A P A T
Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici

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

PROGETTO CARG

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

foglio 369

SULMONA

a cura di:
E. Centamore[(1)] *Geologia del substrato*
U. Crescenti[(2)] *Biostratigrafia*
F. Dramis[(3)] *Geologia del Quaternario*

con i contributi di:
Geologia del substrato: **F. Calamita**[(2)], **C. Morelli**[(2)], **A. Pizzi**[(2)], **G. Rusciadelli**[(2)]
Geologia del Quaternario: **M. Coltorti**[(4)]
Biostratigrafia: **M. Chiocchini**[(5)], **P. Didaskalou**[(5)], **A. Mancinelli**[(5)], **R. Matteucci**[(1)], **A. Micarelli**[(5)], **M. Potetti**[(5)], **J.S. Pignatti**[(1)], **I. Raffi**[(2)], **G. Sirna**[(1)]
Aspetti applicativi: **M. Coltorti**[(4)], **G. Ciotoli**[(1)], **G. Conte**[(6)], **M. Petitta**[(1)]

(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza";
(2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "G.D'Annunzio" di Chieti;
(3) Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre;
(4) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena;
(5) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Camerino;
(6) APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia

Ente realizzatore
REGIONE ABRUZZO
Servizio Difesa del Suolo

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:
L. Serva

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Abruzzo:
L. Del Sordo, G. Ferrandino

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):
N. Accardi (presidente), **G. Arnone, A. Boscherini, S. Cocco, V. Coccolo, U. Crescenti, L. Del Sordo, M. Grasso, P. Manetti, G. Mariotti, G. Pasquarè, R. Pignone, R. Polino, A. Praturlon, M. Santantonio, F. Trincardi**

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

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:
M. D'Andrea, F. Galluzzo, R. Graziano, F. Papasodaro, M. Rossi

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coordinatore)**, S. Falcetti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
D. Delogu, A. Lisi, R. Ventura, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci, G. Masella

PER LA REGIONE ABRUZZO:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:
E. Centamore, M. Costa, S. Devoti, F. Dramis, F. Fumanti, T. Ridolfi

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:
G. Peverieri (responsabile)**, F. Fumanti** (direzione lavori)

Informatizzazione:
a cura della **AQUATER** s.p.a. – Gruppo ENI

Allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:
a cura della **S.EL.CA.** s.r.l.

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)
G. D'Alessandro (Regione Abruzzo)

Stampa: **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze - 2006

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE . . . . . pag. 7

II - CENNI STORICI . . . . . » 11

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO . . . . . » 17

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA . . . . . » 21

V - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI . . . . . » 25

VI - STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO . . . . . » 37
1. - DEPOSITI CARBONATICI PRE-OROGENICI . . . . . » 38
1.1. - Successione Mesozoica di Piattaforma Carbonatica interna . . . . . » 38
1.1.1. - *calcare massiccio "A"* (**MAS$_1$**) . . . . . » 38
1.1.2. - *calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**) . . . . . » 39
1.1.3. - *unità calcareo - dolomitica* (**UCD**) . . . . . » 40
1.1.4. - *calcari ciclotemici a gasteropodi* (**CCG**) . . . . . » 41
1.1.5. - *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (**RCO**) . . . . . » 42
1.1.6. - *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e charophyte* (**CMS**) » 43
1.1.7. - *calcari ciclotemici a requienie* (**CIR**) . . . . . » 43
1.1.8. - *calcari intrabauxitici* (**IBX**) . . . . . » 45
1.1.9. - *calcari a radiolitidi* (**RDT**) . . . . . » 45
1.2. - Successione Mesozoica di Margine di Piattaforma Carbonatica 7»4
1.2.1. - *unità oolitica* (**UOO**) . . . . . » 47
1.2.2. - *calcari a echinodermi e coralli* (**ECO**) . . . . . » 47
1.2.3. - *calcari ad ellipsactinie* (**ELL**) . . . . . » 48
1.2.4. - *calcari a coralli e diceratidi* (**CCD**) . . . . . » 49
1.2.5. - *calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**) . . . . . » 49
1.2.6. - *calcari bioclastici a ippuriti e coralli* (**BIC**) . . . . . » 50
1.3. - Successione Mesozoica di Gradino Ribassato - Rampa? - Scarpata Superiore . . . . . » 51

PROGETTO CARG

1.3.1. - *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* (**CRF**) . . . » 51
1.3.2. - *calcari bioclastici "inferiori"* (**BLI**) . . . . . » 52
1.3.3. - *calcari cristallini a echinodermi e coralli* (**ECC**) . . . . . » 53
1.3.4. - *calcari bioclastici "superiori"* (**BLS**) . . . . . » 54
1.3.5. - *calcari cristallini* (**CTN**) . . . . . » 55
1.4. - Successione Mesozoica di Scarpata Esterna – Bacino Prossimale 6»5
1.4.1. - *corniola* (**COI**) . . . . . » 56
1.4.2. - *verde ammonitico - calcari e marne a posidonia* (**VAP**) . . . . . » 57
1.4.3. - *calcari diasprini detritici* (**CDI**) . . . . . » 58
1.4.4. - *maiolica detritica* (**MAD**) . . . . . » 60
1.4.5. - *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (**CCF**) . . . . . » 61
1.4.6. - *scaglia detritica* (**SCZ**) . . . . . » 63
1.5. - Successione Cenozoica di Rampa Piattaforma aperta . . . . . » 64
1.5.1. - *calcareniti a macroforaminiferi* (**CFR**) . . . . . » 64
1.5.2. - *calcareniti cristalline* (**CAX**) . . . . . » 65
1.5.3. - *Formazione Bolognano* