANI (1857) ad indicare un'unità carbonatica lombarda di età giurassico-cretacica con una notevole estensione areale. In altre aree italiane è

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 14 – *Passaggio stratigrafico tra la formazione dei calcari nodulari a filaments di Fosso del Presale (PLS) e il membro dei calcari a Saccocoma e Aptici (CDU_2) affiorante nel versante settentrionale della cava di S. Anna. Da notare un livello lenticolare di carbonati biancastri seguiti da marne grigie; attraverso un contatto erosivo si passa poi al* pebbly mudstone *posto alla base di CDU_2.*

nota anche come biancone (Veneto), calcare rupestre (Toscana) o lattimusa (Sicilia). Recentemente la formazione è stata inserita tra le unità tradizionali in uso nel Progetto CARG, pubblicate nei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia n.7, fascicolo VI (CITA *et alii*, 2007a).

La formazione della Maiolica è costituita da calcari micritici bianchi ben stratificati, in strati di spessore variabile da 10 a 50 cm, con liste e noduli di selce scura; sono presenti intercalazioni marnoso-argillose e sottili livelli di *black-shales* (BERSEZIO *et alii*, 2002), più frequenti verso il passaggio con la sovrastante formazione delle Marne a Fucoidi (Fig. 15). La porzione superiore è caratterizzata dalla presenza del Livello Faraoni (CECCA *et alii*, 1994; 1996b; COCCIONI *et alii*,

Fig. 15 – *Affioramento di Maiolica (MAI) nella cava abbandonata ubicata in località San Lazzaro, Fossombrone.*

PROGETTO CARG

1998), livello guida di importanza regionale dello spessore compreso tra i 25 e i 40 cm, osservabile in una cava abbandonata in località San Lazzaro di Fossombrone. Esso è costituito da un ricco livello ad ammoniti (Livello guida D) intercalato a *black shales* ad elevato contenuto di materia organica.

La Maiolica affiora estesamente in tutta l'area del Furlo dove presenta notevoli variazioni di spessore legate all'assetto paleogeografico della zona. A luoghi la formazione è caratterizzata dalla presenza di *slumping* e *pebbly mudstone*. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 80 metri lungo la S.S. 3 Flaminia, all'interno della cava inattiva nei pressi dell'imbocco orientale del tunnel della superstrada. Questo spessore si discosta notevolmente da quelli (250- 400 m) che la Maiolica presenta in quei settori paleogeografici riconducibili a domini francamente bacinali. Questo dato sembra essere coerente con la caratterizzazione paleo-ambientale della sottostante successione giurassica, la quale mostra chiaramente come in tutta l'area del Furlo non affiori mai, con continuità, una tipica successione di bacino.

Nella Cava del Furlo inferiore la Maiolica (con spessore di circa 40 metri) poggia con contatto erosivo e discordante sui calcari nodulari ad ammoniti ed aptici di Cava Bugarone (BGA), caratterizzati dalla presenza di filoni-strato di Maiolica. Per la descrizione dei filoni si veda l'associazione ad ammoniti riportata nella descrizione di BGA. Nella stessa località sono presenti *slumping* e *pebbly mudstone* con clasti arrotondati di micrite bianca.

Nella cava attiva in località S. Anna, situata sul fianco nord-orientale dell'anticlinale di Monte Pietralata – Monte Paganuccio, la Maiolica dello spessore di circa 60 metri poggia in contatto stratigrafico sul membro dei calcari a Saccocoma e Aptici (CDU_2).

La Maiolica affiora inoltre per uno spessore di pochi metri al nucleo dell'anticlinale di Acqualagna, lungo l'alveo del fiume Candigliano.

Il limite superiore della formazione è posto al tetto dell'ultimo livello contenente liste di selce scura e in corrispondenza della comparsa di livelli marnoso-argillosi. La Maiolica è seguita, in continuità di sedimentazione, dalla Formazione delle Marne a Fucoidi (FUC).

Lo studio biostratigrafico di numerose sezioni campionate, effettuato mediante l'analisi di diversi gruppi fossili (ammoniti, tintinnidi, stomiosphaeridi, echinodermi, foraminiferi planctonici, radiolari e nannofossili calcarei) ha permesso il riconoscimento di intervalli caratteristici. Un intervallo inferiore caratterizzato dall'abbondanza di resti di *Saccocoma* sp., aptici, stomiosphaeridi e tintinnidi; uno intermedio a prevalenti tintinnidi e stomiosphaeridi e uno superiore con radiolari e stomiosphaeridi a cui, nella porzione sommitale, si associano piccoli fo-

PROGETTO CARG

raminiferi planctonici. In questo intervallo ricade il Livello Faraoni da cui proviene una ricca fauna ad ammoniti che ha permesso di riferire tale livello guida di importanza regionale alla zona a P. *angulicostata* Auct., sottozona a P. *catulloi* dell'Hauteriviano sommitale o, in termini di stratigrafia magnetica, alla parte mediana del chron CM14 (CECCA *et alii*, 1994).

L'associazione micropaleontologica riconosciuta è costituita da *Crassicollaria* spp., *Cr. intermedia* (DURAND-DELGA), Cr. *parvula* REMANE, Cr. *brevis* REMANE, Cr. *massutiniana* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), *Calpionella alpina* LORENZ, C. *elliptica* CADISCH, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Cs. oblonga* (CADISCH), *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Calpionellites darderi* (COLOM), *Stomiosphaera moluccana* WANNER, *Cadosina* spp., *C. cf. lapidosa* VOGLER, *Globochaete alpina* WANNER, *Saccocoma* sp., *Apthycus* sp., *Hedbergella sigali* MOULLADE, *Globigerinelloides blowi* (BOLLI) e radiolari. Nella porzione inferiore sono talora presenti gasteropodi ed embrioni di ammoniti; nella sezione affiorante lungo la S.S. 3 Flaminia si rinvengono livelli a *Lytoceras* sp.

Nella porzione inferiore dell'unità le associazioni a nannofossili calcarei, scarse e in cattivo stato di conservazione, hanno permesso di documentare un intervallo di tempo che va dal Titoniano (prima della comparsa dei *Nannoconus*) al Valanginiano (prima della comparsa di *Nannoconus* a canale largo). I nannofossili rinvenuti sono: *Watznaueria barnesae*, *Conusphaera mexicana*, *Cyclagelosphaera margerelii*, *Zeugrhabdotus embergeri* (NOËL, 1959) PERCH-NIELSEN, 1984, *Ellipsagelosphaera fossacincta*, *E. britannica*, *Nannoconus* sp., *N. steinmanni* KAMPTNER 1931, *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE, 1963, *Cruciellipsis cuvillieri* (MANIVIT, 1966) THIERSTEIN,1971.

In alcuni campioni della porzione superiore dell'unità, raccolti in località Pian del Ponte, è stata rinvenuta una associazione a nannofossili calcarei costituita da *Watznaueria barnesae*, *Zeugrhabdotus embergeri*, *Nannoconus* sp., *Rucinolithus terebrodentarius* APPLEGATE, BRALOWER, COVINGTON & WISE, 1987, *Rhagodiscus asper* (STRADNER, 1963) REINHARDT, 1967, *Lithraphidites carniolensis*, indicativa del Barremiano.

Nella Cava del Furlo inferiore lo studio dei nannofossili ha permesso di individuare il Barremiano sommitale per la presenza di *Flabellites oblongus* (BUKRY 1969) CRUX, 1982 in assenza di *Rucinolithus irregularis* THIERSTEIN, 1972, (CECCA *et alii*, 1996a).

Tali associazioni permettono di riferire l'unità all'intervallo compreso tra la biozona a *Crassicollaria* e la biozona a *Globigerinelloides blowi* p.p. e, più precisamente, all'intervallo Titoniano superiore – Aptiano inferiore p.p.

PROGETTO CARG

8. - MARNE A FUCOIDI (FUC)

Le Marne a Fucoidi erano indicate sin dall'inizio del secolo scorso con la denominazione di "scisti a Fucoidi"; attualmente sono riportate tra le unità tradizionali in uso nel Progetto CARG, pubblicate nei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia n.7, fascicolo VI (CITA *et alii*, 2007a).

L'unità è caratterizzata da marne argillose e marne policrome (rossastre, verdastre, ocra e grigie) intercalate a calcari marnosi avana e verdastri, con un rapporto marne/calcari marnosi di circa 3:1; lo spessore degli strati è variabile e compreso fra 3 e 20 centimetri. Si assiste ad un aumento del contenuto calcareo verso l'alto della formazione dove, prima del passaggio alla Scaglia Bianca (SBI), si verifica nuovamente la comparsa della selce policroma in noduli e liste. Talora si rinvengono litofacies detritiche, costituite da calcareniti, spesso laminate, in strati di spessore medio (Fig. 16). L'unità è caratterizzata da diffuse bioturbazioni tipo *Planolites* sp., *Chondrites* sp. e *Zoophycos* sp.

Con le Marne a Fucoidi termina la sedimentazione carbonatica che aveva caratterizzato il Giurassico e si verifica una brusca variazione nelle condizioni ambientali che determinano un notevole apporto di materiale argilloso e detri-

Fig. 16 – *Tipico affioramento della formazione delle Marne a Fucoidi, in località S. Lazzaro.*

PROGETTO CARG

tico e il contemporaneo cambiamento della microfauna. La natura litologica dell'unità determina, soprattutto nella porzione inferiore, una erodibilità accentuata rispetto ai litotipi sotto e sovrastanti che produce un caratteristico stacco morfologico.

Il passaggio all'unità sovrastante è graduale ed è stato posto alla scomparsa dei livelli marnosi ed al contemporaneo aumento degli strati calcarei; tale passaggio si verifica in pochi metri.

Le Marne a Fucoidi sono caratterizzate dalla presenza di livelli di *black shales* riferibili all'intervallo Barremiano-Albiano dell'*Oceanic Anoxic Event* (OAE1) (SCHLANGER & JENKYNS, 1976). L'espressione sedimentaria dell'intervallo OAE1a (Aptiano inferiore), distribuita in tutto il bacino della Tetide e Paratetide, corrisponde al cosiddetto "Livello Selli" del bacino umbro-marchigiano; nell'area del Furlo il "Livello Selli" manca per lacuna a conferma delle osservazioni di COCCIONI & BATTISTINI (1989).

Una caratteristica rilevante di questa unità è la ritmicità deposizionale, rappresentata da variazioni nella frazione carbonatica oltre che cromatiche, legate a variazioni nel chimismo delle acque le prime e della produttività le seconde. Alcuni Autori (DE BOER, 1982; GALEOTTI *et alii*, 2003) hanno dimostrato che la ciclicità litologica può essere legata alle variazioni climatiche connesse ai cicli astronomici di Milankovitch, sulla base della periodicità dei ritmi compresa fra 10.000 e 400.000 anni. La ciclicità coinvolge anche i livelli di *black shales* la cui ripetizione, campionata nel pozzo Piobbico, arriva a 154 distinti livelli (ERBA *et alii*, 1989).

Sia in località Pian del Ponte (M.te Paganuccio) che lungo le pendici orientali di M.te Pietralata il contatto con la sottostante Maiolica è obliterato da depositi alluvionali o detritici; in entrambe le località i primi campioni raccolti hanno fornito una fauna a soli radiolari che non hanno permesso una precisa attribuzione cronologica. L'affioramento più esteso della formazione è quello di Monte Pietralata dove i campioni raccolti hanno fornito inizialmente una fauna a hedbergellidi e rari foraminiferi bentonici (*Dentalina gracilis* D'ORBIGNY, *Lenticulina* spp., *Pleurostomella* spp., *Gavellinella* spp., *Gyroidina* spp.). Nella porzione superiore l'associazione micropaleontologica, caratterizzata dall'aumento sia in abbondanza che in dimensioni dei foraminiferi planctonici, è costituita da *Hedbergella* spp., *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Globigerinelloides caseyi* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Rotalipora appenninica* (RENZ), *R. praeappenninica* SIGAL, *R. ticinensis* (GANDOLFI), *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Planomalina praebuxtorfi* WONDERS, *P. buxtorfi* (GANDOLFI), *Costellagerina* cf. *libyca* (MCNULTY) e radiolari.

Le associazioni a nannofossili prelevati nella porzione superiore della formazione, al passaggio con la Scaglia Bianca, contengono *Watznaueria barnesae*, *Eiffellithus turriseiffelii* (DEFLANDRE, 1954) REINARDTH, 1965, *Rucinolithus*

PROGETTO CARG

irregularis, *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI, 1964), NOËL, 1970, *Microstaurus chiastius* (WORSLEY, 1971) GRUN,1975, *Eprolithus floralis* (STRADNER 1962) STOVER, 1966 indicative dell'Albiano superiore - biozona NC10 p.p. (ROTH, 1978).

Lo spessore delle Marne a Fucoidi si aggira intorno ai 50 metri.

L'età della formazione nell'area in esame è compresa tra l'Aptiano superiore e l'Albiano superiore p.p. mentre al di fuori del foglio l'unità si estende dall'Aptiano inferiore p.p. – Albiano superiore p.p.

9. - SCAGLIA BIANCA (SBI)

Il termine di Scaglia Bianca fu introdotto da LOTTI (1926) per indicare il calcare bianco talora con selce interposto tra il "calcare cenomaniano" e il "calcare rosato". Attualmente questa formazione è inserita tra le unità tradizionali pubblicate nei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia volume 7, fascicolo VI (CITA *et alii*, 2007a).

La formazione della Scaglia Bianca è costituita da strati calcarei micritici bianchi, di spessore variabile da 10 a 30 cm, intercalati a sottili livelli argilloso-marnosi, con liste e noduli di selce nera. Caratteristica della formazione è la presenza del "Livello Bonarelli" ("ittiolitico" o "degli scisti bituminosi" *Auctt*.) (PIERGIOVANNI, 1989); si tratta di argille bituminose, con sottili intercalazioni calcaree e di selce di colore nero o giallastro, di spessore variabile da pochi cm a 1,5 metri. Il "Livello Bonarelli" è un livello isocrono che rappresenta un *marker* regionale correlabile con il secondo evento anossico oceanico (OAE2) prossimo al limite Cenomaniano-Turoniano (SCHLANGER & JENKYNS, 1976; ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982; COCCIONI & GALEOTTI, 2003).

Secondo HOCHULI *et alii* (1999) e PREMOLI SILVA *et alii* (1999) l'evento OAE2 (e l'analogo evento OAE1 compreso nelle Marne a Fucoidi) sono causati dal cospicuo accumulo di spoglie di organismi sul fondale oceanico legato ad un forte aumento di produttività biologica nelle acque superficiali a causa di un arricchimento di nutrienti trasportati da correnti di *upwelling*, piuttosto che da condizioni di stagnazione delle acque profonde.

La variabilità nello spessore di questo orizzonte lo rende non sempre facilmente riconoscibile; buoni affioramenti nell'area del foglio sono situati sulla strada che conduce da Villa Furlo al Rifugio del Furlo, lungo la strada di servizio della cava abbandonata (Cava del Furlo superiore) che sfruttava fino a periodi recenti l'affioramento delle unità appartenenti al gruppo del Bugarone (SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA, 1994, 2001).

In questa sezione è ben esposto il raddoppio del "Livello Bonarelli" dovuto a fenomeni di frana sottomarina (*slumping*). La ripetizione del livello anossico in-

PROGETTO CARG

teressa anche i livelli al passaggio Scaglia Bianca – Scaglia Rossa (già segnalato in ALVAREZ & LOWRIE, 1984). Dai risultati delle analisi compiute (CECCA *et alii*, 1996a) lo *slumping* si sarebbe verificato durante la deposizione della porzione inferiore della Scaglia Rossa, probabilmente nel Turoniano superiore, al di sopra dell'intervallo a *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI).

Il limite inferiore della formazione è stato posto in corrispondenza dell'ultimo livello grigio-verdastro delle Marne a Fucoidi. Il passaggio alla sovrastante Scaglia Rossa è ubicato, generalmente, tra 1 e 4 metri al di sopra del "Livello Bonarelli" ed è caratterizzato dalla comparsa di selce rossa quasi sempre accompagnata dalla stessa variazione cromatica nei calcari (Fig. 17).

Nell'ambito della sedimentazione della Scaglia Bianca è stata evidenziata una importante diversificazione a livello faunistico. Uno studio di dettaglio dell'associazione a foraminiferi della porzione immediatamente sopra e sotto il "Livello Bonarelli" nell'area del Bottaccione (PREMOLI SILVA & SLITER, 1994), ha evidenziato come i foraminiferi, inizialmente frequenti nella Scaglia Bianca, tendano a diminuire fino a scomparire a circa 50 cm sotto il livello anossico, per poi ricomparire a circa 50-100 cm al di sopra, con *Whiteinella archaeocretacica* PESSAGNO

Fig. 17 - *Il "Livello Bonarelli" esposto lungo la strada di servizio della Cava del Furlo superiore. Circa 4 metri sopra tale livello è stato posto il limite stratigrafico tra la Scaglia Bianca e la Scaglia Rossa.*

PROGETTO CARG

e *Dicarinella hagni* (SCHEIONEROVA). Il "Livello Bonarelli" infatti è caratterizzato dalla presenza di soli radiolari e resti di pesci.

Il contenuto microfaunistico è rappresentato da *Rotalipora appenninica*, *R. brotzeni* (SIGAL), *Planomalina buxtorfi*, *Costellagerina libyca*, *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *P. gibba* KLAUS, *R. cushmani* (MORROW), *R. greenhornensis* (MORROW), *Dicarinella algeriana* (CARON), *W. archaeocretacica*, *Globigerinelloides* sp. e heterohelicidi.

L'esame del contenuto in nannofossili calcarei dei campioni prelevati in questa formazione ha permesso di attribuire un'età Albiano superiore – Cenomaniano; in particolare alla base della sezione campionata in località San Lazzaro è stata riconosciuta la biozona NC10 p.p. di ROTH (1978), per la presenza di *Effellithus turriseiffelii* e *Rucinolithus irregularis*. Il resto dell'associazione rinvenuta è costituita da *Watznaueria barnesae*, la specie più abbondante, *Gartnerago* sp., *Stradneria crenulata*, *Microstaurus chiastius*, *Eprolithus floralis* e *Tranolithus phacelosus* STOVER, 1966.

Sono inoltre diffuse tracce di organismi bioturbanti (*Chondrites* e *Planolites*).

L'età della formazione è Albiano superiore p.p. – Turoniano inferiore p.p.

Lo spessore della Scaglia Bianca è di circa 40-50 metri.

10. - SCAGLIA ROSSA (SAA)

Il termine Scaglia Rossa venne utilizzato per la prima volta da LOTTI (1926) per indicare il "calcare marnoso rosso mattone" interposto fra la Scaglia Cinerea e il "calcare rosato"; di recente la formazione è stata inserita tra le unità tradizionali pubblicate sul volume 7, fascicolo VI dei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia (CITA *et alii*, 2007a).

La formazione della Scaglia Rossa è costituita da calcari micritici rossi o rosati, con intercalazioni di marne e calcari marnosi, caratterizzati da una stratificazione regolare in strati di 10-15 cm; spesso sono presenti intercalazioni calcarenitiche di colore biancastro con strutture da corrente di torbida. Nella porzione inferiore ed in quella sommitale è presente selce in noduli e livelli, prevalentemente di colore rosso, subordinatamente rosa e biancastra. Il colore varia dal rosso al rosato ma non mancano litofacies biancastre diffuse a varie altezze nella formazione.

L'unità può essere suddivisa in quattro intervalli, come indicato da MONTANARI *et alii* (1989), non rappresentati in carta.

L'intervallo inferiore dell'unità è caratterizzato dalla presenza di calcari e calcari marnosi rossi e rosati, con livelli e noduli di selce rossa, talvolta decolorata; sono inoltre presenti livelli torbiditici.

Il secondo intervallo è costituito da calcari rossi privi di selce con torbiditi calcarenitiche nella porzione intermedia (Fig. 18).

PROGETTO CARG

Il successivo intervallo è caratterizzato da calcari e marne privi di selce con alla base livelli calcarenitici. In questa porzione dell'unità è rappresentato il passaggio Cretacico/Paleogene, marcato dalla comparsa di strati marnosi alternati a calcari rosati ben stratificati; il limite Cretacico/Paleogene è inoltre identificato dalla scomparsa delle globotruncanidi e dalla presenza di un livello argilloso rosso-verdastro dello spessore di circa 1 cm al quale si accompagna il ben noto, anomalo, arricchimento in iridio (ALVAREZ *et alii*, 1980; PARISI *et alii*, 1989).

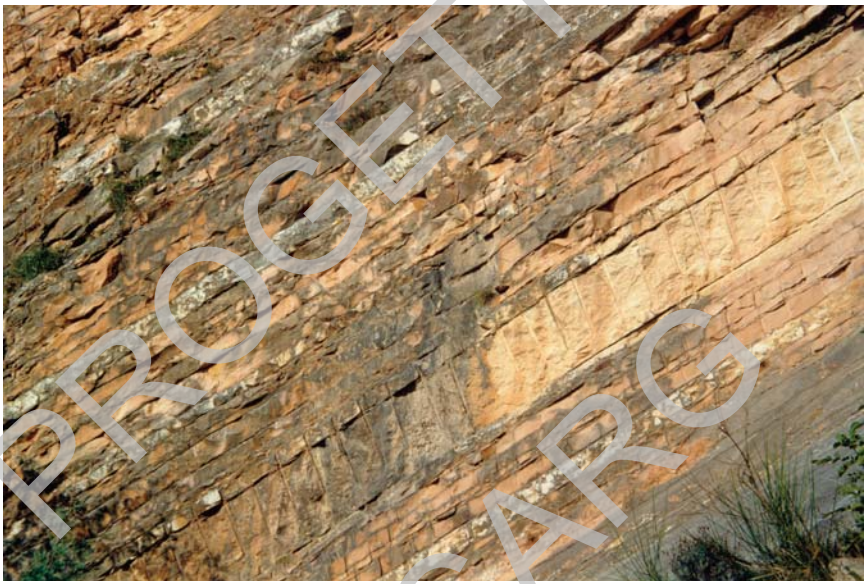


Fig. 18 – *Intervallo calcareo rossastro, praticamente privo di selce, con intercalazioni torbiditiche calcarenitiche, in una ottima esposizione lungo la strada che conduce dall'abitato del Furlo verso il Monte Pietralata.*

La porzione superiore della Scaglia Rossa è costituita da calcari e calcari marnosi rossi, rosa e biancastri e risulta caratterizzata dalla ricomparsa della selce rossa.

Uno dei caratteri peculiari della Scaglia Rossa affiorante nell'area del foglio Fossombrone è la presenza delle torbiditi calcarenitiche costituite da strati tabulari bianchissimi, che contrastano con la micrite rossa che li contiene (Fig. 18). Talvolta però queste torbiditi calcaree sfumano in strati laminati e convoluti rossastri. Queste sequenze mostrano i tipici caratteri di torbiditi distali ed hanno uno spes-

PROGETTO CARG

sore che va da 1 a 120 cm. Nell'area del Furlo il primo livello torbiditico è stato rinvenuto nella parte superiore del primo intervallo ed è rappresentato dagli intervalli Tb-c della sequenza di Bouma (Fig. 19). Particolare interesse riveste uno strato torbiditico rinvenuto nel terzo intervallo della formazione, alla base della Zona a *Globanomalina pseudomenardii*; questo strato è caratterizzato da uno spessore compreso fra i 60 ed i 120 cm e da un'ampia distribuzione areale (circa 30 kmq; MONTANARI *et alii*, 1989). Per tale motivo, questo strato torbiditico definito dagli Autori sopra citati "MegaT", costituisce un ottimo livello guida a scala regionale; questa biocalcarenite è composta da foraminiferi planctonici cretacici e paleogenici, intraclasti micritici, frammenti di alghe incrostanti, di bivalvi ed echinodermi.

Nel complesso la Scaglia Rossa si presenta ben stratificata, con spessori variabili da medi a spessi. Frequente è la presenza di *slumps*, in particolare nella porzione superiore della formazione; in affioramento si rinvengono tutti i passaggi di questo fenomeno: dai pacchi di strati debolmente deformati, a quelli caoticizzati fino a veri e propri depositi da *debris flow* (ALVAREZ *et alii*, 1985); questi fenomeni sono particolarmente ben visibili nell'area della Gola del Furlo.

Fig. 19 - *Strutture sedimentarie nelle torbiditi della Scaglia Rossa; questa torbidite mostra un livello basale Tb calcarenitico ed un livello sommitale Tc a laminazione incrociata. Lo spessore complessivo è di circa 20 cm.*

PROGETTO CARG

Il passaggio alla sovrastante formazione della scaglia variegata è graduale ed avviene in pochi metri, passando dalle litofacies calcareo e calcareo marnose a quelle più tipicamente marnose. In campagna il limite, non sempre facilmente identificabile, è stato posto in corrispondenza dell'ultimo livello di selce rossa.

Caratteristica di questa unità è la frammentazione in piccole scaglie sotto l'azione geliva degli agenti esogeni; sui fianchi dei rilievi dove affiora questa formazione (Monte Paganuccio, Monti delle Cesane, ecc.), si rinvengono estese coltri detritiche dello spessore che talvolta supera i 10 metri. La stessa composizione dei depositi alluvionali è fortemente influenzata da questo fenomeno.

L'analisi micropaleontologica ha consentito di distinguere due intervalli separati da un netto ricambio faunistico. L'associazione del primo intervallo è caratterizzata da *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI), *M. sigali* (REICHEL), *M. pseudolinneiana* (PESSAGNO), *Dicarinella concavata* (BROTZEN) *D. asymetrica* (SIGAL), *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *G. bulloides* VOGLER, *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ), *G. elevata* (BROTZEN), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Radotruncana calcarata* (CUSHMAN), *Globotruncanella* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Gansserina gansseri* (BOLLI), *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN), *Racemigumbelina* sp., *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI) e heterohelicidi.

Nell'intervallo superiore si rinvengono: *Parasubbotina pseudobulloides* PLUMMER, *Subbotina triloculinoides* PLUMMER, *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA), *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN), *Morozovella acutispira* (BOLLI & CITA), *M. occlusa* (LOEBLICH & TAPPAN), *Globanomalina pseudomenardii* (BOLLI), *Igorina albeari* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Morozovella acuta* (TOULMIN), *Acarinina aquiensis* (LOEBLICH & TAPPAN), *M. aragonensis* (NUTTALL), *A. bullbrooki* (BOLLI), *Turborotalia frontosa* (SUBBOTINA), *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN) e *Hantkenina* sp.

Il contenuto in nannofossili calcarei della porzione superiore della formazione al passaggio con la scaglia variegata, è costituito da *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967 che domina l'associazione, un olococcolite per il quale è stato adottato il termine "*Lanternithus*" per la sua affinità con questa forma, *Reticulofenestra placomorpha* (KAMPTNER, 1948) STRADNER, 1968, *Ericsonia formosa*, (KAMPTNER, 1963) HAQ, 1971, *Dictyococcites* spp., e più rari *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL, 1954, *D. barbadiensis* TAN, 1927, *Sphenolithus spiniger* BUKRY, 1971, *S. radians* DEFLANDRE, 1952. Questa associazione può essere attribuita alla parte inferiore dell'Eocene medio.

Lo spessore della formazione mostra una notevole variabilità, compresa fra 250 e 450 metri; gli spessori maggiori si rinvengono nelle aree dove sono diffusi i de-

PROGETTO CARG

positi detritici e *slump*. Queste diversificazioni sono legate agli originari ambienti deposizionali di scarpata o dorsale nel caso di spessori ridotti, di depressioni nel caso di spessori maggiori (MONTANARI *et alii*, 1989).

L'età va dal Turoniano inferiore p.p. al Luteziano inferiore p.p.

11. - SCAGLIA VARIEGATA (VAS)

La scaglia variegata è costituita da alternanze di calcari marnosi, marne calcaree e marne, di colore rosso-vinaccia, rosa, bianco e grigio-verde, in strati di spessore da sottile a medio (Fig. 20). In alcuni livelli, posti nella parte intermedia, alternati ai calcari marnosi grigi sono stati rinvenuti livelli biodetritici ricchi di foraminiferi bentonici (come ad esempio nell'area di Monte Varco).

Il limite superiore dell'unità è stato posto in corrispondenza della scomparsa dell'ultimo livello rossastro e della presenza delle marne grigio-verdi, litofacies tipica della formazione della Scaglia Cinerea.

Sulla base dei caratteri cromatici e, subordinatamente di quelli litologici, risulta possibile suddividere la formazione della scaglia variegata in tre litofacies, e precisamente: litofacies inferiore rosso-vinaccia; litofacies intermedia grigio-verdastra; litofacies superiore rossastra (GUERRERA *et alii*, 1988).

Fig. 20 - *Tipici caratteri di affioramento della scaglia variegata, lungo la strada che da Canavaccio conduce sulla dorsale dei Monti delle Cesane.*

PROGETTO CARG

Nell'area del foglio questa suddivisione è identificabile solo in prossimità di Calmancino, a sud di Canavaccio (sezione stratigrafica Campo di Cucco) dove l'unità affiora per tutto il suo sviluppo. Questa suddivisione non è però stata usata ai fini cartografici per la difficoltà di identificazione in campagna e, soprattutto, a causa del suo esiguo spessore. La formazione della scaglia variegata non supera infatti i 40 metri.

L'associazione a foraminiferi è spesso mal conservata e la maggior parte delle forme è stata definita in base allo studio in sezione sottile. Dal punto di vista micropaleontologico è stata riconosciuta la seguente associazione a foraminiferi: *Acarinina bullbrooki*, *Globigerinatheka senni* (BECKMANN), *G. kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *G. index* (FINLAY), *G.* spp., *Hantkenina* spp., *Morozovella aragonensis*, *M. lehneri* (CUSHMAN & JARVIS), *M. spinulosa*, *Planorotalites* sp., *Pseudohastigerina* spp., *Subbotina* spp., *Truncarotaloides rohri* BRÖNNIMANN & BERMUDEZ *T. topilensis* (CUSHMAN), *Turborotalia frontosa*, *T. pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI), *T. cerroazulensis* (COLE), *T. cocoaensis* (CUSHMAN) e rari foraminiferi bentonici.

L'associazione a nannofossili calcarei contenuta in questa unità ne ha permesso l'attribuzione all'Eocene medio. Sono state infatti rinvenute le seguenti specie: *Rhabdosphaera inflata* BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961, *Nannotetrina* sp., *Sphenolithus furcatolithoides* LOCKER, 1967, *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI, 1968, *Chiasmolithus grandis* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954) RADOMSKI, 1968, *Chiasmolithus solitus* (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) LOCKER, 1968, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL, 1971, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Pseudotriquetrorhabdulus inversus* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) WISE, 1976.

L'età della formazione è compresa tra il Luteziano inferiore p.p. e il Priaboniano p.p.

12. - SCAGLIA CINEREA (SCC)

La formazione della Scaglia Cinerea chiude la sedimentazione cretacico-paleogenica ed è caratterizzata da un significativo aumento del contributo terrigeno che connoterà l'individuazione dell'avanfossa appenninica.

La formazione della Scaglia Cinerea è stata inclusa tra le unità tradizionali pubblicate nel volume 7, fascicolo VI dei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia (CITA *et alii*, 2007a).

Questa unità è costituita da marne calcaree, marne e marne argillose di colore grigio e grigio-verde, con stratificazione spesso obliterata dal diffuso clivaggio.

PROGETTO CARG

Le litofacies marnoso-calcaree prevalgono nella porzione inferiore, mentre quella superiore è caratterizzata dalla prevalenza dei litotipi marnoso-argillosi (Fig. 21). Il limite inferiore, come già detto, è posto in corrispondenza della scomparsa dei livelli rosati o violacei della scaglia variegata; il passaggio all'unità stratigraficamente superiore del Bisciaro è stato posto in corrispondenza dell'aumento della componente calcarea e della presenza di selce nera diffusa ed in livelli. In letteratura il limite superiore è posto in corrispondenza del livello vulcanoclastico "Raffaello" (COCCIONI *et alii*, 1989; COCCIONI & MONTANARI, 1994), correlabile regionalmente in tutta l'area umbro-marchigiana, che cade immediatamente sopra il limite Oligocene-Miocene.

L'associazione a foraminiferi è costituita da *Hantkenina* spp., *Turborotalia cerroazulensis*, *T. cocoaensis*, *Chiloguembelina cubensis* (PALMER), *Pseudohastigerina* spp., *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *C. unicavus* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *C. ciperoensis* (BLOW & BANNER), *Paragloborotalia opima* (BOLLI), *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Heterolepa* sp.

Lo studio dei nannofossili calcarei contenuti nei campioni prelevati in questa formazione ha permesso l'attribuzione a un'età compresa tra l'Eocene superiore p.p.

Fig. 21 – *Affioramento di Scaglia Cinerea in località S. Anna, Monte Verde.*

PROGETTO GEOLOGICO

e l'Oligocene. L'associazione fossilifera rinvenuta, in genere abbondante ed in discreto stato di conservazione, è costituita da: *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *S. pseudoradians* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *S. moriformis, Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE, 1954, *Ilselithina fusa* ROTH, 1970, *Ericsonia obruta* PERCH-NIELSEN, 1971, *Reticulofenestra umbilica*, *Lanternithus* spp., *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Dictyococcites bisectus*, *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER 1970) WISE, 1973, *C. floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971, *Helicosphaera* spp.

Dai dati di letteratura lo spessore della formazione nel bacino umbro-marchigiano risulta compreso fra 90 e 250 metri. Nell'area del foglio non si rinvengono affioramenti che espongono in maniera continua la formazione in quanto generalmente, proprio per le sue caratteristiche litologiche, essa risulta ricoperta da estesa vegetazione.

La formazione della Scaglia Cinerea è riferita al Priaboniano p.p. – Aquitaniano p.p.

SUCCESSIONE MIO-PLEISTOCENICA

Durante il Miocene vengono a modificarsi le condizioni ambientali di uniformità che avevano caratterizzato il bacino umbro-marchigiano durante tutto il Cretacico ed il Paleogene.

Questo bacino viene infatti progressivamente coinvolto nella fase deformativa che, procedendo da SW verso NE, modifica la morfologia del fondo marino; la migrazione verso est del depocentro dell'avanfossa dà luogo alla formazione di diversi bacini sedimentari (bacino toscano, bacino umbro, bacino marchigiano interno, bacino marchigiano esterno, di età via via più giovane (BOCCALETTI *et alii*, 1986).

La migrazione verso oriente del sistema catena-avanfossa condiziona quindi la sedimentazione miocenica. Il bacino umbro-marchigiano assume in questo periodo i caratteri di una avanfossa torbiditica. La parte basale di questa porzione della successione è costituita dai termini pelagici ed emipelagici del Bisciaro e dello Schlier che rappresentano i depositi di rampa che precedono la sedimentazione torbiditica della formazione marnoso arenacea marchigiana.

13. - BISCIARO (BIS)

La formazione del Bisciaro è caratterizzata da una alternanza di calcari e calcari marnosi scuri e marne calcaree e marne argillose grigie; presenti noduli e liste di selce nera, spesso diffusa, soprattutto alla base dell'unità. Lo spessore degli strati

PROGETTO CARG

va dal sottile al medio e non sono evidenti strutture sedimentarie; il passaggio fra gli strati è perlopiù graduale ed è del tutto assente una gradazione al loro interno (Fig. 22).

Sono presenti inoltre livelli vulcanoclastici, spesso calcitizzati, a composizione riolitica e riodacitica (GUERRERA, 1977; GUERRERA *et alii*, 1986), dispersi nelle litofacies carbonatiche, di colore bianco-grigiastro e grigio scuro, talvolta alterati in livelli ocracei, di spessore variabile dai 5 ai 50 centimetri. La profonda alterazione delle vulcanoclastiti originarie è la probabile causa della formazione di

Fig. 22 – *Affioramento di Bisciaro sul versante settentrionale di Monte Verde, lungo il fiume Candigliano.*

PROGETTO CARG

noduli di idrossidi di ferro, che si rinvengono piuttosto frequentemente proprio in questi livelli ocracei. L'analisi sedimentologica delle vulcanoclastiti (GUERRERA *et alii*, 1986) ne ha evidenziato la sedimentazione diretta, sotto forma di piroclastiti.

La formazione del Bisciaro è stata inclusa tra le unità tradizionali pubblicate sul volume 7, fascicolo VI dei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia (CITA *et alii*, 2007a).

Il limite superiore della formazione è posto in letteratura in corrispondenza del

livello vulcanoclastico "Piero della Francesca" (COCCIONI & MONTANARI, 1994); nell'area in esame si è invece usato, come limite stratigrafico, il rapporto calcari/marne identificando il passaggio dai litotipi calcareo-marnosi, grigi e grigio-verdastri del Bisciaro ai litotipi marnoso-argillosi, grigio-azzurri dello Schlier al raggiungimento del rapporto 1/1.

Il contenuto faunistico consiste in rari bivalvi, radioli di echinidi, denti di pesci, nannofossili calcarei, foraminiferi e radiolari; diffusa è la bioturbazione, con tracce di *Zoophycos e Cylindrites*.

L'associazione micropaleontologica è rappresentata da *Globorotalia acrostoma* WEZEL, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. altiaperturus* BOLLI, *Globoquadrina dehiscens*, *Gyroidina soldanii* (D'ORBIGNY), *Planulina renzi* CUSHMAN & STAINFORTH, *Uvigerina* spp., radiolari, resti di echinodermi, ittiodontoliti e bivalvi (Zona a *Globoquadrina dehiscens* - *Catapsydrax dissimilis*/Subzona a *Globigerinoides altiaperturus* - *Catapsydrax dissimilis*).

I campioni esaminati presentano un'associazione a nannofossili abbastanza ricca anche se non ben conservata; talora sono presenti diatomee. L'associazione è costituita da: *Sphenolithus belemnos* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Sphenolithus* spp., *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *H. ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *H. mediterranea* MULLER, 1981, *Coccolithus pelagicus*, *C. miopelagicus* BUKRY, 1971, *Dicytococcites* spp. e *Reticulofenestra* spp.

I campioni raccolti nella porzione superiore hanno permesso di individuare la zona MNN3a (FORNACIARI & RIO, 1996), la subzona a *G. altiaperturus* / *C. dissimilis* e la zona a *G. trilobus* (IACCARINO, 1985) indicative del Burdigaliano p.p.; in questo intervallo è presente un livello vulcanoclastico di alcuni metri di spessore.

Lo spessore della formazione nell'area del foglio risulta essere compreso fra 15 e 80 metri.

L'età del Bisciaro è Aquitaniano p.p. – Burdigaliano p.p.

14. - SCHLIER (SCH)

La formazione dello Schlier è costituita in prevalenza da marne e marne argillose e subordinatamente da marne e marne calcaree biancastre. Questa unità è caratterizzata dalla presenza di due litofacies: quella inferiore è a prevalenza marnoso-calcarea, ed è distinta da strati spessi di marne calcaree grigie, frequentemente bioturbate; la litofacies superiore è costituita prevalentemente da marne-argillose grigio-verdastre, in strati di spessore medio (10-30 cm), spesso alterata da un clivaggio diffuso e dalla degradazione. La litofacies inferiore può mancare o essere ridotta a pochi metri di spessore.

PROGETTO CARG

Anche la formazione dello Schlier è stata inserita tra le unità tradizionali pubblicate nel volume 7, fascicolo VI dei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia (CITA *et alii*, 2007a).

In prossimità del passaggio stratigrafico con la sovrastante formazione marnoso arenacea marchigiana (FAM) si rinvengono livelli di peliti bruno-nerastre, tipo *black-shales* (ad es. nei pressi dell'abitato di La Torre) in cui è stata rinvenuta una fauna oligotipica costituita da *Chilostomella oolina* SCHWAGER.

Il passaggio all'unità sovrastante è stato identificato con la comparsa del primo strato arenaceo.

L'analisi di facies porta a concludere che questa formazione consiste in un sedimento terrigeno emipelagico deposto in ambiente di piattaforma d'avampaese.

La microfauna è caratterizzata da *Praeorbulina glomerosa curva* (BLOW), *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globorotalia peripheroronda* BLOW & BANNER, *Gl. gr. scitula*, *Gl. gr. menardii*, *Globigerinoides sacculifer* BRADY, *G. obliquus* BOLLI, *G. obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ, *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Uvigerina barbatula* MACFADYEN, *Siphonina reticulata* (CZJZEK). La presenza di queste forme è indicativa di un'età che va dal Langhiano al Tortoniano.

L'analisi di alcuni campioni raccolti ha fornito microfaune a nannofossili calcarei indicative del Serravalliano (zone MNN6 e MNN7 di FORNACIARI *et alii*, 1996). Sono state infatti rinvenute le seguenti specie: *Calcidiscus premacintyrei* THEODORIDIS, 1984, *C. macintyrei* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) LOEBLICH & TAPPAN, 1978, *Helicosphaera walbersdorfensis* MULLER, 1974, emend. THEODORIDIS 1984, *H. carteri*, *Coccolithus miopelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969.

Lo spessore di questa formazione, così come confermato dai dati di letteratura, è variabile da luogo a luogo in relazione a diverse cause: morfologia del fondo marino, eteropia di facies, azione erosiva dei flussi gravitativi ad elevata concentrazione. Lo Schlier inoltre risulta essere coinvolto nella maggior parte delle deformazioni che interessano l'area, così che è estremamente difficile valutarne lo spessore reale. Una stima sullo spessore della formazione conduce a valori compresi tra 50 e 300 m.

L'età della formazione è Burdigaliano p.p. – Tortoniano p.p.

15. - FORMAZIONE MARNOSO ARENACEA MARCHIGIANA (FAM)

Stratigraficamente sopra la formazione dello Schlier poggiano depositi di natura torbiditica sedimentatisi in un ambiente di "avanfossa complessa" (RICCI LUCCHI, 1986); si tratta di arenarie, marne e silt frutto della rielaborazione di materiale proveniente da aree di piattaforma continentale, mobilizzati da processi gravitativi.

PROGETTO CARG

Queste torbiditi, di provenienza alpina (CENTAMORE *et alii*, 1978; ARDANESE *et alii*, 1987), costituiscono il riempimento di depressioni strette ed allungate definite "conoidi affogate" da RICCI LUCCHI (1975) e CENTAMORE *et alii* (1978) generate dalla migrazione verso est dell'avanfossa appenninica. La morfologia delle depressioni e la geometria degli apparati distributori condizionano in maniera notevole lo sviluppo dei corpi arenacei che vi si depositano.

La formazione marnoso arenacea marchigiana rappresenta la più importante unità torbiditica dell'Appennino marchigiano settentrionale; risulta caratterizzata da una prevalenza di corpi arenacei quasi sempre amalgamati, prevalentemente di colore giallastro, con intercalazioni di livelli argillosi grigi. Come detto in precedenza la tipologia di questi depositi fa pensare ad una messa in posto di tipo gravitativo con fenomenologie tipo *high density turbidites* deposte in sistemi canalizzati che impedivano ai corpi sabbiosi una espansione laterale e che, di conseguenza, causavano un accrescimento dei depositi con un *trend* ciclico complesso, in geometrie lobate.

Nell'area del foglio 280 *Fossombrone* della formazione marnoso arenacea marchigiana affiora il solo membro di Urbino (FAM_2).

15.1. - MEMBRO DI URBINO (FAM_2)

Il membro di Urbino della FAM è composto da una alternanza arenaceo-pelitica con rapporto A/P passante da valori di circa 1/3 fino a 3/1. Le arenarie vanno da fini a grossolane e sono quasi sempre poco cementate; gli strati variano da sottili a spessi.

Questa unità si presenta in *paraconformity* sulla formazione dello Schlier. Il contatto è marcato da un brusco cambiamento di facies (da marne-argillose ad arenarie massive amalgamate).

Il membro di Urbino nel passato veniva indicato come arenarie di Urbania (ARDANESE *et alii*, 1987; CANTALAMESSA *et alii*, 1986), corrispondenti alle "molasse e marne" di SELLI (1954), alle "molasse grossolane" di RUGGERI (1970), alle "alternanze di arenarie e argille" di CARLONI *et alii* (1971).

Questa unità potrebbe essere distinta in tre diverse litofacies in base al rapporto arenaria/pelite ed all'associazione di facies, usando il criterio di classificazione proposto da MUTTI & RICCI LUCCHI (1972); a causa però della scarsa qualità degli affioramenti e del ridotto spessore, tale suddivisione, nel foglio Fossombrone, non è stata effettuata.

La porzione basale dell'unità, pelitico/arenacea, è costituita da alternanze di banchi pelitici grigi laminati con frustoli vegetali e strati arenacei ocra, ed è contraddistinta da un rapporto arenaria/pelite compreso fra 1/1 e 1/3. Questa litofacies

PROGETTO CARG

è caratterizzata da alternanze di peliti ed arenarie in strati piano paralleli, continui alla scala dell'affioramento. Lo spessore degli strati arenacei è compreso fra 3 e 40 cm. In termini della sequenza di Bouma il termine più rappresentativo è Tc-e (sequenza modale). Nelle strutture basali sono sviluppati i *tool marks*. Frequenti le impronte interlaminari, in particolare in corrispondenza di lamine ricche in matrice pelitica e frustoli carboniosi. Può essere schematicamente inquadrata nella litofacies D, pelitico/arenacea I di MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972.

I campioni raccolti non hanno fornito fossili significativi.

La parte intermedia dell'unità è contraddistinta dall'alternanza di arenarie e peliti in rapporto compreso fra 3/1 e 1/1. I termini arenacei si presentano in strati molto spessi passanti a banchi, grigi o avana, di spessore compreso fra 100 e 200 cm, con gradazione scarsa o assente, quasi ovunque privi di indicatori utili per la direzione delle paleocorrenti (solo in due casi sono stati misurati *tool marks* orientati N40W). Talora la frazione fine delle arenarie contiene pteropodi, ostracodi, ichnofauna, resti di pesci e vegetali. Le arenarie sono alternate a peliti grigie, tendenti a silt, spesso laminate, di spessore compreso fra 30 e 150 cm; le superfici degli strati sono regolari, continue alla scala dell'affioramento (Figg. 23, 24).

L'associazione a nannofossili calcarei, generalmente abbondante e in discrete condizioni di conservazione, è costituita da: *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL, 1971) GARTNER & BUKRY, 1975, *A. delicatus* GARTNER & BUKRY, 1975, *Discoaster brouweri* TAN, 1927 emend. BRAMLETTE & RIEDEL, 1954, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963, *Sphenolithus abies* DEFLANDRE, 1954. L'associazione a foraminiferi osservata presenta caratteristiche simili nei diversi campioni; le forme bentoniche sono rappresentate da rari esemplari di *Oridorsalis umbonatus*, *Bolivina* spp., *Melonis* sp. e *Globobulimina* sp.; tra i foraminieri planctonici *Globigerina nepenthes* TODD, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia conomiozea*, *G.dalii*, *G. mediterranea*, *G.* gr. *menardii*, *G.* gr. *scitula*, *G. suterae*, *Orbulina bilobata* e *O. universa*.

Stratigraficamente questa litofacies può essere collocata nell'intervallo Tortoniano p.p.-Messiniano p.p., biozona a Globorotalia conomiozea e zona CN9b (in PAMPALONI *et alii*, 2003) corrispondente alla zona MNN11b dello schema biozonale qui utilizzato.

Alla frazione arenaceo-pelitica appena descritta seguono argille marnose bituminose di colore nerastro o bluastro fittamente laminate, alternate a livelli siltoso/arenacei rossastri e ocra, in strati di spessore compreso fra 2 e 10 cm. I livelli arenacei sono risedimentati e sono organizzati secondo l'intervallo Tc di Bouma, con una debole gradazione. Lungo le superfici di strato si rinvengono talora piccoli cristalli di gesso. Il passaggio dalla sottostante unità è graduale, e com-

PROGETTO CARG

Fig. 23 - *Formazione marnoso arenacea marchigiana, membro di Urbino (FAM_2); alternanze di banchi arenacei e strati argilloso-siltosi laminati, riconducibili ad una litofacies arenaceo/pelitica; località Gallo di Petriano.*

Fig. 24 - *Particolare dell'affioramento in località La Torre in corrispondenza del quale è stata campionata una successione che ha fornito un'associazione fossilifera costituita da pteropodi, ostracodi, ichnofauna, resti di pesci e vegetali.*

PROGETTO CARG

porta una diminuzione del rapporto arenaria/pelite assieme alla comparsa di orizzonti euxinici. La litofacies pelitica è caratterizzata da uno spessore estremamente esiguo e variabile, a testimonianza di una bassa profondità e di una articolata conformazione del bacino di deposizione. Questa unità corrisponde alla "formazione di letto" (SELLI, 1954) o alla "formazione dei Ghioli di Letto" (CONTI, 1989).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da rari bivalvi e da nannofossili calcarei indicanti il Messiniano pre-evaporitico (zona MNN11b).

Lo spessore della formazione marnoso arenacea marchigiana è variabile, e si aggira attorno ai 300-350 metri.

Stratigraficamente sopra la formazione marnoso arenacea marchigiana poggia, attraverso una superficie di *unconformity*, la formazione di Sapigno.

Questa unità si trova inoltre in parziale eteropia con la formazione del tripoli e marne tripolacee (Petriano, Monteguiduccio, Montemontanaro), che rappresenta poi l'equivalente laterale nell'intero settore nord-orientale del foglio.

16. - TRIPOLI E MARNE TRIPOLACEE (TPE)

In letteratura questa unità è stata definita "formazione del tripoli" o "marne tripolacee" (SELLI, 1954; SAVELLI & WEZEL, 1978; INVERNIZZI *et alii*, 1995) per la presenza dei livelli diatomitici intercalati, posti soprattutto nella parte superiore dell'unità. La porzione inferiore dell'unità presenta i caratteri già incontrati nei termini silicoclastici torbiditici della formazione marnoso arenacea marchigiana affiorante sul versante orientale dei Monti delle Cesane, con la quale questa unità si trova in eteropia.

La formazione è costituita da una alternanza di strati siltoso-arenacei e argillosi, in rapporto variabile fra loro. La parte basale presenta un elevato rapporto arenaria/pelite con banchi di arenaria grigio e ocra chiaro, spessi fino a 5 metri.

Nell'area di Gallo - Petriano la sequenza torbiditica basale è interrotta, per una decina di metri, da alternanze di peliti euxiniche scure, laminate, contenenti livelli lignitiferi, resti di pesci e vegetali e di subordinati livelli arenacei ocra. La successione riprende con le litologie arenacee prevalenti ed alcuni strati arenacei sono caratterizzati dalla presenza di livelli lignitiferi con frammenti di dimensioni decimetriche, intercalati a peliti talvolta euxiniche, ed a sottili strati di calcilutiti biancastre che preludono alla comparsa dei primi livelli diatomitici (area industriale di Gallo).

All'unità basale finora descritta, fanno seguito alternanze di arenarie fini e siltpelitici grigio-azzurro, fittamente laminate, a luoghi varvate, con intercalati livelli diatomitici di spessore compreso fra 2 e 20 cm; nelle diatomiti si rinvengono resti

PROGETTO CARG

di pesci e vegetali mentre nelle peliti e nei silt sono presenti echinodermi, lamellibranchi e tracce organiche (SIRNA & VENTURA, 1997).

Nel settore nord-orientale del foglio sono diffusi banchi arenacei quasi sempre amalgamati; i rari interstrati pelitici sottili, grigio scuri, sono spesso intercalati con livelli millimetrici di silt biancastro (Fig. 25). È stata evidenziata la presenza di numerosi fenomeni gravitativi (*slump*) intraformazionali, che alcuni Autori (INVERNIZZI *et alii*, 1995) identificano come "orizzonte guida" costituito da alternanze pelitico-siltose di spessore da decimetrico a metrico (Fig. 26).

A differenza da quanto segnalato da altri Autori (INVERNIZZI *et alii*, 1995), nell'area del foglio non sono state rinvenute intercalazioni di gessi risedimentati nei livelli diatomitici.

Lo studio delle associazioni fossili indica un'età messiniana, mentre le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute, scarse ed in cattive condizioni di conservazione, indicano una generica età miocenica.

L'età, desunta dalla letteratura, è riferibile al Messiniano inferiore (pre-evaporitico).

Fig. 25 - *Banchi verticalizzati di arenarie medio-fini alternati a livelli pelitico-diatomitici (località Ripalta di Cartoceto).*

PROGETTO CARG

Fig. 26 - Slump *nella formazione del tripoli e marne tripolacee (località Monte Marino).*

17. - FORMAZIONE DI SAPIGNO (GNO)

Questa formazione, la cui denominazione viene proposta da ROVERI & MANZI in CITA *et alii*, (2007b) nell'ambito della definizione della stratigrafia della parte alta del Messiniano per quest'area dell'Appennino ad identificare le evaporiti clastiche risedimentate presenti come unità nel Gruppo della Gessoso-solfifera, si presenta discontinua negli affioramenti ed eterogenea nei caratteri litologici e sedimentologico-petrografici. Può presentarsi sia in facies pelitiche che arenaceo-siltose, peraltro non distinguibili dalle unità che la precedono o che la seguono se non per la presenza del gesso e dei calcari dolomitici con lamine stromatolitiche. E' caratterizzata infatti da livelli decimetrici di silt grigi e ocra e da marne laminate bianche, brune e grigio scuro, con rare intercalazioni di calcari dolomitici grigi a grana fine, con lamine stromatolitiche, cariati ("calcare di base" Auct.) e di gesso nodulare a mosaico (*chickenwire*), gessareniti, gesso balatino (Fig. 27) e gesso microcristallino (OGNIBEN, 1957). Solitamente il gesso si presenta in blocchi isolati e rimaneggiati dalle attività agricole oltre che dagli agenti naturali e quindi apparentemente poco significativo a causa delle condizioni della sua giacitura.

PROGETTO CARG

Fig. 27 - *Affioramento della formazione di Sapigno nella litofacies di gesso balatino (località Petriano).*

La parte alta della formazione, al passaggio con la Formazione a Colombacci, è talvolta caratterizzato dalla presenza di accumuli gravitativi (*slump*), costituiti da arenarie a grana media con inclusi di gesso rimaneggiato. Di particolare interesse è quello rinvenuto in prossimità del centro abitato di La Torre, nell'area occidentale del foglio, messo in luce da un recente sbancamento.

Per i motivi finora esposti lo spessore della formazione è di difficile valutazione, e risulta variabile da 0 a 50 metri.

Dai dati di letteratura l'età risulta essere Messiniano p.p.

18. - FORMAZIONE DI S. DONATO (FSD)

La formazione di San Donato affiora esclusivamente nel settore nord-orientale del foglio; è costituita da prevalenti strati arenacei medi e spessi, di colore beige e grigio, a stratificazione piano parallela frequentemente amalgamati e alternati ad argille marnose grigiastre.

La base degli strati medio-sottili è caratterizzata dalla presenza di impronte di fondo (Fig. 28), intraclasti argillosi (*clay chips*), livelli e tasche microconglome-

PROGETTO CARG

Fig. 28 - *Impronte di fondo negli strati arenacei della formazione di San Donato.*

PROGETTO CARG

ratiche; le strutture sedimentarie sono rappresentate da laminazioni convolute e da lobi da carico (*load-casts*, Fig. 29) convessi verso l'alto, talvolta soggetti ad effetti di trascinamento o attrito (*flowage* o *drag*). Gli interstrati pelitici, grigio scuro, sono spesso intercalati con livelli millimetrici di silt grigio-chiaro.

Questa unità si distingue dall'unità del tripoli e marne tripolacee per l'assenza di diatomiti ed è correlabile con la "formazione di tetto" (SELLI, 1954; CREMONINI & FARABEGOLI, 1978), che ne rappresenta un equivalente laterale argilloso.

L'età di questa unità, desunta dai dati pubblicati in letteratura, è Messiniano superiore.

19. - FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO)

La Formazione a Colombacci si presenta con litofacies diversificate nei diversi settori di affioramento del foglio Fossombrone; è stata inserita tra le unità tradizionali pubblicate nei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia n.7, fascicolo VII (CITA *et alii*, 2007b).

Fig. 29 - *Lobi da carico convessi, soggetti ad effetti di trascinamento o attrito.*

PROGETTO CARG

Nella sinclinale Montecalvo in Foglia - Isola del Piano, questa formazione è costituita da peliti e silt laminati grigi e ocra, e subordinatamente da arenarie fini, in strati sottili, con laminazione piano parallela; a luoghi si riscontra la presenza di arenarie fini con laminazioni molto sottili (tipo varve). Sono inoltre presenti calcari evaporitici biancastri ("colombacci"), in strati sottili intercalati ciclicamente, solitamente sterili dal punto di vista fossilifero. Questi calcari possono essere interpretati come il prodotto di deposizione chimica in ambiente lacustre durante le fasi di stasi degli apporti terrigeni.

Nel settore del bacino Monte Luro - Monte delle Forche (Mombaroccio - Cartoceto) la formazione è costituita da strati arenacei spessi e molto spessi di colore giallastro e ocra, intercalati a livelli pelitici grigio chiaro a laminazione piano-parallela in strati sottili, spesso bituminosi. La base degli strati arenacei, caratterizzati da una gradazione poco distinguibile è spesso erosiva, ed è talvolta caratterizzata dalla presenza di intraclasti argillosi e concentrazioni di granuli grossolani. Tra le strutture sedimentarie si individuano laminazione ondulata e parallela, lobi di carico (*load casts*) convessi verso l'alto, talvolta soggetti ad effetti di trascinamento o attrito (*flowage* o *drag*) (Fig. 30).

Fig. 30 - *Strutture di carico e concentrazioni di elementi clastici alla base delle porzioni arenacee della Formazione a Colombacci.*

PROGETTO CARG

In questo settore sono presenti frequenti livelli di calcari nodulari poco cementati (tipo *caliche*), mentre sono più rari i livelli calcarei evaporitici ("colombacci" s.s.). L'origine dei noduli non è ancora stata chiarita; si tratta di *nodular bedding*, con giunti di strato irregolari e frastagliati ma che conservano un certo parallelismo. Presumibilmente i noduli calcarei derivano da precipitazione chimica per evaporazione dell'acqua; gli strati argilloso-siltosi derivano da acque dolci continentali che facevano diminuire la salinità e quindi la sedimentazione evaporitica.

Questa formazione, in campagna, è difficile da distinguere dalla sottostante unità del tripoli e marne tripolacee, se non per l'assoluta mancanza di intercalazioni diatomitiche.

Nelle sezioni studiate in questo settore non sono stati riscontrati indizi utili a riconoscere eventuali contatti erosivi all'interno della Formazione a Colombacci o altre discontinuità già segnalate da altri Autori (SAVELLI & WEZEL, 1978; INVERNIZZI *et alii*, 1995).

Nell'area di Sant'Ippolito - Montemaggiore al Metauro, la formazione è carat-

terizzata dalla presenza di intercalazioni di livelli pelitici e, più raramente, conglomeratici, distinti in carta nella litofacies FCO_2.

Il passaggio tra la Formazione a Colombacci e le sovrastanti Argille Azzurre è posto immediatamente dopo l'ultimo livello di calcari evaporitici. A causa della cattiva esposizione del limite non è stato possibile determinare se tale contatto sia di tipo concordante o discordante.

Anche se la maggior parte dei campioni raccolti è risultata sterile sono presenti livelli con foraminiferi oligotipici (*Ammonia tepida* (CUSHMAN) e *Bolivina dilatata*) e con ostracodi di ambiente salmastro o dulcicolo (*Loxoconcha djaffarovi* SCHNEIDER e *L. agilis*); tra i nannofossili si rinvengono *Amaurolithus delicatus* e *Amaurolithus* spp. Tali associazioni indicano un'età riferibile al Messiniano superiore e più precisamente alla "*non distinctive Zone*".

Lo spessore della formazione risulta essere compreso fra 200 e 450 metri.

L'età della Formazione a Colombacci è Messiniano superiore.

20. - ARGILLE AZZURRE (FAA)

Con questo nome è stata cartografata la successione plio-pleistocenica prevalentemente pelitica entro la quale, a diverse altezze stratigrafiche, si riconoscono corpi litologicamente distinti (membri e litofacies).

Questa formazione è stata inserita tra le unità tradizionali pubblicate nel vol. 7 fascicolo VII dei Quaderni serie III del Servizio Geologico d'Italia (CITA *et alii*, 2007b).

La formazione è costituita prevalentemente da argille e argille siltose grigio-azzurre, a stratificazione evidente solo in presenza di lamine o sottili livelli siltoso-sabbiosi; dove la frazione siltoso-sabbiosa è molto ridotta mostrano frattura concoide (Fig. 31). Talora la stratificazione appare completamente obliterata dall'intensa bioturbazione.

La formazione poggia sulla Formazione a Colombacci attraverso un contatto generalmente discordante; nel settore nord-occidentale del foglio tale passaggio non è marcato da una discordanza evidente ma può essere interpretato come paraconcordante (trasgressione "acqua su acqua", RICCI LUCCHI *et alii*, 1982).

Nella porzione inferiore della formazione l'associazione a nannofossili è costituita da *Discoaster tamalis* KAMPTNER, 1967, *D. asymmetricus* GARTNER, 1969 e *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER, 1963) GARTNER, 1969 indicativi della zona MNN14-15/MNN16a.

L'associazione micropaleontologica è rappresentata da *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ, *Gl. puncticulata* D'ORBIGNY, *Gl. bononiensis* DONDI, *Gl. crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER), *Gl. inflata* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides*

PROGETTO CARG

Fig. 31 - *Argille Azzurre, Cava Alan Metauro, Cartoceto.*

obliquus extremus, *G. elongatus* (D'ORBIGNY), *Globigerina calabra* COLALONGO & SARTONI, *Uvigerina rutila*, *U. mediterranea* HOFKER, *Brizalina alata* (SEGUENZA), *Bulimina marginata* D'ORBIGNY e da resti di echinodermi.

All'interno della successione pelitica sono stati distinti e cartografati corpi in cui la componente arenacea risulta abbondante o prevalente; per alcuni di essi è stato possibile, grazie ai dati biostratigrafici, o per continuità con aree limitrofe, l'attribuzione a membri già riconosciuti a livello regionale. Quando i dati biostratigrafici, l'estensione areale e la continuità laterale non hanno consentito un'attribuzione univoca, si è preferito definire come unità informali (litofacies) anche quei corpi che in precedenti lavori sono stati definiti come formazioni.

L'età di FAA è riferibile al Pliocene inferiore p.p.- Pleistocene inferiore p.p. (Zona a *Globorotalia margaritae* - Zona a *Globigerina cariacoensis*).

Litofacies arenacea (FAAa)

Le arenarie attribuite a questa litofacies corrispondono alle arenarie di Castelleone di Suasa del foglio 291 *Pergola*. Nell'ambito del foglio, e allo stato attuale delle

PROGETTO CARG

conoscenze, si è preferito utilizzare un termine informale poichè le campionature eseguite alla base e al tetto del corpo arenaceo hanno determinato un'attribuzione al Pliocene superiore che non trova corrispondenza con i membri delle Argille Azzurre già riconosciuti in altre zone dell'area marchigiana; inoltre in aree limitrofe (foglio 281 *Senigallia*) tale corpo non mostra una evidente continuità.

La litofacies è costituita da arenarie giallastre, a granulometria da media a grossolana, da gradate a massive per amalgamazione, generalmente a debole cementazione, caratterizzate da laminazione piano-parallela e ondulata, con intercalazioni di livelli pelitici e pelitico-sabbiosi sottilmente laminati.

Gli strati arenacei, da tabulari a cuneiformi, presentano spessori decimetrici (da 10 a 60 cm), più raramente lo spessore arriva a superare il metro per amalgamazione, mentre i livelli pelitici hanno spessori da centimetrici a decimetrici; il rapporto A/P è sempre maggiore di 2. La base degli strati arenacei è erosiva sui sottostanti livelli pelitici.

Il passaggio alle argille sottostanti è marcato da una lieve discordanza.

Lo spessore della litofacies varia da circa 100 m a oltre 200 m spostandosi da nord verso sud.

20.1. - Membro delle arenarie di Borello (FAA_2)

Le arenarie attribuite a questo membro corrispondono alle argille e arenarie di Maestà e alle arenarie di Nidastore del foglio 291 *Pergola*.

Il membro, che affiora estesamente nel settore sud-orientale del foglio, è costituito da arenarie di colore giallastro, da medio-fini a grossolane, a gradazione normale o massive, in strati da medi a spessi, a geometria da tabulare a cuneiforme, con rare e sottili intercalazioni pelitiche. Il rapporto A/P è sempre maggiore di 1.

Quando le strutture non risultano obliterate da fenomeni di amalgamazione si riconoscono laminazione piano-parallela e ondulata nonché sottili livelli pelitici e lag ciottolosi.

Il passaggio alle sottostanti peliti (FAA) è generalmente netto, più raramente graduale, in quest'ultimo caso è segnato dal marcato aumento dello spessore e della frequenza delle intercalazioni arenacee. Il limite superiore è generalmente graduale.

Lo spessore massimo è di circa 300 metri.

L'età del membro è Pliocene inferiore p.p. – Pliocene medio p.p.

20.2. - Membro arenaceo di Montecalvo in Foglia (FAA_8)

Nell'area del foglio affiora solo la porzione più meridionale del membro arenaceo di Montecalvo in Foglia (FAA_8) che raggiunge il suo spessore massimo

PROGETTO CARG

nella zona assiale della sinclinale omonima (a nord-ovest del foglio Fossombrone); in questo foglio è stato distinto in due litofacies: litofacies pelitico-arenacea (FAA_{8b}) e litofacies arenacea (FAA_{8a}).

La litofacies pelitico-arenacea (FAA_{8b}) è costituita da argille fortemente siltose, talora sottilmente laminate, con alternanze di livelli di arenaria fine dello spessore massimo di qualche centimetro. Il rapporto A/P è minore di 1.

La litofacies arenacea (FAA_{8a}) è costituita da strati metrici di arenarie giallastre da medio-fini a grossolane, da mediamente a poco cementate, con nuclei a maggiore cementazione (cogoli). Nonostante le strutture non siano sempre evidenti è possibile osservare laminazione piano parallela, sottili livelli siltosi e livelli di tritume conchigliare e di concentrazione di frustoli vegetali.

L'associazione microfaunistica, rappresentata da *Globorotalia puncticulata*, *Gl. crassaformis*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Anomalinoides helicinus*, *Cibicidoides italicus*, *Uvigerina rutila*, *Buccella frigida granulata* (Di Napoli), è indicativa del Pliocene inferiore e medio.

DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

21. - SINTEMA DI URBISAGLIA (URS)

Il sintema di Urbisaglia costituisce il più antico dei sintemi riconosciuti e distinti nell'ambito del foglio. I depositi attribuiti a tale sintema sono ridotti in lembi di limitata estensione, concentrati in sinistra idrografica delle valli del fiume Metauro (zona di Saltara) e del fiume Cesano (zona di S. Lorenzo in Campo).

È costituito da depositi alluvionali terrazzati rappresentati da ghiaie e ciottoli con sabbie e subordinati limi; l'osservazione diretta dei depositi è resa generalmente difficile dal forte rimaneggiamento indotto dall'attività antropica. In alcuni affioramenti è stato possibile osservare strutture sedimentarie e, localmente, suoli relitti argillificati e rubefatti al tetto dell'unità.

Lo spessore varia da 2 a 20 metri.

Pleistocene inf. ? - medio.

22. - SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO - COLONIA MONTANI (AC)

Il supersintema di Colle Ulivo è presente nell'area del foglio in lembi, talora piuttosto estesi, ubicati lungo il Fiume Cesano (zona di S. Lorenzo in Campo) e il fiume Metauro (zona di Saltara - Calcinelli e Borgo Lucrezia).

I depositi attribuiti a questo supersintema sono generalmente ghiaie e ciottoli di origine alluvionale, prevalentemente calcarei, immersi in matrice sabbiosa; ana-

PROGETTO CARG

logamente ai depositi del sintema di Urbisaglia affiorano esclusivamente lungo la sinistra idrografica dei principali corsi d'acqua (ACI_{bn}).

Studi condotti in aree limitrofe hanno evidenziato che possono essere attribuite al supersintema di Colle Ulivo almeno due unità terrazzate; tuttavia nell'ambito del foglio Fossombrone, vista la limitata e discontinua presenza dei depositi, si è optato per una più generica collocazione nell'ambito del supersintema.

Si segnala comunque la presenza, nella sola area compresa tra Tavernelle e Saltara (Fiume Metauro), di depositi alluvionali disposti su due livelli che potrebbero trovare corrispondenza con i sintemi di Colonia Montani e di Selvatorta (supersintema di Colle Ulivo) già riconosciuti e distinti in altri settori dell'area marchigiana (foglio 292 *Jesi*).

Non essendo disponibili dati cronologici diretti a tale unità viene attribuita l'età riportata in letteratura (COLTORTI & NANNI, 1987): porzione sommitale del Pleistocene medio.

23. - SINTEMA DI MATELICA (MTI)

Questo sintema è senza dubbio quello meglio rappresentato nell'area del foglio sia per l'estensione degli affioramenti che per la varietà degli ambienti deposizionali preservati. Sono riconoscibili: depositi alluvionali terrazzati, estesi non solo lungo le aste dei principali corsi d'acqua (F. Metauro, F. Cesano, T. Tarugo) ma anche lungo le valli dei corsi d'acqua minori (T. Apsa, Rio Puto); depositi alluvionali in facies di conoide, frequenti soprattutto nei settori meridionali a ridosso delle dorsali carbonatiche (Monte Paganuccio, Monte Pietralata, Monti delle Cesane); coltre eluvio-colluviale.

La storia evolutiva del sintema di Matelica è stata oggetto di approfonditi studi (NESCI & SAVELLI, 1986, 1990; SAVELLI *et alii*, 1994; 2002).

L'età del sintema, desunta dai dati di letteratura, è Pleistocene superiore.

23.1.1. - *Deposito alluvionale terrazzato* (MTI_{bn})

I depositi alluvionali terrazzati attribuiti a questo sintema si rinvengono sia in destra che in sinistra idrografica dei principali corsi d'acqua ma, analogamente a quanto avviene lungo tutto il margine adriatico (NANNI & VIVALDA, 1987), presentano maggiore estensione in sinistra idrografica.

I depositi sono costituiti da ghiaie e ciottoli poligenici, eterometrici (da centimetrici a decimetrici), a buon grado di smussamento, scarsamente arrotondati e a matrice sabbiosa abbondante. I clasti, che si presentano generalmente appiattiti

PROGETTO CARG

per la presenza prevalente di litotipi appartenenti alle formazioni della Scaglia Rossa e scaglia variegata, risultano classati ed embriciati, con stratificazione incrociata.

A luoghi si concentrano blocchi (20-30 cm) di Scaglia Rossa e di selce. Sono presenti lenti e livelli di sabbia e limi.

23.1.2. - *Deposito alluvionale e fluvioglaciale* (MTI_b)

Frequenti nell'area di studio sono anche i depositi alluvionali in facies di conoide; questi depositi sono costituiti da ghiaie poligeniche, con clasti da subangolosi ad arrotondati, prevalentemente centimetrici, e locale presenza di blocchi fino a 20-30 cm, scarsamente classati, ad organizzazione non evidente. Le caratteristiche di questi depositi fanno ritenere prevalente la messa in posto mediante movimenti di massa; tuttavia talora sono stati osservati depositi caratterizzati da una buona organizzazione con livelli classati, a diverso contenuto in matrice, e presenza di lenti di clasti di dimensioni fino a decimetriche prive di matrice interpretabili come lobi-setaccio (S. Stefano di Gaifa).

La tipica geometria a ventaglio di tali depositi non sempre è preservata; sono infatti riconoscibili, tra gli altri, depositi riferibili a "conoidi confinate" (SAVELLI *et alii*, 1994) le cui caratteristiche geometriche sono condizionate dal contesto morfologico e strutturale dell'area di sedimentazione.

La tendenza alla formazione di depositi "confinati" è stata interpretata come evidenza di un incremento dell'incisione lineare in relazione ad un accentuarsi del tasso di sollevamento tettonico, che diviene particolarmente significativo a partire dalla fine del Pleistocene medio; in conseguenza di ciò i depositi del Pleistocene superiore si sono sviluppati entro valli strette e profonde che non consentivano la costruzione di corpi dalla tipica geometria a ventaglio (*fan-like*) (SAVELLI *et alii*, 2002). Tali forme sono ben osservabili nell'area di Isola del Piano, sul versante nord-orientale dei Monti delle Cesane, dove è inoltre possibile riconoscere ridottissimi lembi di depositi alluvionali riferibili al supersintema di Colle Ulivo preservati dalla successiva fase di erosione.

23.1.3. - *Coltre eluvio colluviale* (MTI_{b2})

I depositi eluvio-colluviali attribuiti al sintema di Matelica sono costituiti prevalentemente da clasti centimetrici, non cementati, derivanti dallo smantellamento dei versanti, e da una abbondante matrice siltosa. Si presentano generalmente privi di organizzazione e con spessore massimo di alcuni metri. Sono stati distinti lungo il versante sud-occidentale dell'anticlinale dei Monti delle Cesane dove colmano

PROGETTO CARG

e livellano depressioni e vallette sospese prodotte da fenomeni di erosione differenziale al passaggio Scaglia Cinerea - Bisciaro (Monte di S. Marino - Monte Romano - S. Andrea in Primicilio).

24. - SINTEMA DEL MUSONE (MUS)

Questo sintema comprende depositi attribuibili all'Olocene (CALDERONI *et alii*, 2010).

24.1.1. - *Deposito alluvionale terrazzato* (MUS_{bn})

I depositi alluvionali del sintema del Musone sono rappresentati sia dai depositi olocenici presenti all'interno del letto di piena ordinaria dei corsi d'acqua, sia dai depositi terrazzati.

Sono costituiti da ghiaie e ciottoli provenienti prevalentemente dalle formazioni del Bisciaro, della Scaglia Bianca, della Scaglia Rossa e della scaglia variegata; a causa delle caratteristiche litotecniche delle rocce originarie i clasti sono caratterizzati da un arrotondamento piuttosto basso, da smussamento variabile, con forme da discoidali a lama. I clasti sono generalmente immersi in abbondante matrice da sabbiosa fine ad argillosa; sono inoltre frequenti livelli sabbioso-siltosi.

A causa dell'intensa attività antropica, non è mai stato possibile identificare il *fabric* dei depositi; di conseguenza non è possibile trarre informazioni sull'orientazione degli elementi e l'originaria direzione di flusso. Lo spessore varia da 1 a circa 5 metri, ma tali valori sono fortemente condizionati dal forte rimaneggiamento antropico.

Associate ai depositi si rinvengono forme di erosione o di stazionamento dei corsi d'acqua (spianate morfologiche, ecc.).

I depositi alluvionali del sintema del Musone sono presenti, a quote variabili rispetto all'attuale livello di base, sia in destra che in sinistra idrografica, non solo dei principali corsi d'acqua, ma anche dei loro affluenti più piccoli.

24.1.2. - *Deposito di conoide* (MUS_b)

Depositi detritici eterometrici prevalentemente sabbioso - ghiaiosi o ghiaiosi, talora in matrice pelitica, con spessore variabile da pochi decimetri a 10 metri.

25. - DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE (b)

Depositi dei fondovalle attuali costituiti da sedimenti eterometrici, con granulometria dalle ghiaie alle argille, in rapporti variabili. Sono soggetti al rimaneggiamento durante gli eventi alluvionali principali. Spessore 0-10 metri.

PROGETTO CARG

26. - COLTRE ELUVIO COLLUVIALE (b_2)

Depositi prevalentemente siltoso-sabbiosi non cementati, con clasti e blocchi eterometrici dispersi. Generalmente sono del tutto privi di strutture sedimentarie. Spessore compreso fra 2 e 20 metri.

27. - DEPOSITO DI FRANA (a_1)

Depositi di litotipi eterogenei più o meno caotici, delle dimensioni dai blocchi alle argille, con contenuto in matrice variabile. Sono il risultato di movimenti franosi di diverse tipologie con evidenze di movimenti in atto o recenti.

28. - DEPOSITO ANTROPICO (h)

Depositi di natura eterogenea, costituiscono il riempimento di aree soggette ad attività antropica, come ad esempio i grandi piazzali di manovra per le aree di cava.

PROGETTO CARG

VI - TETTONICA

1. - GENERALITÀ

Nel presente capitolo verranno descritte le strutture deformative che, nel tempo, hanno caratterizzato l'evoluzione tettonica dei bacini sedimentari, le successive deformazioni compressive legate alla strutturazione della catena appenninica umbro-marchigiana e, per finire, le strutture dirette legate alle ultime fasi tettoniche distensive.

Durante le varie fasi di rilevamento non sempre è stata possibile la raccolta sistematica dei dati strutturali, sia per la scarsità che per la qualità degli affioramenti; la natura litologica delle formazioni affioranti ed il loro conseguente comportamento meccanico, infatti, non sempre permettono la registrazione delle indicazioni cinematiche delle deformazioni. La mancanza di sistematicità nella raccolta dei dati strutturali non consente una trattazione completa delle deformazioni riscontrate, mentre l'analisi strutturale dell'area del foglio, eseguita congiuntamente alle zone limitrofe, permette di effettuare un inquadramento a scala regionale e di individuare la famiglia strutturale che caratterizza l'area in studio (Fig. 32).

Nell'area del foglio Fossombrone ricade il settore di catena appenninica situato tra l'anticlinale di Acqualagna e la dorsale di Monte Luro – Monte delle Forche, caratterizzata dalla presenza di numerose strutture che coinvolgono i depositi sedimentari meso-cenozoici. Queste strutture presentano, mediamente, una direzione appenninica NW-SE; si tratta di pieghe, anticlinali e sinclinali, faglie dirette e sovrascorrimenti a vergenza nord-orientale con associati retroscorrimenti, che danno luogo a tipiche strutture di *pop-up*. Tali strutture sono attribuibili alla tettonica miopliocenica che ha dato luogo alla strutturazione della catena umbro-marchigiana.

I domini strutturali esterni mostrano una convessità orientale legata al cambia-

PROGETTO CARG

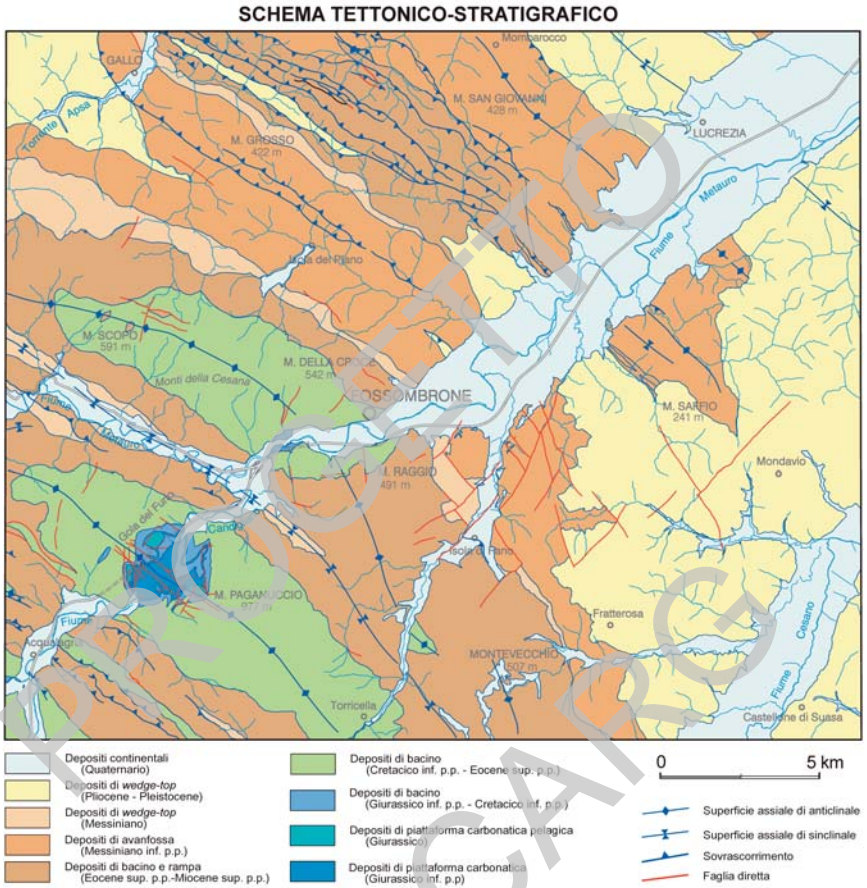


Fig. 32 - *Schema strutturale dell'area del foglio 280 Fossombrone.*

mento nella direzione degli assi strutturali con rotazioni che vanno da NW-SE nella parte settentrionale, fino a NNE-SSW nel settore meridionale.

Le pieghe anticlinali risultano essere asimmetriche con vergenza orientale; le più importanti presentano geometrie di *box-fold*, con zona di cerniera piatta e fianchi ripidi.

La strutturazione delle pieghe è associata a *buckling*, che si è sviluppato in seguito allo scollamento della formazione del Calcare Massiccio sulle Anidriti di Burano; il controllo della geometria del piegamento è dato proprio dalla forma-

zione del Calcare Massiccio, a causa del suo spessore e della sua competenza. Al nucleo di queste anticlinali si sviluppa in genere un piano di sovrascorrimento secondo il modello di *fold-propagation faulting*. A questi sovrascorrimenti possono essere associati anche piani di retroscorrimento in funzione della geometria del piano di faglia principale.

L'analisi dei risultati prodotti dal progetto CROP 03 (PIALLI *et alii*, 1998; BARCHI *et alii*, 2003), mostrano un coinvolgimento del basamento nella deformazione; infatti la posizione di enucleazione delle strutture anticlinaliche ed i sovrascorrimenti di importanza maggiore sono probabilmente associati a discontinuità del basamento, quali ad esempio la presenza di gradini tettonici legati alla strutturazione ercinica o alle fasi distensive.

Le porzioni crostali più superficiali sono coinvolte invece in strutture a luoghi molto complesse, per la presenza di diversi livelli di scollamento superficiali, in corrispondenza delle formazioni delle Marne a Fucoidi, della formazione della Scaglia Cinerea e della formazione dello Schlier. Spesso queste deformazioni si rinvengono sulle regioni sommitali delle anticlinali e sono state interpretate come sviluppo di raccorciamento differenziale del tipo *out of the syncline*.

Le unità carbonatiche basali della successione umbro-marchigiana affiorano in corrispondenza del nucleo delle strutture anticlinaliche maggiori, rappresentate prevalentemente da *box-fold* con il fianco nord-orientale coinvolto in sovrascorrimenti che sormontano le unità silicoclastiche presenti nelle adiacenti strutture sinclinaliche.

L'analisi di queste strutture e dei profili sismici, unitamente al bilanciamento a scala regionale delle sezioni, suggeriscono che un importante livello di scollamento è rappresentato dalle Anidriti di Burano triassiche (CONTI, 1989; DE DONATIS *et alii*, 1998). L'ipotesi di un coinvolgimento nella deformazione del basamento (MENICHETTI & PIALLI, 1986) appare probabile, come risulta anche dai dati ricavati dal profilo CROP 03 (PIALLI *et alii*, 1998; BARCHI *et alii*, 2003). Precedentemente a questi risultati si ipotizzava l'immersione regolare del basamento verso SW, al di sotto degli elementi pellicolari di catena (BALLY *et alii*, 1988; CALAMITA *et alii*, 1994).

L'analisi delle strutture minori mette in luce che la formazione dello Schlier rappresenta uno dei livelli di scollamento principali, mentre agiscono in misura minore le formazioni della Scaglia Cinerea e delle Marne a Fucoidi.

La strutturazione a pieghe determina, durante il Miocene superiore, l'individuazione di aree bacinali "ristrette" nelle quali si assiste alla deposizione sin-tettonica di termini silicoclastici.

Il settore orientale e nord-orientale del foglio Fossombrone è caratterizzato da faglie che interessano sia il substrato pre-quaternario sia i depositi quaternari. Studi a carattere geomorfologico, stratigrafico e strutturale hanno consentito di ricono-

PROGETTO CARG

scere un sistema di faglie *post-thrusting* consistente in segmenti orientati circa nord-sud, a prevalente carattere distensivo e faglie di trasferimento con rigetto obliquo (sinistro-trastensivo) orientate NE-SW (BORRACCINI, 2002).

2. - ASSETTO STRUTTURALE

L'assetto strutturale dell'area del foglio risulta costituito da una serie di anticlinori asimmetrici, con vergenza nord-orientale, che costituiscono la dorsale marchigiana intermedia (anticlinali di Naro e di Acqualagna) e la dorsale marchigiana esterna, a Nord-Est (anticlinali del Furlo e dei Monti delle Cesane).

2.1. - ANTICLINALE DI ACQUALAGNA

Nella precedente edizione della Carta Geologica d'Italia l'area, ricadente nel foglio 116 *Gubbio* in scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1952), l'anticlinale di Acqualagna (dorsale Monte Varco - Monte S. Lorenzo) veniva cartografata come un insieme di ampie anticlinali e più strette sinclinali, mentre in altre carte di sintesi più recenti (REGIONE MARCHE, 1991) questo settore è stato interpretato come una struttura anticlinalica, debolmente asimmetrica, con vergenza nord-orientale, delimitata da un retroscorrimento a sud-ovest e da faglie dirette nel settore nord-orientale, tutti a direzione NW-SE.

I nuovi rilevamenti effettuati per la realizzazione del foglio hanno evidenziato la presenza di una intensa tettonica da *thrust*, caratterizzata dalla presenza di macropieghe in corrispondenza delle fasce di accavallamento, mentre alla mesoscala la deformazione è caratterizzata da mesostrutture planari e lineari: faglie e relativi indicatori cinematici, pieghe e piani assiali. La deformazione complessiva dell'area è quindi contraddistinta da pieghe a mesoscala, piani di taglio inversi, clivaggi e tettoniti S-C.

La dorsale Monte Varco - Monte S. Lorenzo si presenta quindi come una struttura a pieghe a vergenza nord-orientale e fianco settentrionale rovesciato che deforma i termini "intermedi" della successione umbro-marchigiana. La struttura piegata è stata interessata dallo sviluppo di thrusts nord-est vergenti con associate superfici di scorrimento antitetiche che definiscono un tipico *pop-up* (BUTLER, 1987).

Il *thrust* principale si sviluppa nel versante nord-orientale con direzione NW-SE e vergenza NE, e mette in contatto la formazione del Bisciaro con quella dello Schlier nel settore settentrionale, mentre in quello meridionale sovrappone lo Schlier alla formazione marnoso arenacea marchigiana. Nel settore settentrionale, in prossimità di Villa Furlo, si identifica la presenza di un *thrust* NE vergente,

PROGETTO CARG

che deforma la scaglia variegata al contatto con la Scaglia Cinerea, dando luogo ad una fitta ripetizione di questa successione. Non è stata identificata la prosecuzione di questo sistema verso SE, per cui si ipotizza che tale struttura possa essere uno *splay* del *thrust* principale.

Le strutture retrovergenti sono sviluppate nel versante sud-occidentale della dorsale; si tratta di una serie di *splay* che mettono in contatto le diverse unità litostratigrafiche sullo Schlier, che costituisce sempre il *footwall* dei *thrust*. A questi *thrust* sono associate deformazioni alla mesoscala, ben visibili nelle località Castel di Drogo, S. Bartolomeo, la Seretta; in quest'ultima località è poi particolarmente ben visibile il contatto di sovrapposizione tra scaglia variegata e Schlier (Fig. 33).

2.2. - Anticlinale del Furlo

L'anticlinale del Furlo (dorsale Monte Pietralata – Monte Paganuccio) è una delle principali strutture che affiorano nell'area del foglio; si tratta di una anticlinale simmetrica al cui nucleo si trovano i terreni appartenenti alla porzione giurassica della successione umbro-marchigiana, a partire dalla formazione del Calcare Massiccio. Il nucleo di questa macropiega è ben visibile nella Gola del Furlo, dove l'erosione esercitata dal Fiume Candigliano ha messo in evidenza proprio la porzione interna della struttura. L'ottima esposizione ha fatto sì che questa struttura venisse utilizzata per descrivere l'assetto geologico-strutturale complessivo dell' Appennino umbro-marchigiano già dal 1800 (cfr. Lippi Boncampi & Calandra, 1980).

In tempi recenti numerosi lavori hanno analizzato la struttura, sia alla mesoscala che, soprattutto, a grande scala. Marshak *et alii* (1982) hanno analizzato le faglie che interessano i due fianchi dell'anticlinale, mettendo in evidenza la predominanza degli elementi trascorrenti e riconoscendo due sistemi orientati N72 sinistro e N344 destro originati da un vettore compressivo non in asse con la piega.

Diverse carte geologiche hanno riportato i principali lineamenti tettonici della struttura Monte Pietralata – Monte Paganuccio; tra tutti Calamita *et alii* (1991) che riconoscono, sul lato nord-orientale della struttura, la presenza di un importante retroscorrimento.

Diverse sezioni geologiche riportano l'anticlinale Monte Pietralata - Monte Paganuccio sradicata dal substrato e traslata verso NE; nell'interpretazione dei diversi Autori una variabile è legata all'entità del rigetto del sovrascorrimento: Roeder (1984) e Sage *et alii* (1991) indicano valori di alcune decine di chilometri, mentre Bally *et alii* (1988) e Menichetti *et alii* (1991) le esprimono in qualche chilometro, coinvolgendo però anche i depositi messiniani verso l'avampaese.

I risultati della linea sismica profonda CROP 03, i cui risultati sono stati elabo-

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

Fig. 33 – *Deformazioni alla mesoscala in corrispondenza del* thrust *che porta in sovrapposizione la formazione della scaglia variegata sulla formazione dello Schlier (località La Seretta, a Est di Acqualagna, dorsale di Monte Varco).*

rati, tra gli altri, da PIALLI *et alii* (1998) e da BARCHI *et alii* (2003), sembrano tuttavia indicare un sovrascorrimento di alcuni chilometri dei terreni mesozoici sopra quelli miocenici.

L'anticlinale del Furlo si sviluppa longitudinalmente su una distanza di circa 20 km, tra la valle del fiume Metauro a NW (foglio 279 *Urbino*) e la valle del fiume Cesano a SE (foglio 291 *Pergola*). Presenta fianchi abbastanza simmetrici e manifesta buona cilindricità, ha una debole vergenza a NE ed un raggio di curvatura di circa 2 km; l'asse è orientato N130. La regolarità della struttura viene messa in risalto nella sezione geologica che taglia l'anticlinale (sezione C-C' a margine della carta); da questa sezione si calcola che il raccorciamento legato alla strutturazione è di circa il 30%, mentre risulta complesso il calcolo del raccorciamento legato al sovrascorrimento in assenza di dati di sottosuolo. MENICHETTI *et alii* (1991) riportano un valore compreso tra 36 - 40% per l'intero settore Furlo – Monti delle Cesane.

Il fianco sud-occidentale della struttura, ben esposto lungo la strada che dal centro abitato del Furlo sale al Rifugio del Furlo ed al Monte Pietralata, è costituito dai terreni della serie cenozoica appartenenti per lo più alla formazione della scaglia *s.l.*; verso il nucleo della struttura passano regolarmente attraverso le Marne a Fucoidi e la Maiolica alla successione giurassica, dal Rosso Ammonitico fino al Calcare Massiccio. In questa zona sono ben visibili alcune strutture transpressive destre a direzione N-S, con rigetti dell'ordine della decina di metri; sono sviluppate prevalentemente nelle formazioni della scaglia *s.l.*, delle Marne a Fucoidi e della Maiolica. Queste strutture possono essere messe in relazione ad aggiustamenti interni alla anticlinale nella fase finale della strutturazione plicativa neogenica.

La parte interna dell'anticlinale è interessata da una serie di sovrascorrimenti che interessano le formazioni che vanno dalla scaglia *s.l.* fino alla formazione dello Schlier; questi sovrascorrimenti sono ben visibili sulla strada che corre lungo il Fosso del Rio e nell'area di Sanguineto; si tratta di una serie di piani di accavallamento che isolano sigmoidi di scaglia variegata e Scaglia Cinerea; sono ben visibili, soprattutto negli orizzonti più pelitici, realizzando zone di taglio con strutture S-C che incidono sulla stratificazione a basso angolo. Attraverso questi piani si realizza l'accavallamento dell'anticlinale di Acqualagna con un rigetto complessivo dell'ordine delle centinaia di metri.

Analoghe strutture compressive affiorano lungo il versante sud-occidentale del Monte Pietralata, ben visibili nella zona di Monte Palombo; in questa località si rinviene il contatto per sovrascorrimento tra la formazione della scaglia variegata e la Scaglia Cinerea, mentre a SW di questo piccolo rilievo è possibile identificare il rapporto per faglia diretta tra lo Schlier e la scaglia variegata.

PROGETTO CARG

Due faglie dirette, orientate con direzione NW-SE e che ribassano la parte centrale della piega, sono ben visibili nella zona assiale dell'anticlinale. La più meridionale, posta a monte della Cava del Furlo, immerge di N55 con una inclinazione di 50° ed un rigetto di circa 100 m; affiora anche sui fianchi della Gola del Furlo, dove è possibile riconoscere che l'inclinazione varia dai 50 ai 90° e che dal piano principale si dipartono piani secondari sintetici ed antitetici. L'altra faglia diretta, più settentrionale rispetto alla precedente, è visibile in prossimità del Rifugio del Furlo; è caratterizzata da un piano con immersione N220 ed una inclinazione superiore agli 80° e da un rigetto di circa 100 m. Nella sua prosecuzione verso SE, in prossimità di Case S. Ubaldo e Valle dell'Inferno, si articola anch'essa in strutture sintetiche ed antitetiche. Queste due importanti famiglie di faglie normali sono geneticamente legate al collasso della cerniera nella zona di massima curvatura e perciò successive alla fase deformativa compressiva; si ipotizza quindi una loro strutturazione pliocenica.

Procedendo dal nucleo verso il fianco esterno della struttura, si passa dai pochi gradi di inclinazione della formazione del Calcare Massiccio fino ai 45-50° della formazione della scaglia s.l. per arrivare alla sub-verticalità nelle formazioni del Bisciaro e dello Schlier; in queste ultime unità si riconoscono strutture plicative con piani di taglio di modesta estensione. Queste strutture passano poi ad una sinclinale al cui nucleo affiorano i depositi torbiditici miocenici, sviluppati lungo l'alveo del Fiume Metauro dall'abitato di Canavaccio a NW fino in prossimità di Bellaguardia - la Manganella a SE.

Sempre nel fianco NE dell'anticlinale, nella Cava S. Anna, sono visibili piani di taglio N-S con tettoglifi che indicano trascorrenze destre; sia in questa cava che lungo il Fosso il Buzzo sono poi presenti faglie dirette con immersione sia NE che SW che dislocano, con rigetti di pochi metri, sia il top della successione giurassica (Fig. 34) che il limite Maiolica – Marne a Fucoidi (Fig. 35).

Tutta l'anticlinale risulta interessata da piani di clivaggio stilolitici da *pressure-solution*, ben sviluppati nelle unità bacinali; è presente inoltre un sistema di *joint* sub-verticali legati, in gran parte, alle faglie presenti.

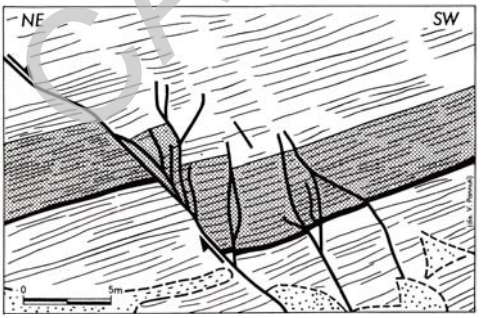


Fig. 34 – *Faglia diretta al tetto della successione giurassica nella cava di S. Anna - fianco NE dell'anticlinale (in grigio il Rosso Ammonitico) (da* CECCA *et alii, 1996a).*

PROGETTO CARG

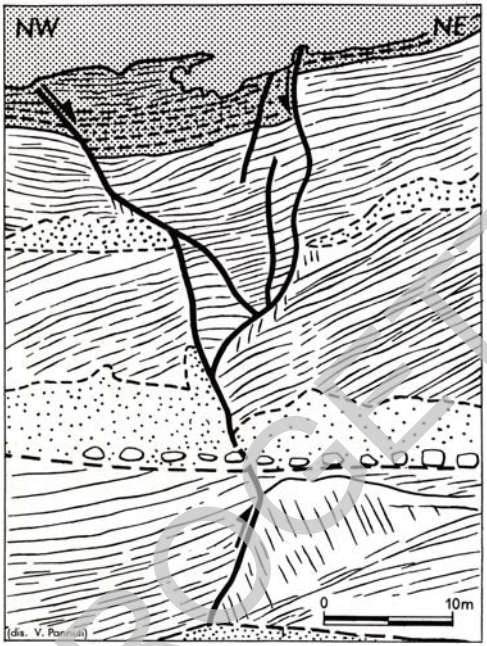


Fig. 35 – *Faglia diretta al passaggio Maiolica – Marne a Fucoidi (in grigio) nella Cava di S. Anna, fianco NE dell'anticlinale (da* CECCA *et alii, 1996a).*

Nella Cava del Furlo inferiore, all'interno del membro del calcare massiccio B, è possibile individuare un fitto sistema di *joint* sviluppati per molti metri e larghi fino ad alcuni decimetri; la direzione delle fratture maggiori è SW-NE, mentre quella delle fratture di più piccole dimensioni è SE-NO. Queste vene sono riempite da calcite spatica con associate mineralizzazioni a malachite, azzurrite, barite, celestite. Sempre nella Cava del Furlo inferiore, nel membro MAS_1, è presente un grosso filone sedimentario riempito di Maiolica, le cui appendici sfumano in una vena di calcite che prosegue poi verso l'alto nel Rosso Ammonitico; questi filoni sedimentari possono, senza dubbio, essere associati alla fase tettonica distensiva giurassica.

La chiusura periclinalica dell'anticlinale, nel settore meridionale, è visibile nella zona di S.Martino dei Muri – Monte Fattore, dove l'andamento dello Schlier mostra una geometria stretta e longitudinale, indice di un interferenza con analoghe strutture plicative più meridionali.

2.3. - Anticlinale dei Monti delle Cesane

L'anticlinale dei Monti delle Cesane si sviluppa in senso NW-SE, per una lunghezza di circa 25 km, estendendosi dai dintorni di Urbino a NW fino alla zona di Montevecchio nel settore sud-orientale del foglio; questa anticlinale, che ha un ampiezza di circa 2 km, si presenta con geometria *box-fold* e debolmente asimmetrica con vergenza a SW. È delimitata a SW dalla sinclinale Urbino - Calmazzo ed a NE dalla sinclinale Montecalvo in Foglia - Isola del Piano.

PROGETTO CARG

Il fianco interno si presenta complicato dalla presenza di un piano di retroscorrimento, identificabile lungo il medio corso del fiume Metauro nel settore nord-occidentale e nella zona di Villa Furlo e Monte Verde nel settore meridionale (CAPUANO & GIAMPIERI, 1989). Elementi indicativi di questo retroscorrimento si possono individuare nella zona compresa tra S. Marino di Urbino e Monte Polo, dove si assiste al contatto tra il Bisciaro, lo Schlier e la formazione marnoso arenacea marchigiana, e tra Villa Furlo di Pagino ed il fiume Metauro, dove il contatto tettonico è tra Bisciaro e Schlier; migliori esposizioni del retroscorrimento si hanno nei pressi di Cheloste, dove si evidenzia una ampia fascia cataclastica e mesopieghe a vergenza SW e sul versante NW di Monte Verde, dove si assiste alla sovrapposizione della Scaglia Cinerea sul Bisciaro. In prossimità di S. Martino dei Muri, posto sulla prosecuzione meridionale del retroscorrimento, si possono osservare zone di taglio compressive che individuano corpi lenticolari più o meno cataclasati, ai quali è associato un fitto clivaggio per *pressure-solution* e la presenza di *pencil structures*; l'analisi di questi elementi (CAPUANO & GIAMPIERI, 1989) indica un vettore di sforzo massimo orientato circa NNE-SSO.

Sempre sul fianco interno, nei settori di affioramento della formazione del Bisciaro sono ben visibili, lungo tutto il versante che va da Monte S.Marino fino a Calmazzo, delle mesostrutture plicative con asse orientato N120–140 e vergenza SW evolventi spesso in faglie inverse (Canavaccio, S. Bartolomeo di Gaifa), alle quali si trovano talvolta associate strutture distensive con rigetti di alcuni metri (S. Andrea in Primicilio, S. Bartolomeo di Gaifa). Queste complesse strutture sono state interpretate come pieghe disarmoniche legate al raccorciamento del Bisciaro (*layer parallel shortening*) per scorrimento sopra la formazione pelitica della Scaglia Cinerea, contemporaneamente (o successivamente) all'enucleazione (*buckling*) dell'anticlinale. Sul fianco settentrionale questo fenomeno è meno evidente, manifestandosi solo nei pressi di S. Maria delle Selve, a causa dei bassi valori di inclinazione (15-25°) di questo fianco della struttura.

Il nucleo dell'anticlinale, ben esposto nella profonda incisione del fiume Metauro presso S. Lazzaro di Fossombrone, porta in affioramento la formazione della Maiolica, visibile sia in una piccola cava nei dintorni dell'abitato, sia nell'incisione sotto il Ponte di Diocleziano, dove forma delle caratteristiche "marmitte dei giganti" (vedi capitolo VII, paragrafo 5.2).

Nella zona di Urbino si evidenzia la chiusura periclinalica di questa anticlinale, caratterizzata da un asse immergente verso NW con valore di inclinazione piuttosto elevato, come si evince dallo spessore della formazione marnoso-arenacea marchigiana (membro di Urbino FAM_2, foglio 279 *Urbino*).

La struttura anticlinalica delle Cesane è stata investigata per ricerche petrolifere nella seconda metà del '900; l'AGIP Mineraria ha infatti eseguito nel 1956 il son-

PROGETTO CARG

daggio Fossombrone 1 sulla sommità del rilievo, in prossimità della Cesana Rossi e, successivamente, il sondaggio Fossombrone 2 nell'area di S. Lazzaro. I risultati di queste esplorazioni, apparse poi improduttive, sono stati resi noti da MARTINIS & PIERI (1964) e dall'UNMIG del Ministero per lo Sviluppo Economico. Il pozzo Fossombrone 1, partendo da quota 624 m s.l.m., ha attraversato l'intera successione umbro-marchigiana per uno spessore di 2280 metri, dalla scaglia *s.l.* fino al Calcare Massiccio ed alle Anidriti di Burano, raggiunte alla profondità di 1550 m dal piano campagna; le uniche informazioni desumibili dai lavori citati riguardano lo spessore dell'unità evaporitica, calcolato in 550-580 m e l'età della stessa che, per confronto con quanto emerso nel pozzo Burano 1, è riferibile al Triassico superiore, per la presenza di piccoli esemplari di *Frondicularia*.

Il pozzo Fossombrone 2, eseguito dall'AGIP nel periodo 1960-1961 in località S. Lazzaro di Fossombrone (da quota 130 m s.l.m.), partendo dalla scaglia *s.l.* attraversò i primi 700 m nella successione calcareo-selcifera del Giurassico inferiore – Cretacico inferiore per proseguire fino a fondo pozzo (3387 m) nel Calcare Massiccio il cui limite superiore, rispetto a quanto individuato nel pozzo Fossombrone 1, è posto circa 330 m più in basso.

Il notevole spessore di questa unità è probabilmente dovuto ad un raddrizzamento degli strati legato alla chiusura della struttura plicativa.

2.4. - SINCLINALE DI MONTECALVO IN FOGLIA – ISOLA DEL PIANO

La struttura sinclinalica di Montecalvo in Foglia – Isola del Piano sviluppa nel foglio Fossombrone la sua chiusura periclinalica meridionale, costituita da terreni messiniani e plio-pleistocenici. Anche questa struttura presenta un andamento appenninico, sviluppandosi in senso longitudinale per circa 20 km (foglio 267 *S. Marino*, foglio 268 *Pesaro*).

2.5. - DORSALE DI MONTEFIORE CONCA – COLBORDOLO – FONTECORNIALE

La struttura affiorante nel settore settentrionale del foglio corrisponde alla porzione terminale meridionale del più complesso rilievo che, partendo dall'abitato di Montescudo (foglio 267 *S. Marino*), prosegue per Montefiore Conca, per terminare a sud-est dell'abitato di Fontecorniale.

Questa dorsale si presenta caratterizzata da strutture tettoniche prevalentemente di tipo compressivo, orientate NW-SE; si tratta di *thrust*, *back-thrust* ed associate *transfer fault*, prevalentemente di tipo trascorrente. Nel settore esterno si identificano strutture con vergenza prevalente a NE, mentre nel fianco interno le faglie

PROGETTO CARG

hanno direzione sub-parallela alle precedenti ma vergenza opposta. Si delineano quindi numerose scaglie tettoniche spesso associate a pieghe asimmetriche con fianchi rovesciati.

La presenza di strutture retrovergenti rispetto al *thrust* principale, una delle quali ben visibile sul versante NW di Monte Sorci, danno luogo, troncando le superfici di *thrust* più antichi, sia a delle tipiche *pop-up structure* che a strutture a triangolo (sezione A-A' a margine della carta). Nell'area compresa fra Gallo e Fontecorniale affiora una stretta fascia di argille plioceniche, caratterizzate da fitto clivaggio e, nel settore nord-orientale, da strati rovesciati; questa successione, compresa fra le formazioni dello Schlier e del Bisciaro, è stata interpretata proprio come una struttura a triangolo.

Dalle osservazioni effettuate su linee sismiche il sistema sembra essere formato da due piani di taglio principali con vergenza orientale a cui sono associati retroscorrimenti superficiali che complicano la struttura della cresta di Fontecorniale. Ne derivano due "*pop-up structure*" contigue che delimitano una zona depressa fortemente deformata da pieghe da strette a rovesciate. Nella loro prosecuzione meridionale, sulla destra del fiume Metauro, tali strutture risultano suturate dai depositi plio-pleistocenici.

2.6. - Bacino di Monte Luro – Monte delle Forche

Il Bacino di Monte Luro - Monte delle Forche è rappresentato da un'ampia fascia collinare topograficamente depressa, che separa la dorsale di Colbordolo – Fontecorniale, a sud-ovest, dalla dorsale di Gabicce - Pesaro, che si estende esclusivamente nel foglio 268 *Pesaro*, a nord-est. Questo bacino, caratterizzato da una ampia struttura sinclinalica, si sviluppa in direzione appenninica e coincide con la fascia di distribuzione dei termini pelitici pliocenici. L'assetto morfologico è rappresentato da colline di quota generalmente inferiore a 150 m s.l.m. e che raggiungono la massima altezza a Monte Luro, posto a quota 289 m e Monte delle Forche, a quota 200 metri.

Nel foglio 280 *Fossombrone* affiora solo la porzione più meridionale di questa struttura, nell'area compresa fra Montegiano, Lucrezia e Cuccurano, appartenente a quello che in Arcaleni *et alii* (1995) viene definito Bacino dell'Apsella.

La scarsa qualità degli affioramenti lungo tutto il versante compreso fra Lucrezia e Montegiano, se si esclude la Cava Sant'Anna, non permette di definire con precisione la tipologia del limite fra la Formazione a Colombacci e le Argille Azzurre affioranti nell'area. In assenza di elementi cronostratigrafici risolutivi e attraverso l'analisi della situazione giaciturale delle due unità, oltre che per la presenza di qualche elemento strutturale (ad es. in prossimità del Molino Giordani di

PROGETTO CARG

Montegiano), si può però ipotizzare un contatto di natura tettonica fra le unità in questione, seppure di natura interpretativa. Nel foglio 109 *Pesaro* della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (CARLONI *et alii*, 1971) tale contatto è stato indicato come stratigrafico tra il fiume Metauro e la Cava di Sant'Anna per poi proseguire, verso NW, come contatto tettonico.

2.7. - STRUTTURA DI RIO VERGINETO

La struttura si allunga parallelamente al Rio Vergineto (affluente di destra del fiume Metauro, ubicato a nord dell'abitato di Vergineto) ed è caratterizzata da due sovrascorrimenti a vergenza opposta, rispettivamente a NE il più esterno e a SW il più interno. Nella struttura positiva (*pop-up*) delimitata dai due *thrust* si sviluppa una sinclinale, con asse parallelo ai due sovrascorrimenti, costituita dallo Schlier e dalla formazione di Sapigno, al nucleo. Lo Schlier costituisce l'*hangingwall* per entrambi i sovrascorrimenti, oltre che il loro livello di scollamento.

Il sovrascorrimento più esterno ha il *footwall* costituito dalla Formazione a Colombacci, interessata da pieghe minori; l'*hangingwall* a grande scala ha assetto anticlinalico, ulteriormente complicato da strutture retrovergenti osservabili alla mesoscala (loc. C. Furiassi).

Il *footwall* del sovrascorrimento a vergenza sud-occidentale è costituito invece dalla formazione delle Argille Azzurre, che immerge direttamente sotto la formazione dello Schlier. La struttura "positiva" descritta si chiude immergendosi sia verso NW, al di sotto dei depositi alluvionali del F. Metauro, sia verso SE al di sotto dei terreni pliocenici (BORRACCINI, 2002).

2.8. - STRUTTURE ANTICLINALI F.SO SCARICALASINO – MONTEMAGGIORE AL METAURO

Queste strutture si trovano nel quadrante nord-orientale del foglio, nell'area compresa tra Vergineto e Montemaggiore al Metauro.

L'asse dell'anticlinale di Montemaggiore al Metauro è orientato NW-SE e la piega risulta nord-est vergente. Al suo nucleo affiora la litofacies arenacea della Formazione a Colombacci; la superficie assiale è quasi verticale mentre il fianco esterno è complicato da un ulteriore piegamento con vergenza nord-orientale. I depositi pelitici della formazione delle Argille Azzurre sono presenti solo sul fianco esterno e in corrispondenza della chiusura periclinalica della piega; essa assume valori d'inclinazione sempre più bassi procedendo verso est e nord-est (*onlap* convergenti).

L'anticlinale di Rio Scaricalasino mostra anch'essa un nucleo costituito dai terreni della litofacies arenacea della Formazione a Colombacci, osservabili nel punto

PROGETTO CARG

topograficamente più basso dell'alveo del medesimo corso d'acqua. La struttura è nord-vergente. Limitatamente all'area compresa tra il Rio Scaricalasino e il Fosso Cavallaro, il fianco esterno della piega è interessato da una faglia inversa, che elide parzialmente il fianco stesso e accavalla la litofacies arenitica su quella pelitica della Formazione a Colombacci. Il letto della faglia è complicato da una serie di pieghe minori, come indicato dalle giaciture misurate in destra del Fosso Cavallaro, e da una zona di taglio inversa affiorante alla mesoscala, a quota 181 metri s.l.m. A sud del Fosso Cavallaro l'anticlinale è di nuovo completa del suo fianco esterno e l'asse, orientato NW-SE nel settore più occidentale, tende ad assumere direzione sempre più prossima alla N-S proseguendo verso sud-est, in prossimità del contatto stratigrafico con la successione pliocenica.

Le due anticlinali e la sinclinale che le separa immergono sotto i depositi della formazione delle Argille Azzurre (Borraccini, 2002).

PROGETTO CARG

VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E DI GEOLOGIA TECNICA

1. - GENERALITÀ

L'area ricadente nel foglio mostra un assetto morfologico piuttosto articolato e differenziato procedendo dalla sua porzione più interna alla zona costiera.

Nel settore più interno ed occidentale si sviluppano rilievi montuosi subparalleli ad andamento appenninico, costituiti prevalentemente da rocce calcaree mesocenozoiche, corrispondenti a strutture anticlinaliche, separati da solchi vallivi impostati su sedimenti miocenici, corrispondenti a strutture sinclinaliche.

Il quadrante sud-orientale è caratterizzato da un paesaggio più dolce ma ugualmente articolato, con rilievi complessivamente modesti; si tratta di una zona collinare sviluppata su terreni paleogenici e neogenici con un assetto strutturale complesso.

La porzione più esterna dell'area presenta invece un paesaggio piuttosto regolare e dolce caratterizzato da colline che raramente superano i 200 m s.l.m. costituite da terreni plio-pleistocenici prevalentemente argilloso-siltosi.

Il reticolo idrografico, che presenta *pattern* variabili in funzione delle caratteristiche strutturali (litotipi affioranti e presenza di discontinuità), drena verso il Mare Adriatico; i corsi d'acqua principali (F. Metauro, F. Candigliano, F. Tarugo e F. Cesano) analogamente al resto dell'area appenninica centro-settentrionale, attraversano le dorsali carbonatiche lungo valli strette ed incise (MAZZANTI & TREVISAN, 1978; ALVAREZ, 1999).

2. - FORME E DEPOSITI DOVUTI ALL'AZIONE DELLA GRAVITÀ

Nell'area del foglio l'azione della gravità ha prodotto forme e depositi le cui caratteristiche sono connesse all'assetto litologico-strutturale delle formazioni affioranti.

Coltri detritiche, talora della potenza di qualche metro, si sviluppano lungo i

PROGETTO CARG

versanti più acclivi del Monte Paganuccio, del Monte Pietralata e dei Monti delle Cesane, i maggiori rilievi dell'area, caratterizzati in affioramento dalla presenza di calcari e calcari marnosi (Scaglia Rossa e scaglia variegata). Queste coltri detritiche, talora parzialmente cementate, mostrano condizioni di notevole instabilità in corrispondenza di linee di impluvio particolarmente incise.

I movimenti franosi sono diffusi in tutta l'area ma mostrano una distribuzione ed una tipologia strettamente connesse alle caratteristiche meccaniche del substrato.

Il maggior numero di fenomeni franosi, anche se generalmente di dimensioni ridotte, si riscontra nel settore settentrionale dell'area dove prevalgono in affioramento litotipi argilloso-siltosi (formazione marnoso-arenacea marchigiana, tripoli e marne tripolacee, Formazione a Colombacci, Argille Azzurre) (Tab. 2a, b).

In questo settore i movimenti franosi riconosciuti sono generalmente di tipo: scorrimento rotazionale, colamento o movimento complesso; in molti casi sono accompagnati da marcati fenomeni di erosione concentrata, che possono essere identificati tra le cause innescanti e/o predisponenti i movimenti stessi.

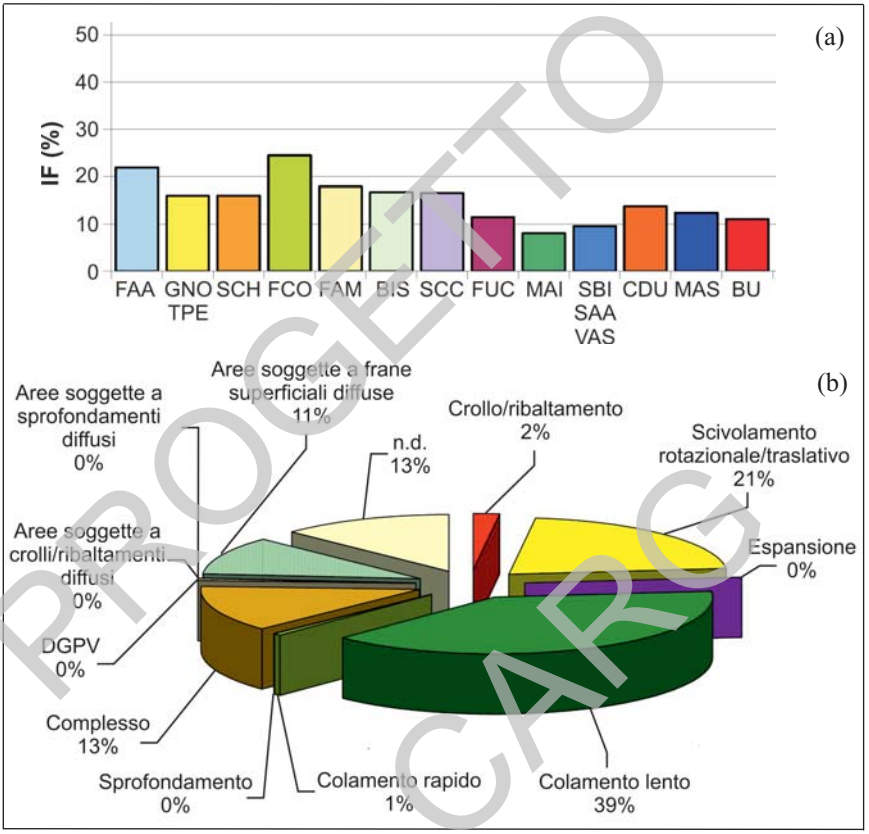
L'evento franoso più significativo che ha interessato l'area del foglio in tempi storici è la frana di San Lazzaro di Fossombrone: il 13 febbraio 1934 dal versante sud-orientale dei Monti delle Cesane, si staccò una grande frana che travolse alcune abitazioni, la strada statale Flamina, la ferrovia Metaurense e i campi coltivati, provocando 11 vittime. Le cronache dell'epoca descrivono la frana come un movimento in "due tempi", verificatisi a distanza di pochi secondi. La seconda frana si è riversata sopra le case e la strada per una lunghezza di 150 metri e un'altezza di 15 metri (con un volume stimato di circa 600 mila metri cubi). Un piccolo monumento a ricordo delle vittime, adornato da siepi, è stato eretto lungo la via Flaminia, proprio nel punto d'incontro fra la strada ed il corpo di frana.

Il fenomeno si è verificato nel tratto in cui il fiume Metauro attraversa ortogonalmente la dorsale dei Monti delle Cesane, incidendo il nucleo della struttura fino ai calcari della Maiolica. La frana ha interessato la Scaglia Rossa affiorante con giacitura suborizzontale nella parte alta del versante, immediatamente a valle dell'ex Azienda Forestale di Campo d'Asino.

Nonostante il tempo trascorso e le cospicue opere di rimboschimento, sia la zona di distacco che il corpo di frana sono ancora ben visibili. La parte inferiore del corpo di frana si eleva dalla superficie del terrazzo alluvionale del Metauro come un cumulo di detriti dalla sommità semipianeggiante, ma caratterizzata da serie di cumuli e depressioni. La porzione superiore dell'accumulo è prolungata verso monte in una spessa coltre detritica di forma convessa; la zona di distacco si evidenzia invece per la sua forma concava che, dall'altezza della strada che collega Fossombrone all'ex Azienda Forestale di Campo d'Asino, arriva fino a metà versante, raccordandosi con la parte sommitale dell'accumulo.

PROGETTO CARG

Tab. 2 - a) *Indice di franosità (IF) % per unità litostratigrafiche, riferito all'intero territorio regionale (modificato da APAT, 2007);* b) *Percentuale delle frane per tipologia di movimento, riferita all'intero territorio regionale (da APAT, 2007).*



PROGETTO CARG

Un altro evento di particolare rilievo è la frana di Valzangona (SE di Petriano), che si è verificata il 2 marzo 1993. Si tratta di un tipico esempio di movimento complesso sviluppato su litotipi argilloso-siltosi; è caratterizzata da uno scorrimento rotazionale, con la testata impostata nelle formazioni dei tripoli e marne tripolacee e di Sapigno, il cui corpo evolve in colamento coinvolgendo la Formazione a Colombacci. La frana, che presenta una estensione di circa 0,3 kmq, ha coinvolto un edificio di abitazione e la strada di collegamento Petriano - Isola del Piano – S.S. Flaminia (Fig. 36).

Fig. 36 - *La frana di Valzangona vista dal versante SW; sulla destra il piccolo centro abitato, marginalmente interessato dal dissesto.*

PROGETTO CARG

Nello stesso settore è stata studiata una deformazione gravitativa profonda di versante (POLIDORI *et alii*, 1994) che coinvolge il Bisciaro e probabilmente la sottostante Scaglia Cinerea. Il movimento, tuttora attivo, è ricollegabile al tipo spandimento laterale con locali fenomeni di ribaltamento. L'area presenta elementi morfologici caratteristici quali trincee, larghe fino a 40 m, e blocchi in contropendenza. Il fenomeno ha tra le cause predisponenti ed innescanti: le caratteristiche litologiche del Bisciaro quali la fratturazione diffusa dei livelli più competenti e la presenza di livelli marnosi (sia nel Bisciaro che nella Scaglia Cinerea) alla sua base; la forte azione di erosione lineare esercitata dal corso d'acqua che incide il versante. L'azione di richiamo esercitata dal corso d'acqua è evidenziata dall'andamento, subparallelo al suo tracciato, delle trincee e fratture osservabili lungo il versante stesso.

Le aree più esterne del foglio sono inoltre interessate da movimenti lenti che coinvolgono sia il substrato argilloso sia le coperture eluvio-colluviali. Queste ultime, che si sviluppano su versanti anche a debole energia del rilievo, hanno spessore generalmente superiore al metro e sono particolarmente estese nelle zone di affioramento della formazione marnoso-arenacea marchigiana, della Formazione a Colombacci, del tripoli e marne tripolacee e delle Argille Azzurre.

Si tratta di depositi costituiti prevalentemente da sedimenti fini (argilloso-siltosi), a scadenti caratteristiche lito-meccaniche, soggetti a fenomeni di dissesto in cui l'azione della gravità è amplificata dall'azione delle acque dilavanti e facilitata da pratiche agricole non sempre appropriate.

Nel settore più interno, dove maggiore è l'estensione delle formazioni calcaree e calcareo-marnose, i movimenti franosi risultano meno frequenti, ma talora con estensione areale notevole. Si tratta di movimenti generalmente complessi, tipo scorrimento e crollo, impostati su versanti ripidi con strati a franapoggio o a traverpoggio (chiusura periclinale e fianchi delle anticlinali).

Appartiene a questa tipologia di movimento la sopra citata frana di S. Lazzaro che ha interessato il versante impostato sulla chiusura meridionale dell'anticlinale dei Monti delle Cesane, coinvolgendo l'abitato sottostante. Nonostante il fenomeno non sia in evoluzione il versante presenta, in aree immediatamente attigue al vecchio corpo di frana, indizi di instabilità (blocchi di Scaglia Rossa parzialmente distaccati dal versante e fratture beanti di notevoli dimensioni).

3. - FORME E DEPOSITI DOVUTI ALL'AZIONE DELLE ACQUE INCANALATE

L'area del foglio è percorsa da una rete di drenaggio piuttosto fitta, sviluppata con *pattern* variabili, da sub-angolato a dendritico, in funzione delle caratteristiche strutturali del substrato.

Nel complesso il reticolo di drenaggio alimenta tre principali bacini idrografici, solo parzialmente presenti nel foglio: il bacino del Torrente Apsa, affluente di destra del fiume Foglia, il bacino del fiume Metauro ed il bacino del fiume Cesano.

L'attuale andamento della rete di drenaggio è il risultato di fenomeni di cattura, antecedenza e sovraimposizione, favoriti anche dalla presenza di linee tettoniche trasversali (Ciccacci *et alii*, 1985; Dramis *et alii*, 1991; Dramis, 1992;) che, a partire dalle prime fasi di emersione dell'area, hanno interessato il paleoreticolo in via di evoluzione. Le aste principali sono così passate da andamenti SW-NE, sostanzialmente rettilinei, a tracciati più complessi, caratterizzati da ripetuti gomiti a 90°, risultato di fenomeni di cattura (Elmi, 1991).

Tutte le aste principali (F. Metauro, F. Candigliano, T. Tarugo, F. Cesano) hanno un *trend* di scorrimento da SW verso il Mare Adriatico; esse seguono il gradiente topografico regionale attraversando, in corrispondenza di valli strette e profonde, le dorsali carbonatiche trasversali rispetto al loro percorso (Mazzanti & Trevisan, 1978; Alvarez, 1999).

PROGETTO CARG

La porzione valliva medio-terminale dei principali corsi d'acqua è osservabile per il solo F. Metauro; essa si presenta ampia (circa 4 km) e asimmetrica, l'asta principale scorre infatti a ridosso del versante destro e la piana, con le alluvioni terrazzate, si sviluppa alla sua sinistra. Questo assetto morfologico è del tutto analogo a quanto osservabile nella maggior parte dei fiumi "adriatici" dell'Appennino centro-settentrionale (CICCACCI *et alii*, 1985; DRAMIS *et alii*, 1991).

L'azione di erosione esercitata dalle acque correnti incanalate appare particolarmente vistosa nei settori esterni del foglio, dove affiorano estesamente i litotipi argillosi e sabbiosi delle unità messiniane e plio-pleistoceniche, nonché potenti coltri eluvio-colluviali facilmente erodibili. Tuttavia, data la scarsa entità dell'energia del rilievo, l'erosione delle acque incanalate non arriva a produrre quelle morfologie calanchive, tipiche dei terreni argillosi, e ben sviluppate in altri settori della fascia collinare adriatica.

L'azione di sedimentazione esercitata dai principali corsi d'acqua ha determinato lo sviluppo di depositi alluvionali, lungo le aste fluviali più importanti ed in corrispondenza del loro vecchio tracciato, e di depositi di conoide alluvionale, lungo i fianchi delle dorsali carbonatiche, talora incassati in valli interne che hanno funzionato da trappole per i sedimenti trasportati.

4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA

L'attività estrattiva, caratterizzata da impianti produttivi di media e piccola dimensione, interessa prevalentemente le formazioni della Scaglia Rossa (calcari) e delle Argille Azzurre (argille), nonché i depositi alluvionali del F. Metauro (inerti). Più raramente si rinvengono cave, generalmente dismesse, nei depositi clastici delle conoidi alluvionali.

La situazione generale relativa alle attività estrattive è desumibile tramite i dati acquisiti con lo studio elaborato per il PTC – Piano Territoriale di Coordinamento, successivamente aggiornati dal Servizio Uso del Suolo della provincia di Pesaro e Urbino. Nella Provincia, al 31/12/2004, risultano complessivamente inventariate 488 cave di cui 21 autorizzate (4,3 %) e 467 dismesse (95,7 %) (Fig. 37). La tabella 3 evidenzia il quadro generale, aggiornato a dicembre 1999, della distribuzione delle cave nei comuni della Provincia ricadenti nell'area del Foglio Fossombrone.

L'analisi dei dati in tabella evidenzia che i comuni con il maggior numero di cave (considerando i siti attivi e dismessi) sono quelli di Fossombrone (26) e Acqualagna (21). Il comune attualmente interessato dal maggior numero di cave attive autorizzate è Fossombrone (4).

La situazione sopra descritta non tiene conto dell'apertura di nuovi siti estrattivi i cui progetti sono stati approvati ai sensi dell'art. 25, L.R. 71/97.

PROGETTO CARG

Fig. 37 – *Cava ubicata in località S. Anna, Furlo.*

Tab. 3 – *Distribuzione delle cave attive e dismesse presenti nell'area del Foglio 280 Fossombrone.*

Comune	Totale	Attive Aut.	Dismesse
ACQUALAGNA	21	2	19
CARTOCETO	5	3	2
FERMIGNANO	2	0	2
FOSSOMBRONE	26	4	22
ISOLA DEL PIANO	1	0	1
MOMBAROCCIO	1	0	1
MONDAVIO	6	1	5
MONTEFELCINO	3	0	3
MONTEMAGGIORE AL METAURO	10	1	9
ORCIANO	1	0	1
SAN LORENZO IN CAMPO	9	3	6
SANT'IPPOLITO	4	2	2
SERRUNGARINA	3	0	3
TOTALE	**92**	**16**	**76**

PROGETTO CARG

5. - GEOSITI

I geositi sono località o porzioni di territorio in cui è possibile individuare un interesse geologico o geomorfologico per la conservazione (WIMBLEDON *et alii*, 1995).

In Italia sono state avviate nel corso degli ultimi anni diverse iniziative a carattere nazionale (Censimento Nazionale dei Geositi, ISPRA), regionale e locale, con l'obiettivo di sviluppare strumenti utili sia per la conoscenza geologica del nostro territorio, sia per la pianificazione territoriale e per la tutela paesistico - ambientale.

In questa parte dell'Appennino le conoscenze delle bellezze paesaggistico-naturalistiche hanno recentemente avuto un *input* anche grazie allo sviluppo di percorsi turistico-escursionistici messi a punto essenzialmente dalle comunità montane.

Il censimento e la caratterizzazione dei geositi rappresentano essenzialmente un plus valore alla conoscenza dell'ambiente per gli Enti territoriali per meglio conoscere e gestire il proprio territorio.

Il patrimonio geologico rappresenta per il vasto pubblico uno dei più importanti strumenti di sensibilizzazione e valorizzazione dell'ambiente e, più in particolare, della storia geologica e del paesaggio dell'Appennino da parte degli organi territoriali.

5.1. - GOLA DEL FURLO

La Gola del Furlo, che attraversa ortogonalmente la dorsale Monte Pietralata - Monte Paganuccio è senza dubbio uno dei più spettacolari esempi di incisione fluviale di questa porzione dell'Appennino. Con le sue pareti a strapiombo di oltre 500 m di altezza, rappresenta il maggior esempio di gola diaclinale dell'intero Appennino umbro-marchigiano (DILIGENTI *et alii*, 2004). Risulta profondamente incisa dal fiume Candigliano, affluente del fiume Metauro, nelle rocce carbonatiche giurassico-paleogeniche della successione umbro-marchigiana, forse già a partire dal Pliocene superiore - Pleistocene inferiore (DILIGENTI *et alii*, 2004). La parte centrale della gola, è scavata nella formazione del Calcare Massiccio, che grazie alla sua compattezza e allo scarso sviluppo della stratificazione ha permesso la formazione e la conservazione di pareti strapiombanti o, a luoghi, addirittura blandamente aggettanti. Le tracce dell'erosione fluviale sono scomparse quasi ovunque dalle pareti della gola; solo alle quote più basse, in prossimità della diga, si osservano forme di erosione prodotte sia dal Candigliano che da un piccolo tributario di sinistra a regime occasionale. Sulle pareti della gola sono viceversa vi-

PROGETTO CARG

sibili una serie di nicchie di degradazione formatesi lungo zone di relativa debolezza della roccia. Nelle zone di imbocco e di sbocco della gola, si osservano infine terrazzi fluviali del Pleistocene medio e superiore e dell'Olocene, particolarmente utili nella ricostruzione delle vicende morfoevolutive più recenti della dorsale. (geomorfosito 49 in DILIGENTI *et alii*, 2004).

Le pareti della gola presentano speroni, creste e pinnacoli prodotti dall'erosione differenziata lungo linee di faglia, spesso di notevole impatto scenico (Fig. 38). Queste forme, in genere si associano a nicchie e/o ad androni prodotte da processi di disgregazione e/o da carsismo (geomorfosito 50 in DILIGENTI *et alii*, 2004).

Fig. 38 – *La Gola del Furlo vista da sud strada Furlo - M.te Pietralata.*

La gola è stata fin dai tempi storici un "passaggio" attraverso il quale superare la barriera geografica del difficile transito appenninico. Proprio del breve tratto in questione è infatti ancora visibile il tracciato della via aperta intorno al 220 a.C. dal console Gaio Flaminio che da Roma permetteva il collegamento con l'Adriatico attraverso due profonde gallerie scavate nelle rocce carbonatiche del Giurassico (Fig. 5).

PROGETTO CARG

La presenza, subito a monte dell'area, della superstrada variante S. S. 3 Flaminia a traffico intenso ha permesso di mantenere inalterato l'ambiente naturalistico della gola che offre inoltre, proprio nella zona M. Pietralata-M. Paganuccio, ospitalità a specie di interesse floristico e faunistico.

Per le peculiarità geologico - naturalistiche recentemente la Gola del Furlo è stata inserita, quale sito di interesse, nella riserva naturale statale omonima in quanto si è ravvisata la possibilità di sviluppare un ampio programma di educazione ambientale all'interno di un paesaggio naturalistico particolarmente suggestivo.

5.2. - Marmitte dei Giganti

In corrispondenza del Ponte di Diocleziano sul fiume Metauro nei pressi dell'abitato di San Lazzaro, due chilometri a monte dell'abitato di Fossombrone, è possibile ammirare delle grandi cavità indicate con il nome di "marmitte dei giganti"; in questo tratto il fiume presenta un'ampiezza di pochi metri e la corrente è estremamente forte. Tali strutture sono formate dal moto vorticoso dell'acqua a contatto col fondo che permette a piccoli ciottoli di roteare esercitando un'azione abrasiva. L'azione ripetuta nel tempo negli stessi punti ha determinato la formazione di cavità che si sono evolute successivamente in vere e proprie marmitte prodotte e preservate grazie alla notevole durezza della Maiolica (geomorfosito 62, in Diligenti *et alii*, 2004).

5.3. - La Gola del Buzzo

A monte di S. Anna del Furlo si estende la valle de "Il Buzzo" occupata da un modestissimo corso d'acqua a regime occasionale, tributario di destra del F. Candigliano. Questa valle può essere considerata come una forma embrionale, non del tutto evoluta, di gole che rispondono (secondo alcuni Autori come nel caso della Gola del Furlo) al "modello della cattura".

Lungo la valle si trova una strettissima forra incisa nelle formazioni del Calcare Massiccio e della Corniola. La forra, che corre lungo un sistema di fratture ad andamento SW-NE, nel punto più stretto ha un'ampiezza minima di circa 1,5 m e pareti di circa 10 m di altezza, e mostra sui fianchi resti di forme di erosione vorticosa dovuta alla corrente (geomorfosito 55, in Diligenti *et alii*, 2004).

5.4. - La Grotta del Grano

Di particolare interesse è la Grotta del Grano (chiamata così perché ritenuta un tempo luogo di ricovero di scorte di frumento) costituita da una ampia rientranza

PROGETTO CARG

le cui pareti calcaree (Calcare Massiccio) sono state modellate da processi carsici e da degradazione meccanica (crioclastismo e termoclastismo). Di notevole rilevanza è anche la valle sospesa ubicata sopra la Grotta del Grano, incisa da un corso d'acqua a regime intermittente che si getta nella gola attraverso una serie di cascate di notevoli dimensioni (geomorfosito 52, in DILIGENTI *et alii*, 2004).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

VIII - MODELLO GEOLOGICO TRIDIMENSIONALE

Il foglio geologico 280 *Fossombrone* è stato oggetto di una sperimentazione effettuata nell'ambito del "Progetto nazionale di modellizzazione tridimensionale", volta alla definizione di una procedura per la ricostruzione di modelli geologici tridimensionali di vaste aree partendo dai dati geologici, di superficie e sottosuolo, contenuti nella banca dati del progetto CARG (BORRACCINI *et alii*, 2004; D'AMBROGI *et alii*, 2004) .

Tale progetto è stato svolto, tra il 2000 e il 2004, dal Servizio Geologico d'Italia in collaborazione con l'Università di Urbino (L.In.E.E. - *Laboratory of Information-tech for Earth and Environment*).

La scelta dell'area di studio è stata fatta tenendo conto non solo della buona disponibilità dei dati, sia di superficie che di sottosuolo, ma anche della possibilità di far procedere parallelamente la realizzazione del modello 3D e le fasi finali del rilevamento.

L'Appennino umbro-marchigiano, inoltre, è oggetto di numerosi e approfonditi lavori a carattere strutturale che consentono di verificare la congruenza del modello di sottosuolo ricostruito con i modelli proposti in letteratura.

Il progetto è stato articolato in una fase di raccolta dei dati; una fase di elaborazione e informatizzazione degli stessi; una fase di integrazione dei dati di superficie con i dati di sottosuolo, tra i quali numerosi profili sismici a riflessione e alcuni log di sondaggi profondi che l'ENI – Divisione Agip ha eseguito durante le campagne di esplorazione per la ricerca di idrocarburi nell'area e ha reso disponibili.

I dati di superficie utilizzati per la costruzione del modello sono quelli provenienti dal rilevamento geologico alla scala 1:10.000 condotto dal Servizio Geologico d'Italia, dall'Università di Urbino e dall'Università di Siena.

I dati acquisiti durante il rilevamento e i dati di sottosuolo sono stati informatizzati secondo lo schema della banca dati del progetto CARG e successivamente importati nel software di modellizzazione 3D (3Dmove, Midland Valley Ltd.).

PROGETTO CARG

Tutti i dati di superficie sono stati drappeggiati sul Modello Digitale del Terreno, costruito per l'area di studio a partire dai dati topografici vettoriali della Regione Marche, ed elaborati per giungere alla costruzione di una preliminare rappresentazione geologica 2,5D (Fig. 39).

In una fase successiva e nell'ambito di un Dottorato di Ricerca (BORRACCINI, 2002) sono state interpretate le linee sismiche, eseguite tra il 1975 e il 1990, messe a disposizione da ENI – Divisione AGIP; le linee, orientate prevalentemente SW-NE, per un'estensione lineare di circa 300 km, sono state tarate utilizzando i log dei pozzi FOSSOMBRONE 2 e SENIGALLIA 1 (per gentile concessione dell'UNMIG).

Per ragioni di scala, e considerata la non sempre elevata qualità delle linee sismiche, soprattutto di quelle meno recenti, si è scelto di effettuare la ricostruzione delle superfici nel sottosuolo utilizzando solo 5 principali riflettori sismici (dal basso verso l'alto):

1. il tetto del Calcare Massiccio;
2 il tetto delle Marne a Fucoidi;
3. il tetto della Scaglia Cinerea;
4. la formazione di Sapigno (gessoso-solfifera Auct.);
5. *unconformity* base Argille Azzurre.

La ricostruzione tridimensionale effettuata sull'area del foglio ha costituito un utile strumento di verifica delle ipotesi fatte, sull'assetto stratigrafico e strutturale, a seguito della raccolta dei dati di superficie e della loro integrazione con quelli di sottosuolo; il modello così ottenuto (Fig. 39) ha consentito di evidenziare alcuni caratteri geologico-strutturali, tra i quali:

- le anticlinali di Monte Paganuccio-Monte Pietralata e quella dei Monti delle Cesane, ad asse NW-SE, mostrano zone di cerniera ampie, con fianchi ripidi; la loro geometria sarebbe influenzata dallo stile deformativo del Calcare Massiccio. Lungo i fianchi le anticlinali sono tagliate da faglie inverse associate, probabilmente, ad un livello di scollamento legato alle Anidriti di Burano;
- il *multilayer* carbonatico mesozoico-eocenico e i sovrastanti depositi terrigeni miocenici sono coperti in discordanza dai depositi terrigeni pliocenici. La discordanza riconosciuta durante il rilevamento, è particolarmente evidente nelle linee sismiche dove taglia i depositi della formazione di Sapigno (gessoso-solfifera Auct.).

La sperimentazione condotta sul foglio 280 *Fossombrone* ha mostrato le potenzialità di una rappresentazione geologica tridimensionale affiancata alla tradizionale rappresentazione cartografica; a parità di informazioni raccolte il modello tridimensionale consente una comprensione più immediata ed ampia delle strutture geologiche.

PROGETTO CARG

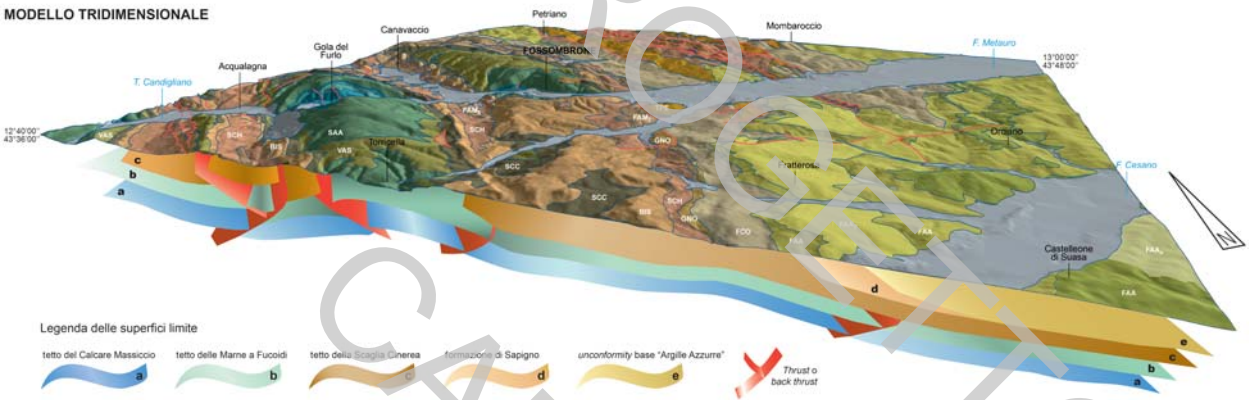


Fig. 39 – *Rappresentazione geologica 2,5D dell'area di studio ottenuta dall'elaborazione dei dati di superficie. Tale rappresentazione è stata ottenuta attraverso l'elaborazione ("crea superficie da linee", "crea superficie da punti" di 3DMove) degli strati ST018 (limiti geologici) e ST019 (giaciture) della banca dati CARG.*

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

IX - ABSTRACT

The Umbria-Marche Apennine forms the Northern sector of a fold-and-thrust belt, created in the most recent period of the Alpine orogenesis.

This chain is made up of sedimentary rocks of the Umbria-Marche basinal succession; this is composed of hundreds meters thick sequence of pelagic limestones and marls sedimented on the subsiding continental margin of the Adria promontory (CHANNELL *et alii*, 1979).

The Umbria-Marche Basin bound the persisting Latium-Abruzzi Carbonate Platform since the lowermost Jurassic, when a regional rifting stage originated the Tethyan ocean. Their following large-scale stratigraphic relationships closely mirror the evolving geodynamic framework of the Southern Tethyan continental margin during most of the Meso - Cenozoic times.

The Umbria-Marche sedimentary successions deposited during a complete tectono-stratigraphic cycle marked by continental break-up (Lower Jurassic), drifting (Middle Jurassic - Lower Cretaceous) and collision (starting in the Middle Eocene) (CENTAMORE *et alii*, 1971; ALVAREZ & MONTANARI, 1988). So this succession provides a remarkable record of many aspects of Earth history during an interval of 170 million years.

The lowermost Jurassic rifting phase formed the oceanic basin ancestral to the present Alpine mountain chains, including the Pennine-Liguride Ocean. This ocean outlined a northward-pointing promontory of African continental crust, the "Adria", isolated from clastic sediments inputs. The Adria promontory, as a large and nearly isolated passive continental margin, underwent extensional faulting in which normal faults defined a complex of differentially subsiding blocks. In cases where shallow-water carbonate deposition could keep up with subsidence, very thick sequences of shallow-water carbonates developed on the Adria promontory crust, such as in the Latium-Abruzzi carbonate platform.

The most ancient unit of the Umbria-Marche succession is the Upper Triassic

PROGETTO CARG

Anidriti di Burano Formation, which has only been reached in oil exploratory drillings (MARTINIS & PIERI, 1964). The *Anidriti di Burano* Fm. consists of 1000 m of alternating anhydrites and dolomites deposited under lagoonal and tidal conditions in sabkas environment.

Above this unit lies the oldest exposed formation in the sheet 280 Fossombrone area: the *Calcare Massiccio* Formation, dating Hettangian - Lower Pliensbachian p.p., consists of a neritic platform carbonate unit characterized by massive limestones. The *Calcare Massiccio*, that has 300 m in thickness, may be separated in two distinctive facies (CENTAMORE *et alii*, 1971; CENTAMORE & DEIANA, 1986; JACOBACCI *et alii*, 1974) determined by the differential subsidence due to the presence of platform bounding normal faults (PAROTTO & PRATURLON, 1975); in the Fossombrone area crops out the calcare massiccio B member (MAS_1), that is represented by micritic sediments of subtidal origin.

In the Lower Jurassic there was a differential regional subsidence and the only possible sedimentation was of pelagic facies; the extensional phase created some crustal blocks surrounded by faults, and in Umbria-Marche region there was a facies differentiation in complete basinal sequence and, opposite, condensed pelagic carbonate platform sequence (PCP).

In the shallow water pelagic carbonate platform (PCP) onward the *Calcare Massiccio* Formation lies a condensed sequence represented by the *gruppo del Bugarone* (CECCA *et alii*, 1990). It is composed by 4 different formations, for a complessive thickness of 20 meters, separated by a 25 Ma hiatus, from Middle Bajocian to Lower Kimmeridgian. This sequence is overlain by a few meters thickness of seamount *Maiolica*, with a tipical nodular facies. The sedimentation of *Marne a Fucoidi* represents the ending of differential subsidence of the region.

In deep-water basinal areas, the sequence is composed by *Corniola*, *Rosso Ammonitico*, *Calcari* e *Marne a Posidonia* and *Calcari Diasprigni*.

This sequence, overlained by *Maiolica*, was deposited in the high subsidence rate areas, and are characterized by a numerous chert lens and levels. This succession is characterized also by the presence of megabreccias, turbidites, and slumps reflecting the activity of extensional tectonic phase. These geological evidences gradually reduced from Upper Jurassic to Lower Aptian indicating the end of extensional tectonic instability.

The Oceanic Anoxic Event (OAE1), in the Umbria-Marche region represented by the bituminous *Livello Selli*, with its 2 meters thickness marks the quickly transition to the *Marne a Fucoidi Formation*, dating Aptian – Albian. The uniformity in thickness and facies of this formation clearly indicates the ending of differential subsidence and the levelling of the former paleobasin irregular topography. COCCIONI & BATTISTINI (1989) recognised throughout the Umbria-Marche basin,

PROGETTO CARG

besides the *Livello Selli*, two other distinct anoxic events named *Livello 113* and *Livello Urbino*. These levels can be correlated to coeval anoxic episodes in the Tethys (i.e. Southern Alps, Alpine-Carpathian Arc, Gargano and Sicily) and in the Atlantic Ocean.

The *Marne a Fucoidi* formation mainly consists of pelagic marls, marly limestones and subordinate limestones and black shales rich in organic matter of Aptian-Albian age. This unit represents a typical example of cyclical pelagic sedimentation, related to a huge fluctuation in calcium carbonate content and changes in colour. Predominantly the upper part of the sequence is characterized by this cyclical pattern defined by marl and limestone couplets.

Overlying the *Marne a Fucoidi* formation is the pelagic *Scaglia Bianca* (Upper Albian – Lower Turonian). This is the lower unit of the so-called Scaglia sequence in which the formations are defined by the dominant colour of the lithotypes. The *Scaglia Bianca* is made up of limestones and marly limestones containing chert and subordinately of marls. Black shales are interbedded in different portions of the formation. Particularly the uppermost part of the *Scaglia Bianca* contains the ichtiolithic-bituminous *Livello Bonarelli*, which is related to the second Oceanic Anoxic Event (OAE 2), Upper Cenomanian in age (SCHLANGER & JENKINS, 1976; ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982).

The pelagic limestones of the *Scaglia Rossa* formation show a light red colour as a result of general oxidizing conditions on the sea floor during its deposition. This unit, that contains red nodular cherty beds, chert free and, sometimes, marly limestones, has is lower boundary few meters above the *Livello Bonarelli*; it is dated Lower Turonian – Lower Lutetian.

In the upper part of the unit falls the Cretaceous-Tertiary boundary; this "famous" chronohorizon is marked by a 1-3 cm boundary clay layer containing the iridium anomaly (ALVAREZ *et alii*, 1980) laying on a 30 cm thick white limestone (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962; ALVAREZ & MONTANARI, 1988).

The *Scaglia Rossa* is characterized by some slumping (ALVAREZ & MONTANARI, 1988), and several white calcarenitic turbidites, locally made up of displaced planktonic foraminifera (MONTANARI *et alii*, 1989); these events are significative of an increase in syndepositional tectonics.

The overlooking *scaglia variegata* is mainly composed of green, red, white and grey marly limestones. Its lower boundary is defined by the last occurrence of chert whereas its upper boundary is conventionally placed at the top of the uppermost reddish interval. Its age is comprised between Lower Lutetian - Priabonian.

The *Scaglia Cinerea* close the *Scaglia* sequence; it consists of a rather uniform marly sequence. It contains the Eocene-Oligocene boundary, whose Global Stratotype Section and Point (GSSP) is located south-westward the Fossombrone area,

PROGETTO CARG

at Massignano quarry, near Ancona (COCCIONI *et alii*, 1988; PREMOLI SILVA *et alii*, 1988). This unit spans from Priabonian to Aquitanian.

The sedimentation of *Bisciaro* formation interrupts the *Scaglia* sequence in the Early Miocene. This unit extensively outcrops throughout the Umbria-Marche area (GUERRERA, 1977; COCCIONI & MONTANARI, 1994). It consists of grey marls and cherty limestones, well bedded, and intercalated with tuffaceous layers; this tuffs are volcaniclastites and air-fall ashes of andesitic to rhyolitic nature, probably derived from the synorogenic calc-alkalic volcanism of the western Mediterranean. Two distinct volcanic ash layers can be recognised regional-wide: the lower one is the "*Livello Raffaello*", and the upper is the "*Livello Piero della Francesca*" (COCCIONI & MONTANARI, 1994). In the middle part of the Bisciaro unit occurs a cinerite mega-layer called "*Mega-P*" (Mega pyroclastite). This formation range from Aquitanian to Burdigalian.

The *Schlier* formation follows the *Bisciaro* unit. It is composed by grey marls and subordinated marly limestones. As in *Bisciaro* formation, also in the *Schlier* formation are present, less frequently, volcaniclastic layers. Some of these layers were used for radiometric age dating.

Starting from the Miocene age, the tectonic regime changed in the direction of compressional tectonics. The uniformity in paleoenvironmental conditions, that were be constant from the Lower Cretaceous, finished in Miocene.

The Apennine chain was formed by the motion of thrust sheets in rapid progression from West to East. The Miocene sedimentation was constrained by the eastward migration of the foredeep-chain system (BOCCALETTI *et alii*, 1986), which previously involved the inner areas.

The whole Umbria-Marche region became a foredeep composed by Umbria and internal Marche basin, separated by the Umbria-Marche ridge followed by the external Marche basin separated by the Marche ridge from the internal one.

The silicoclastic sediments deposited in this latter basin (*marnoso arenacea marchigiana fm.*) overlay the oldest hemipelagic foreland sediments (*Bisciaro, Schlier*) with which they, sometimes, laterally interfingers. They are constituted mainly by arenaceous turbiditic sediments followed by the units (*Sapigno* fm., *Colombacci* Fm.) that recorded the Messinian salinity crisis and the "lagomare" event in the whole Mediterranean region.

During the Pliocene-Pleistocene time clays, silty clays and sandstones related to the *Argille Azzurre Formation* deposited unconformably above the upper Miocene units, they point out a general transgressive-regressive trend along the external margin of the Northern Apennines.

The succession ends with continental, alluvial and slope deposits, ranging

PROGETTO CARG

in age between the Middle Pleistocene and the Holocene; they lie unconformably over Meso-Cenozoic lithostratigraphic units, are differentiated in unconformity bounded stratigraphic units (UBSU) and record climatic variations and fluctuations in eustatic Quaternary.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

ALVAREZ W. (1999) - *Drainage on evolving fold-thrust belts: a study of transverse canyons in the Apennines*. Basin Research, **11**: 267-284.

ALVAREZ L.W., ALVAREZ W., ASARO F. & MICHEL H.V. (1980) – *Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction*. Science, **208**: 1095-1108.

ALVAREZ W. & LOWRIE W. (1984) - *Magnetic stratigraphy applied to synsedimentary slumps, turbidites, and basin analysis: the Scaglia limestone at Furlo (Italy)*. Geological Society of America Bulletin, **95**: 324-336.

ALVAREZ W. & MONTANARI A. (1988) - *The Scaglia limestones (Late Cretaceous-Oligocene) in the northeastern Apennines carbonate sequence: stratigraphic context and geological significance. In:* I. PREMOLI SILVA, R. COCCIONI AND A. MONTANARI *(Eds.), "The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)"*, International Union of Geological Sciences, Ancona, pp. 13-30.

ALVAREZ W., COLACICCHI R. & MONTANARI A. (1985) - *Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones*. Journal of Sedimentary Petrology, **55** (5): 720-734 APAT (2007) - Rapporto sulle frane in Italia. Rapporti, 78, pp.681.

ARCALENI M., CASABIANCA D., DE DONATIS M., GALEAZZI M., MAZZOLI S., TAMBURINI F. & TIBERI P. (1995) - *Schema geologico delle dorsali di Montefiore Conca- Monte Colbordolo, di Ginestreto e di Gabicce-Pesaro (Note Illustrative)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 11-17.

ARDANESE L. R. & GRANDI L. (1977) - *Caratteri sedimentologici, mineralogici e chimici di una serie del Bisciaro (Miocene inferiore e medio - Appennino centrale)*. Boll. Serv. Geol. It., **98**: 3-60.

ARDANESE L. R. [*et alii*] (1982) - *Indagini sulla stabilità dei versanti nel bacino pliocenico di Montecalvo in Foglia (Marche settentrionali)*. Parte prima: studi geologici. Geologia Applicata e Idrogeologia, **17**: 161-183.

ARDANESE L.R., CAPUANO N., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., MARTELLI G., TONELLI G. & VENERI F. (1987) – *Studio sulle arenarie di Urbania e di Serraspinosa come contributo alla conoscenza dell'evoluzione paleogeografica del margine adriatico durante il Miocene medio-superiore*. Giornale di Geologia, **49**(1): 127-144.

ARGNANI A., ARTONI A., ORI G.G. & ROVERI M. (1991) - *L'avanfossa centro-adriatica: stili strutturali e sedimentazione*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec.: 371-381.

ARTHUR M.A. & PREMOLI SILVA I. (1982) – *Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys*. In: S.O. SCHLANGER & M.B. CITA (Eds.): "Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies". Academic Press, London: 7-54.

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. 1988) – *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.

BARCHI M., MINELLI G., MAGNANI B. & MAZZOTTI A. (2003) – *Line CROP 03: Northern Apennines*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **62**: 127-136.

BASSETTI M.A. (1994) - *Coarse-grained clastics (fan delta deposits) in the Messinian of Montefeltro (Pesaro province, Northern Apennines)*. Giornale di Geologia, **56**, 2: 259-273.

BAUMGARTNER P.O. (1984) – *A Middle Jurassic – Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of Tethyan radiolarites.* Eclogae Geol. Helv., **73**(3): 729-837.

PROGETTO CARG

BAUMGARTNER P.O. (1987) – *Age and genesis of Jurassic radiolarites*. Eclogae Geol. Helv., **80**(3): 831-879.

BERGGREN W.A., KENT D.V., AUBRY M.-P. & HARDENBD JU. (Eds.) (1995) – *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. SEPM special publication, 54:. pp. 386. Tulsa.

BERNOULLI D. (1972) – *North Atlantic and Mediterranean Mesozoic Facies: a comparison*. Reprinted from: HOLLISTER, C.D., EWING, J. I., et al. 1972, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XI: 801 - 822, Washington.

BERNOULLI D. & JENKYNS H. (1974) – *Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys*. In: *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. DOTT R. H. & SHAVES R. H. (Eds). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **19**: 129-157.

BERSEZIO R., ERBA E., GORZA M. & RIVA A. (2002) – *Berriasian-Aptian black shales of the maiolica formation (Lombardian basin, southern Alps, Northern Italy): local to global events*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **180**: 253-275.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MORATTI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) – *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giornale di Geologia, **48**: 227-233.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G.& RICCI-LUCCHI F. (1990) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and Southern Alps. Palaeogeogr*. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **77**: 3-14.

BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) – *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**: 7-38.

BONARELLI G. (1893) – *Osservazioni sul Toarciano e l'Aleniano dell'Appennino Centrale.* Boll. Soc. Geol. It., **12**: 193-254.

BONARELLI G. (1896a) – *Nuovi affioramenti "Aleniani" dell'Appennino Centrale.* Boll. Soc. Geol. It., **15** (2): 277-280.

BONARELLI G. (1896b) – *Osservazioni geologiche sui Monti del Furlo presso Fossombrone*. Boll. Soc. Geol. It., **15** (2): 415-422.

BONARELLI G. (1899) – *Cefalopodi sinemuriani dell'Appennino Centrale*. Palaeontographia Italica, **5**: 55-83.

BONARELLI G. (1903) – *Miscellanea di note geologiche a paleontologiche per l'anno 1902*. Boll. Soc. Geol. It., **22**: 429-445.

BORRACCINI F. (2002) - *Dal rilevamento di terreno alla modellazione geologica digitale in tre dimensioni: il Foglio 280 – Fossombrone 3D*. Tesi di Dottorato, inedita, pp. 151.

BORRACCINI F., DE DONATIS M., D'AMBROGI C. & PANTALONI M. (2004) – *Il Foglio 280 - Fossombrone 3D: un progetto pilota per la cartografia geologica nazionale alla scala 1:50.000 in tre dimensioni*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 319-331.

BORRACCINI F., DI BUCCI D., DE DONATIS M., MAZZOLI S., MEGNA A., NESCI O., SANTINI S., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & TRIGGIANI P. (2002) - *Analisi della tettonica quaternaria nel basso bacino del Metauro e nell'offshore adriatico (area nord-marchigiana esterna) attraverso l'integrazione di dati sismici, geomorfologici, stratigrafici e strutturali*. Studi Geologici Camerti, **2**: 29-43.

BUTLER R.W.H. (1987) – *Thrust sequences*. Jour. Geol. Soc. London, **144**: 619-634.

BUTLER R.W.H., MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., DI BUCCI D., GAMBINI R.,

PROGETTO CARG

NASO G., NICOLAI C., SCROCCA D., SHINER P., ZUCCONI V. (2001) - *Applying thick-skinned tectonic models to the Apennine thrust belt of Italy: Limitations and implications*. MCCLAY K.R. (ed.), Thrust Tectonics 1999 Conference, AAPG Memoirs, Special Issue, **82**: 647-667.

CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & PALTRINIERI W. (1994) - *Structural styles, chronology rates of deformation, and time-space relationships in the Umbria-Marche thrust system (Central Apennines, Italy)*. Tectonics, **13**/4: 873-881.

CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F., PAMBIANCHI G. (1982) – *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depressions (Umbria-Marche Apennine)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **5**: 263-276.

CALAMITA F., DEIANA G. INVERNIZZI C. & PIZZI A. (1991) – *Tettonica*. In: L'ambiente fisico delle Marche, Regione Marche, Assessorato Urbanistica – Ambiente: 67-80, SEL.CA, Firenze.

CALDERONI G., DELLA SETA M., FREUDI P., LUPIA PALMIERI E., NESCI O., SAVELLI D. & TROIANI F. (2010) – *Late Quaternary geomorphological evolution of the Adriatic coast reach encompassing the Metauro, Cesano and Misa river mouths (Northern Marche, Italy)*. GeoActa, Spec. Pubbl. **3**: 109-124.

CANAVARI M. (1879) – *Cenni geologici sul Camerinense e particolarmente su di un lembo titonico nel Monte Sanvicino*. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, n. **11-12**: 3-13.

CANAVARI M. (1886) – *Fossili del Lias inferiore del Gran Sasso d'Italia raccolti dal Prof. Orsini nell'anno 1840*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, **7**: 281-298.

CANAVARI M. (1891) – *La fauna degli strati con* Aspidoceras acanthicum *di Monte Serra presso Camerino*. Palaeontographia Italica, **6** (1890): 1-16.

CANAVARI M. (1893a) – *Il Lias superiore nella Valle di Bolognola in quel di Camerino*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, 7 (1891-1893): 6-11.

CANAVARI M. (1893b) – *Gli scisti varicolori con fucoidi della parte NE dei Monti Sibillini*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi Verbali, **7** (1891-1893): 11-12.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M. & DI LORITO L. (1986) – *Il Miocene delle Marche*. Studi Geologici Camerti, "La geologia delle Marche": 35-56.

CAPASSO L. (2006) – *Segnalazione dell'actinopterigio* Nursallia gutturosum *(*ARAMBOURG, 1954*) nelle radiolariti bituminose cenomaniane del Passo del Furlo, Pesaro*. Atti del Museo Civico di Storia Naturale di Trieste, **53**: 187-196.

CAPUANO N. & D'ANTONIO G. (1992) - *Studio sedimentologico-composizionale della successione tardo-miocenica della dorsale costiera di Gabicce-Pesaro*. Giorn. Geol., **54**/1: 107-123.

CAPUANO N. & GIAMPIERI A. (1989) - *Appennino marchigiano settentrionale: il retroscorrimento dei Monti della Cesana*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 59-68.

CAPUANO N., SERGENTI M., TONELLI G. &VENERI F. (1993) - *Late Eocene-Oligocene carbonate turbidites in the Scaglia Cinerea of the Furlo-Fossombrone Area (Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 689-699.

CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1986) - *Ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica del margine appenninico nell'area feltresca (Marche settentrionali) durante il Pliocene inferiore e medio*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 163-170.

CAPUANO N., TONELLI G., VENERI F. (1988) – *Problematiche relative alle connessioni tra*

PROOF TO CARG

piattaforme e bacini: un esempio nell'Appennino centro-settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., **41**/1: 251-263.

CAPUANO N., TONELLI G., VENERI F., RICCI LUCCHI F. & BARBIERI R. (1989). *Cannibalized fan delta deposits of Montecalvo in Foglia, Marchean Apennines, Italy: a problem of identification*. Giornale di Geologia, **51**, 1: 45-60

CARLONI G.C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S. & SELLI R. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 109 - 110 - 117 Pesaro-Senigallia-Jesi*. Servizio Geologico d'Italia - Nuova Tecnica Grafica, Roma.

CASABIANCA D., DE DONATIS M., MAZZOLI S., PALTRINIERI W. & WEZEL F. C. (1995) - *The Colbordolo-Pesaro area of the Romagna-Marche foothill zone (Northern Italian Apennines): stratigraphic and structural study*. Giornale di Geologia, Bologna, **54**: 277-295.

CASATI P., BERTOZZI P., CITA B.M., LONGINELLI A. & DAMIANI V. (1976) - *Stratigraphy and paleoenvironment of the messinian "Colombacci" formation in the periadriatic trough*. A pilot study. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 173-195.

CASSETTI M. (1920) – *Il Passo del Furlo (Fossombrone)*. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, **47** (1919): 289-295.

CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano sandstone*. Mem. Sci.Geol., Padova, **49**: 207-253.

CECCA F., CATENACCI V., CONTE G., CRESTA S., D'ANDREA M., GRAZIANO R., MENICHETTI M., MOLINARI V., PAMPALONI M.L., PANTALONI M., PICHEZZI R.M. & ROSSI M. (1996a) – *Risultati preliminari del rilevamento nel settore sud-occidentale del Foglio 280 Fossombrone della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Boll. Serv. Geol. It., **115**: 3-70.

CECCA F., CRESTA S., PALLINI G. & SANTANTONIO M. (1990) – *Il Giurassico di Monte Nerone (Appennino marchigiano, Italia Centrale): biostratigrafia, litostratigrafia ed evoluzione paleogeografica*. In: G. PALLINI, F. CECCA, S. CRESTA & M. SANTANTONIO (Eds.): Atti II° Conv. Int. "Fossili, Evoluzione, Ambiente", Pergola, 1987: 63-139.

CECCA F., GALEOTTI S., COCCIONI R. & ERBA E. (1996b) – *The Faraoni Level (Uppermost Hauterivian, Lower Cretaceous) in the eastern part of Trento Plateau area (Southern Alps, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **102**/**3**: 417-424.

CECCA F., MARINI A., PALLINI G., BAUDIN F. & BEGOUEN V. (1994) – *A guide-level of the uppermost Hauterivian (Lower Cretaceous) in the pelagic succession of Umbria-Marche Apennines (Central Italy): the Faraoni level*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**: 551-568.

CENTAMORE E. & DEIANA G. (1986) - *Geologia delle Marche*. Studi Geol. Camerti, **Vol. spec.**: 1-145.

CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In: L'ambiente fisico delle Marche, Regione Marche, 5-58.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) – *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei bacini minori torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 5) risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol. It.: **18**: 135-170.

CENTAMORE E., CATENACCI V., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & VALLETTA M. (1975) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 291 Pergola*. Serv. Geol. d'It.: pp. 40, Roma.

PROGETTO CARG

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., DRAMIS F., GIARDINI G., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1979) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 301 Fabriano*. Serv. Geol. d'It.: pp. 51, Roma.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**: 7-89.

CENTAMORE E., COLTORTI M., DRAMIS F., CANTALAMESSA G., D'ANGELO S., DI LORITO L., SACCHI L. & SPOSATO A. (1982) – *Aspetti neotettonici e geomorfologici dei Fogli 133-134 Ascoli Piceno-Giulianova*. C.N.R., P.F. Geodinamica, Pubbl. **513**, p. II: 371-386.

CERETTI E. (1963) – *L'attuale stato delle conoscenze sulla geologia marchigiana.* Mem. Soc. Geol. It., **4**: 483-512.

CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORWATH F. (1979) – *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography*. Earth Sci. Rev., **15**: 213-292.

CHELUSSI I. (1906) – *Note di geologia marchigiana*. Atti della Società Italiana di Scienze Naturali, **44**: 270-300.

CIARAPICA G. & PASSERI L. (1978) – *I Grezzoni del nucleo Apuano: nascita, sviluppo e morte di una piattaforma carbonatica iperalina*. Boll. Soc. Geol. It., **21**: 51-61.

CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L., TRINCIANTI E. & ZANINETTI L. (1986) – *"Anidriti di Burano" et "Formation du Monte Cetona" (nouvelle formation), biostratigraphie de deux series-types du Trias superieur dance l'Apenin septentrional.* Rev. Palèobiol., **6**/2: 341-409.

CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., FREDI P. & PAMBIANCHI G. (1985) – *Geomorphological and neotectonic evolution of the Umbria-Marche ridge, northern sector.* Studi Geologici Camerti, **10**: 7-15.

CITA M.B. (1982) - *The Messinian salinity crisis in the Mediterranean: a review*. A.G.U. Geodynamics Series, **7**: 113-140.

CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007a) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità tradizionali (1)*. Quad. Serv. Geol. d'It., ser. III, **7** (VI): pp. 318, Roma.

CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007b) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. d'It., ser. III, **7** (VII): pp. 382, Roma.

COCCIONI R. (a cura di) (2005) – *La dinamica evolutiva della fascia costiera tra le foci dei Fiumi Foglia e metauro: verso la gestione integrata di una costa di elevato pregio ambientale*. Istituto di Geologia e Centro di Geobiologia Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo", pp. 95.

COCCIONI R. & BATTISTINI F. (1989) - *Stratigraphy of the Early Aptian - Late Albian Scisti a Fucoidi in the Umbria-Marche area*. In: COCCIONI R., MONECHI S. & PARISI G. (Eds.). Abstract, 1st Meeting of the Working Group 2 - Pelagic Facies (IGCP Project 262 "Tethyan Cretaceous Correlation"), Urbino, February 14-16, 1989: 11-17.

COCCIONI R. & GALEOTTI S. (2003) – *The Mid-Cenomanian Event: prelude to OAE2*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **190**: 427-440.

PROGETTO CARG

COCCIONI R. & MONTANARI A. (1994) – *L'orizzonte del Bisciaro*. In: Guide Geologiche Regionali. Appennino Umbro-Marchigiano, **7**: 36-38, BE-MA editrice.

COCCIONI R., MONECHI S. & PARISI G. (Eds.) (1989) – *Abstract of the IGCP project 262, Working group 2 "Pelagic facies"*. Università di Urbino: pp. 114.

COCCIONI R., BAUDIN F., CECCA F., CHIARI M., GALEOTTI S., GARDIN S. & SALVINI G. (1998) – *Integrated stratygraphic, palaeontological, and geochemical analysis of the uppermost Hauterivian Faraoni Level in the Fiume Bosso section*, Umbria – Marche Apennines, Italy. Cretaceous Research, **19**: 1-23.

COCCIONI R., MONACO P., MONECHI S., NOCCHI M. & PARISI G. (1988) – *Biostratigraphy of the Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy)*. In: PREMOLI SILVA I. AND OTHERS (EDS.) The Eocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy). Ancona, Italy, International Union of Geological Sciences, Commission of Stratigraphy: 59-80.

COLACICCHI R. & BALDANZA A. (1986) - *Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Apennines - comparison with siliciclastic depositional models*. Sedimentary geology, **48** (1/2): 81-105.

COLACICCHI R. & PIALLI G. (1973) - Significato paleogeografico di alcuni depositi di alta energia nella parte sommitale del Calcare Massiccio. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 173-187.

COLACICCHI R., NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., BALDANZA A., CRESTA S. & PALLINI G. (1987) – *Paleoenvironmental analysis from Lias to Malm (Corniola to Maiolica formations) in the Umbria-Marche Basin, Central Italy*. Proc. II Int. Symp. On Jurassic Stratigraphy (Lisbona, 1987).

COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970) – *Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 839-874.

COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1976) - *Paleoenvironmental study of the "colombacci" Formation in Romagna (Italy): the Cella Section*. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 197-216.

COLTORTI M. & NANNI T. (1987) – *La bassa valle del Fiume Esino: geomorfologia, idrogeologia e neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 35-51.

COMITATO D'AREA APPENNINO SETTENTRIONALE (2002) – *Successioni carbonatiche mesocenozoiche dell'Appennino Settentrionale e Centrale*. http://www.isprambiente.gov.it/site/_files/CARG/verbale_7mag.pdf

CONTI S. (1989) - *Geologia dell'Appennino marchigiano-romagnolo tra le Valli del Savio e del Foglia: note illustrative alla carta geologica a scala 1:50.000*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 453-490.

COWARD M. P., DE DONATIS M., MAZZOLI S., PALTRINIERI W. &WEZEL F. C. (1999) - *The frontal part of the northern Apennine foreland fold and thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy): shallow and deep structural styles*. Tectonics, Amsterdam (NL), **18**,3: 559-574.

CREMONINI G. & FARABEGOLI (1978) - *Tettonica sinsedimentaria messiniana nell'Appennino romagnolo*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 7-8.

CREMONINI G. & MARABINI S. (1982). *La Formazione a colombacci nell'Appennino romagnolo*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (a cura di): Guida alla geologia del margine appenninico-padano, 167-169, Guida Geologica Regionale S.G.I., Bologna.

CRESTA S. (2000) - *Toarcian-Aalenian ammonite biostratigraphy in the Monte Nerone area*

PROGETTO CARG

(central Apennines, Italy). Strata, **10**: 13-19.

CRESTA S., BASILICI G., BUSSOLETTI A., COMAS M.J., ELMI S., FERNANDEZ-LOPEZ S., FERRETTI A., GOY A., HENRIQUES M.H., KALIN O., JIMENEZ A., MARTINEZ G., SANDOVAL J., URETA S. & VENTURI F. (1995) - *Relazione sul workshop "Paleontologia e biostratigrafia dei sedimenti ammonitiferi toarciano - bajociani in successioni di alto morfostrutturale dell'Appennino umbro-marchigiano: l'area di Monte Nerone. Correlazioni con altre regioni della Tetide occidentale"*. (Piobbico, 2-4 agosto 1993). Boll. Serv. Geol. d'It., **112**: 129-139.

CRESTA S., CECCA F., SANTANTONIO M., PALLINI G., BRONNIMANN P., BALDANZA A., COLACICCHI R., MONACO P., NOCCHI M., PARISI G. & VENTURI F. (1988) - *Stratigraphic correlations in the Jurassic of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Proceedings of 2th International Symposium on Jurassic Stratigraphy: 729-744.

CRESTA S., MONECHI S. & PARISI G. (Eds.) (1989) - *Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **39**: 1-182.

D'AMBROGI C., PANTALONI M., BORRACCINI F. & DE DONATIS M. (2004) – *3D geological model of the Fossombrone area (Northern Apennines)*. In: PASQUARÈ G., VENTURINI C. & GROPPELLI G. (Eds.): Atlas *"Mapping geology in Italy"*. APAT: 193-198. S.E.L.CA. Firenze.

DE BOER P.L. (1982) – *Cyclicity and storage of organic matter in Middle Cretaceous pelagic sediments*. In: EINSELE G. & SEILACHERA A. (Eds.): *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag: 456-474.

DE CELLES P.G. & GILES K.A. (1996) - *Foreland basin systems*. Basin Research, **8**: 105-123.

DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (1994) - *Kinematic evolution of thrust-related structures in the Umbro-Romagnan parautochthon (Northern Apennines, Italy)*. Terra Nova, **6**: 563-574.

DE DONATIS M. (2001) - *Three-dimensional visualisation of the structures of an external sector of the northern Apennines, Italy*. AAPG Bull., **85**: 419-431.

DE DONATIS M., INVERNIZZI C., LANDUZZI A., MAZZOLI S., NEGRI A. & POTETTI M. (1998) – *CROP 03: Structure of the Montecalvo in Foglia – Adriatic sea segment*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 617-630.

DE DONATIS M., INVERNIZZI C., LANDUZZI A., MAZZOLI S., NEGRI A. & POTETTI M. (1995) - *The external zone of the Marchean-Romagnan Apennines*. In: Riassunti del Convegno Geodinamica e Tettonica Attiva del Sistema Tirreno-Appenino, Camerino, 9-10 Febbraio 1995, 105-107.

DE FEYTER A.J. & MENICHETTI M. (1988) - *Back thrusting in forelimbs of rootless anticlines, with examples from the Umbro-Marchean Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 357-370.

DE FEYTER A.J. & MOLENAAR N. (1984) - *Messinian fanglomerates: the Colombacci Formation in the Pietrarubbia basin, Italy*. Journal of Sedimentary Petrology, **54**, 3: 746-758.

DE FEYTER A.J., KOOPMAN A., MOLENAAR A. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbria-Marchean Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **105**: 65-85.

DI BUCCI D., FRIELLO P., PALLINI G. & SANTANTONIO M. (1994) – *Il sistema giurassico di piattaforma carbonatica pelagica/bacino nell'area di Monte Scoccioni – Castelleta*

PROGETTO CARG

(Appennino marchigiano). In: PALLINI G. (Ed.): Atti III° Conv. Int. "Fossili, Evoluzione, Ambiente", Pergola, 1990. Palaeopelagos Spec. Publ., **1**: 79-91.

DILIGENTI A., NESCI O. & SAVELLI D. (2005) – *Geomorphosites in the landscape of Monti del Furlo (Northern Marche Apennines)*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, Vol. Spec., **18** (1): 203-211.

DRAMIS F. (1992) – *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1**: 9-15.

DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1991) – *Il ruolo di elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **2**: 287-293.

ELMI C. (1991) – *Anomalie del reticolo idrografico nell'Appennino centro-settentrionale: evoluzione geomorfologica e neotettonica*. Giornale di Geologia, ser. 3, vol. **53**/2: 81-92.

ERBA E., COCCIONI R. & PREMOLI SILVA I. (1989) – *Gli Scisti a fucoidi nell'area umbro-marchigiana: le sezioni della s.s. Apecchiese*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **39**: 146-164.

FANUCCI F., MORETTI E., NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1996) - *Tipologia dei terrazzi vallivi ed evoluzione del rilievo nel versante adriatico dell'Appennino centro-settentrionale*. Il Quaternario, It. Journ. of Quat. Sci., **9**: 255-258.

FARINACCI A., MARIOTTI N., NICOSIA U., PALLINI G. & SCHIAVINOTTO F. (1981) – *Jurassic sediments in the umbro-marchean Apennines: an alternative model*. In: FARINACCI A. & ELMI S. (Eds.) – Rosso Ammonitico Symposium proceedings: 335-398.

FISCHER A.G. (1966) - *The Lofer Cyclothemes of the Alpine Triassic*. In: D.F. MERRIAM (Ed.), Symposium on Cyclic Sedimentation, Bull. Geol. Survey Kansas, **169**: 107-149.

FORNACIARI E. & RIO D. (1996) – *Latest Oligocene to Early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.

FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.

FOSSA MANCINI E. (1922) – *Il probabile meccanismo di alcune dislocazioni dell'Appennino marchigiano*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, **34**: 326-335.

FUCINI A. (1899) – *Ammoniti del Lias medio dell'Appennino centrale esistenti nel Museo di Pisa*. Palaeontographia Italica, **5**: 145-186.

FUCINI A. (1900) – *Ammoniti del Lias medio dell'Appennino centrale esistenti nel Museo di Pisa*. Palaeontographia Italica, **6**: 17-78.

FUCINI A. (1905) – *Lamellibranchi di Lias inferiore e medio dell'Appennino Centrale*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, **21**: 58-82.

GALEOTTI S., SPROVIERI M., COCCIONI R., BELLANCA A. & NERI R. (2003) – *Orbitally modulated black shale deposition in the upper Albian Amadeus Segment (central Italy): a multi-proxy reconstruction.* Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **190**: 441-458.

GALLUZZO F. & SANTANTONIO M. (1994) - *Geologia e paleogeografia giurassica dell'area compresa tra la Valle del Vernino e Monte Murano, Monti della Rossa, Appennino marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 587-612.

GERMANI D. & ANGIOLINI L. (2003) – *Guida Italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica*. A cura della Commissione Italiana di Stratigrafia. Quad. Serv. Geol.

PROGETTO SAPG

d'It., ser. III, **9**: pp. 155, Roma.

GUERRERA F. (1977) - *Geologia del Bisciaro dei monti della Cesana (Urbino)*. Giornale di Geologia, **42**/1: 109-132.

GUERRERA F., TONELLI G. & VENERI F. (1986) - *Caratteri lito-sedimentologici e mineralogico-petrografici di vulcanoclastiti mioceniche presenti nella successione umbro-marchigiana.* Boll. Soc. Geol. It., **105**: 307-325.

GUERRERA F., MONACO P., NOCCHI M., PARISI G., FRANCHI R., VANNUCCI S. & GIOVANNINI G. (1988) – *La Scaglia variegata eocenica nella sezione di Monte Cagnero (Bacino Marchigiano Interno): studio litostratigrafico, petrografico e biostratigrafico*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 81-99.

HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) – *A geologic time scale, 1989 edition*. Cambridge University Press, 263 pp.

HOCHULI P., MENEGATTI A.P., WEISSERT H., ERBA E. & PREMOLI SILVA I. (1999) – *High-productivity and cooling episodes in the early Aptian Alpine Tethys*. Geology, **27**: 657-660.

IACCARINO I. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press: 283-314.

IACCARINO S.M., PREMOLI I., BIOLZI M., FORESI L.M., LIRER F. & PETRIZZO M.R. (2005) - *Practical manual of Oligocene to Middle Miocene Planktonic Foraminifera*. Oligocene - Middle Miocene - 4° Course. Perugia: International School on Planktonic Foraminifera.

INVERNIZZI C., LANDUZZI A:, NEGRI A. & POTETTI M. (1995) - *Stratigrafia ed evoluzione tettonico-sedimentaria mio-pliocenica dell'area pesarese tra il F. Foglia ed il F. Metauro*. Studi Geologici Camerti, Vol. spec. 1995/1: 451-464.

JACOBACCI A., CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., MALFERRARI N., MARTELLI G. & MICARELLI A. (1974) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 290 "Cagli"*. Serv. Geol. d'It.: pp. 41, Roma.

JAMISON W.R. (1987) - *Geometric analysis of fold development in overthrust terranes.* J. Struct. Geol., **9**: 207-219.

LABAUME P. (1987) - *Syn-diagenetic deformation of a turbiditic succession related to submarine gravity nappe emplacement, Autapie Nappe, French alps*. In: JONES, M.E. & PRESTON, R.M.F. (ed.) - Deformation of sediments and sedimentary rocks. Geol. Soc. Spec. Publ., London, **29**: 147-163.

LAVECCHIA G., MINELLI G., PIALLI G., BIELLA G., CONVERSINI P., DEMARTIN M., LOZEI A., MAISTRELLO M., SCARASCIA S. & TABACCO I. (1984) - *Primi risultati del profilo sismico a rifrazione Perugia-Frontone*. Boll. Soc. Geol. It. **103**: 447-466.

LIPPI BONCAMPI C. & CALANDRA R. (1980) – *Bibliografia geologica delle Marche*. Consorzio Universitario Piceno, Facoltà di Agraria di Ascoli Piceno, Tip. Cesari, 241 pp.

LOTTI B. (1926) – *Descrizione geologica dell'Umbria*. Provveditorato Generale dello Stato, pubblicata per cura del R. Ufficio Geologico. pp. 320, Roma.

LUTERBACHER H.P. & PREMOLI SILVA I. (1962) – *Note préliminaire sur une révision du profil de Gubbio, Italie*. Riv. Ital. Paleont., **68**/2: 253-288.

MARSHAK S., GEISER P.A., ALVAREZ W. & ENGELDER T. (1982) – *Mesoscopic fault array of the northern Umbrian Apennine fold belt, Italy: geometry of coniugate shear by pressure-solution slip*. Geol. Soc. Am. Bull., **93**: 1013-1022.

PROGETTO CARG

MARTINI E. (1971) – *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.* In FARINACCI A. (ed.), Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 1970, **2**: 739-785.

MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore dell'Italia centrale e meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**(1): 649-678.

MAZZANTI R. & TREVISAN L. (1978) – *Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**: 55-62.

MAZZOLI S. (1994) - *Early deformation features in syn-orogenic Messinian sediments of the northern Marchean Apennines (Italy)*. Annales Tectonicae, **8**/2: 134-147.

MAZZOLI S., DEIANA G., GALDENZI S. & CELLO G. (2002) - *Miocene fault-controlled sedimentation and thrust propagation in the previously faulted external zones of the Umbria-Marche Apennines, Italy.* EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 1, 195-209.

MAZZOLI S., LANCI L., DE DONATIS M. (2001) - *Paleomagnetic rotations in thrust belts: A case-study from the Marche-Romagna area (Northern Apennines, Italy)*. Journal of Geodynamics, **32**: 373-393.

MAZZOLI S., S. CORRADO, M. DE DONATIS, D. SCROCCA, R. W. H. BUTLER, D. DI BUCCI, G. NASO, C. NICOLAI & ZUCCONI V. (2000) - *Time and space variability of "thin-skinned" and "thick-skinned" thrust tectonics in the Italian Apennines*. Rend. Fis. Acc. Lincei, Roma, s.9, **11**: 5-39.

MENEGHINI G. (1867-1881) – *Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique de Lombardie et de l'Apennine Central*. Paleont. Lombarde, **ser. 4**: pp. 112.

MENICHETTI M. & PIALLI G. (1986) - *Geologia strutturale del Preappennino Umbro tra i Monti di Gubbio e la catena del M. Petrano - M. Cucco*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 371-388.

MENICHETTI M., DE FEYTER A.J. & CORSI M. (1991) - *CROP 03 - Il tratto Val Tiberina - Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione tettonico-sedimentaria delle avanfosse della zona umbro-marchigiano-romagnola*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1: 279-293.

MERLA G. (1951) – *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**: 95-359.

MICARELLI A., POTETTI M. & CHIOCCHINI M. (1977) - *Ricerche microbiostratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana*. Studi Geologici Camerti, **3**, 57-86.

MOLENAAR N. & DE FEYTER A.J. (1985) – *Alluvial-fan associated carbonates: an example from Messinian Colombacci Formation of the Pietrarubbia Basin*. Sed. Geol., **42**: 1-23.

MONTANARI A., CHAN L.S. & ALVAREZ W. (1989) – *Synsedimentary tectonics in the Late Cretaceous – Early Tertiary pelagic basin of the Northern Apennines*. S.E.P.M. Spec. Publ., **44**: 379-399.

MORENA T. (1897) – *Il Sinemuriano negli strati a* Terebratula aspasia *MENEGHINI*. Boll. Soc. Geol. It., **16**: 183-186.

MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) – *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199.

MUTTI E. (1992) - *Turbidite Sandstones*. Agip - Istituto di Geologia Università di Parma, 275 pp.

NANNI T. & VIVALDA P. (1987) - *Influenza della tettonica trasversale sulla morfogenesi delle pianure alluvionali marchigiane*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **10**: 180-192.

PROGETTO SARG

NESCI O. & SAVELLI D. (1986) - *Cicli continentali tardo-quaternari lungo i tratti vallivi mediani delle Marche settentrionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **9**: 192-211.

NESCI O. & SAVELLI D. (1990) - *Valley terraces in the North-Marche Apennine (Central Italy): cyclic deposition and erosion*. Giorn. Geol., **52**: 189-195.

NESCI O. & SAVELLI D. (1991a) - *Lineamenti geomorfologici delle unità terrazzate fluviali del "3° ordine" del Bacino del Metauro (Marche settentrionali)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**: 141-148.

NESCI O. & SAVELLI D. (1991b) - *Successioni alluvionali terrazzate nell'Appennino nord-marchigiano*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**: 149-162.

NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1994) - *Alluvioni terrazzate, depositi di versante e travertini (Quaternario)*. In: Guide geologiche regionali. Appennino Umbro-Marchigiano. A cura della Società Geologica Italiana.

NESCI O., SAVELLI D. & MENGARELLI D. (1990) - *I terrazzi vallivi del 1° ordine nei bacini dei fiumi Metauro e Foglia (Appennino marchigiano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **13**: 63-73.

NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1992). *Terrazzi vallivi e superfici di spianamento nell'evoluzione del rilievo dell'Appennino nord-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec.: 175-180

NESCI O., SAVELLI D., CALDERONI G., ELMI C. & VENERI F. (1995) - *Le antiche piane di fondovalle nell'Appennino nord-marchigiano*. In: "Assetto fisico e problemi ambientali delle pianure italiane", Mem. Soc. Geogr. It., **53**: 293-312.

NESCI O., SAVELLI D., TRAMONTANA M., VENERI F., DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (2002) - *The evolution of the alluvial fans in the Umbria-Marche-Romagna Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. (1): 915-922.

ODIN & ODIN (1990) - *Echelle numérique des temps géologiques*. Geochronique.

OGNIBEN L. (1957) – *Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem Descr. Carta Geol. It., **33**: 1-275.

ORI G.G., ROVERI M. & VANNONI F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy)*. In: P.A ALLEN & P. HOMEWOOD (ed.) - Foreland Basins. Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., **8**: 183-198.

PAMPALONI M.L., PANTALONI M., PICHEZZI R.M., ROSSI M. & VENTURA G. (2003) – *Segnalazione di* Diacria trispinosa *(DE BLAINVILLE) nella formazione Marnoso-Arenacea (foglio 280 Fossombrone alla scala 1:50.000)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **117** (1998): 53-58.

PARISI G., BALDANZA A. & MONECHI S. (1989) – *Da Gubbio a Scheggia*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **39**: 50-56.

PARISCH C. & VIALE C. (1906) – *Contribuzione allo studio delle ammoniti del Lias superiore*. Rivista Italiana di Paleontologia, **12**: 141-168.

PARONA C. F. (1882) – *Sopra due piani fossiliferi del Lias nell'Umbria*. Rendiconti del R. Istituto Lombardo, **15** (9), Serie 2: 1-5.

PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) – *Geological summary of the Central Apennines. Structural Model of Italy*. Quad. Ric. Scient., **90**: 257-311.

PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., PREMOLI SILVA I., SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000: guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni serie III, vol. **1**: pp. 203.

PASSERI L. (1971) – *Stratigrafia e sedimentologia dei calcari giurassici del M. Cucco (Ap-*

PROGETTO GEOSITI ORG

pennino umbro). Geol. Rom., **10**: 93-130.

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. (1979) – *The hypothesis of a Northern Apenninic peninsula during the Upper Triassic*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 151-161.

PASSERI L. (1994) – *Il Calcare Massiccio e i suoi filoni sedimentari. In:* Passeri L. *"Appennino umbro-marchigiano"*. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., BE-MA, **7**: 107-128.

PASSERI L. & VENTURI F. (2005) – *Timing and causes of drowning of the Calcare Massiccio platform in Northern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 247-258.

PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press: 427-554

PIALLI G., BARCHI M. & MINELLI G. (Eds.) (1998) – *Results of the CROP 03 deep seismic reflection profile*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: pp. 647.

PIERGIOVANNI F. (1989) – *Eventi lito-biostratigrafici nella Scaglia Bianca umbro-marchigiana in connessione con l'episodio anossico del "Livello Bonarelli" (limite Cenomaniano – Turoniano)*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 289-314.

POLIDORI E., TONELLI G., TRAMONTANA M., VENERI F. & GORI U. (1994) – *Un esempio di spandimento laterale su terreni miocenici nelle Marche settentrionali*. Geologica Romana, **30**: 429-438.

PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1994) – *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy*. Palaeontographia Italica, **82**: 1-89.

PREMOLI SILVA I., COCCIONI R. & MONTANARI A. (Eds.) (1988) – *The Eocene – Oligocene boundary in the Marche – Umbria basin (Italy)*. International Union of Geological Sciences, Commission on Stratigraphy. pp. 268, Ind. Grafiche F.lli Anniballi, Ancona.

PREMOLI SILVA I., ERBA E., SALVINI G., LOCATELLI C. & VERGA D. (1999) – *Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys*. Journ. of Foraminiferal Res., **29**: 41-58.

PREMOLI SILVA I., RETTORI R. & VERGA D. (2003) – *Practical manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera*. RETTORI R. & VERGA D. (Ed.) Dip. Sc. Terra Perugia.

PRINCIPI P. (1920) – *La geologia del gruppo del Monte Catria e del Monte Nerone*. Boll. Soc. Geol. It., **39**: 51-84.

RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) – *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49**, 1: 1-26.

REGIONE MARCHE (1991) – *L'ambiente fisico delle Marche: geologia, geomorfologia, idrogeologia*. Regione Marche, Assessorato Urbanistica - Ambiente. pp. 255, Selca, Firenze.

REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980) - *Depositional sedimentary enviroments: with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag, Berlin, XIX, 549 pp.

REMANE J. (1985) – *Calpionellinids*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B.& PERCH-NIELSEN K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press: 555-572

PROGETTO CARG

RENZ O. (1936) – *Stratigraphische und mikropaleontologische Untersuchung des Scaglia (obere Kreide-Tertiar) in Zentralen Apennin*. Eclogae geol. Helvetiae, **29**: 1-149.

RENZ O. (1951) - *Ricerche stratigrafiche e paleontologiche sulla scaglia (Cretaceo Superiore-Terziario) dell'Appennino Centrale*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **29**: 1-173 (traduzione).

RICCI LUCCHI F. (1975) – *Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. In: SQUYRES C. (Ed.), Geology of Italy. Vol. **2**. PESL Castelfranco Veneto – Tripoli (1977): 129-236.

RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. In: P.A ALLEN & P. HOMEWOOD (ed.) - Foreland Basins. Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., **8**: 105-139.

RICCI LUCCHI F. (1987) - *The foreland basin system of the Northern Apennines and related clastic wedges: a preliminary outline*. Giorn. Geol., **48**: 165-185.

RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: Guida alla geologia del margine appenninico padano. A cura di G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, Bologna, 1° Centenario della S.G.I.: 17-46.

RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) – *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: KASTENS K. *ET ALII* (Eds.): Proc. ODP, Sci. Results, **107**: 515-533.

ROEDER D. (1984) – *Tectonic evolution of the Apennines*. In: Am. Ass. Petr. Geol. Meeting "Fossil fuels in Europe". AAPG Bull., **68**: pp. 68.

ROTH P.H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean*. Initial. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **44**: 731-759.

ROVERI M., MANZI V., BASSETTI M.A., MERINI M. & RICCI LUCCHI F. (1998) - *Stratigraphy of the Messinian post-evaporite stage in eastern-Romagna (northern Apennines, Italy)*. Giornale di Geologia, serie 3, vol. **60**: 119-142.

RUGGERI G. (1970) – *Note illustrative del foglio 108 Mercato Saraceno della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000*. Istituto Poligrafico e Libreria dello Stato, Roma.

SACCO F. & BONARELLI G. (1936) – *Note illustrative dei fogli 118-117-124-125 Ancona-Jesi-Fermo e Macerata della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000*. Istituto Poligrafico e Libreria dello Stato, Roma.

SACCO F. (1937) – *Note illustrative dei fogli 109-110 Pesaro e Senigallia della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000*. Istituto Poligrafico e Libreria dello Stato, Roma. 42 pp.

SAGE L., MOSCONI A., MORETTI I., RIVA E. & ROURE F. (1991) – *Cross section balancing in the Central Apennines: an application of LOCACE*. AAPG Bull., **75**: 832-844.

SANTANTONIO M. & GALLUZZO F. (1996) – *Geometrie e facies delle pelagiti del Giurassico sabino e umbro-marchigiano*. Guida al Seminario di Terreno del Gruppo Informale di Sedimentologia del C.N.R., 2-5 maggio 1996.

SANTANTONIO M. (1993) - *Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/basin systems: examples from the Italian Jurassic*. Sedimentology, **40**/6: 1039-1067.

SANTANTONIO M. (1994) – *Pelagic carbonate platforms in the geologic record: their classification, and sedimentary and paleotectonic evolution*. AAPG Bull., **78**/1: 122-141.

PROGETTO CARG

SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1978) - *Schema geologico del Messiniano del pesarese*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 165-188.

SAVELLI D., NESCI O. & MENGONI S. (1994) - *From alluvial fans to intravallive floodplain: a case study from the piedmont terrace alluvium system of the upper Musone River basin (Marche Apennines)*. Giorn. Geol., **56**/2: 27-42.

SAVELLI D., DE DONATIS M., MAZZOLI S., NESCI O., TRAMONTANA M. & VENERI F. (2002) - *Evidence for Quaternary faulting in the Metauro River basin (Northern Marche Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. **1**: 931-937.

SCARSELLA F. (1932) – *La diffusione degli strati a* Posidonomya alpina *nell'Appennino Centrale*. Rendiconti della Regia Accademia Nazionale dei Lincei, **16** (6° Serie): 159-162.

SCARSELLA F. (1946) – *Di un motivo tettonico dell'Appennino Centrale Umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **65**: 21-23.

SCARSELLA F. (1949) – *Sui rapporti stratigrafici del "Calcare Massiccio" (Calcare di scogliera hettangiano) con i soprastanti piani stratificati della serie Giura-Liassica nell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **69**(1): 96-98, Roma.

SCARSELLA F. (1951) – *Un aggruppamento di pieghe dell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Boll. Serv. Geol. d'It., **73** (2): 309-320.

SCHLANGER S.O. & JENKYNS H.C. (1976) - *Cretaceous anoxic events: causes and consequences*. Geologie en Mijnbouw, **55**: 179-184.

SELLI R. (1954) – *Il bacino del Metauro*. Giorn. Geol., **24**/2: 1-294.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1931a) – *Carta Geologica d'Italia alla Scala 1: 100.000, Foglio 118 Ancona* (1a ed.).

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1931b) – *Carta Geologica d'Italia alla Scala 1: 100.000, Foglio 125 Fermo* (1a ed.).

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1933a) – *Carta Geologica d'Italia alla Scala 1: 100.000, Foglio 110 Senigallia* (1a ed.).

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1933b) – *Carta Geologica d'Italia alla Scala 1: 100.000, Foglio 117 Jesi* (1a ed.).

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1933c) – *Carta Geologica d'Italia alla Scala 1: 100.000, Foglio 124 Macerata* (1a ed.).

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1935) –*Carta Geologica d'Italia alla Scala 1: 100.000, Foglio 109 Pesaro* (1a ed.).

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1952) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 116 Gubbio*.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1965) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 110 Senigallia* (2a ed.).

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1966) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 117 Jesi* (2a ed.).

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 109 Pesaro* (2a ed.).

SIRNA M. & VENTURA G. (1997) – *"Star-like trace fossils"dal Miocene di Fossombrone (Marche, Italia centrale)*. Boll. Serv. Geol. It., **116**: 53-54.

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1994) – *Guide Geologiche Regionali – 15 Itinerari - Appennino Marchigiano*. BE.MA. Editrice, 301 pp.

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2001) - *Guide Geologiche Regionali – 34 Escursioni a*

PROGETTO CARG

piedi - Appennino Marchigiano. BE.MA. Editrice, 269 pp.

SPADA-LAVINI & ORSINI A. (1855) – *Quelques observations gèologiques sur les Apenins de l'Italie centrale*. Bulletin de la Société Geologique de France, **12**, II Série: 1202-1230.

STOPPANI A. (1857) – *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. 417 pp. Tipografia Nistri, Milano

VENTURI F. (1999) - *Ammonite fauna events and ecology, from the Late Sinemurian to Early Bajocian*. Palaeopelagos, Special Publication n. **3**, Bioevents and Integrate Stratigraphy: 89-93.

VENTURI F., NANNARONE C. & BILOTTA M. (2005) – *Early Pliensbachian ammonites from the Furlo Pass (Marche, Italy): two new faunas for the middle – western Tethys*. Boll. Soc. Paleont. It., **44**(2): 81-115.

VENTURI F., NANNARONE C. & BILOTTA M. (2007) – *Ammonites from the early Pliensbachian of the Furlo Pass (Marche, Italy): biostratigraphic and paleobiogeographic implications*. Boll. Soc. Paleont. It., **46**(1): 1-31.

VERRI A. (1882) – *Divisione tra le formazioni liasiche, giuresi e cretacee nei monti dell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., **1**: 109-113.

VERRI A. (1897) – *Cenni sulle formazioni dell'Umbria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **16**:195-200.

VERRI A. (1903) – *Problemi orogenici nell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., **22**: 449-460.

VERRI A. (1912) – *Sulle escursioni della S. G. I. nell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., **31**: 160-180.

VILLA G. B. (1873) – *Gita geologica sugli Appennini Centrali della provincia di Pesaro ed Urbino*. Atti della Società Italiana di Scienze naturali, **16**: 81 pp.

WIMBLEDON W.A., BENTON M.J., BEVINS R.E., BLACK G.P., BRIDGLAND D. R., CLEAL C. J., COOPER R.G. & MAY V.J. (1995) - *The development of the methodology for the selection of British sites for conservation*. Part 1, Modern Geology, **20**: 159-202.

ZITTEL K. A. (1869) – *Geologische Beobacktungen aus den Central-Apeninen*. In: BENECKE Geogn. Paläont. Beiträge, **2**: 91-178.

ZITTEL K. A. (1870) – *Die Fauna der älteren Cephalopoden führenden Tithonbildungen*. Palaeontographica, **2** (Suppl. 1) : 1-192, Cassel.

PROGETTO CARG

CARTOGRAFIA GEOLOGICA ON-LINE SCALA 1:50.000

FOGLIO 267 SAN MARINO
http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/267_SAN_MARINO/Foglio.html
FOGLIO 268 PESARO
http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/268_PESARO/Foglio.html
FOGLIO 279 URBINO
http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/279_URBINO/Foglio.html
FOGLIO 281 SENIGALLIA
http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/281_SENIGALLIA/Foglio.html
FOGLIO 292 JESI
http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/292_JESI/Foglio.html

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG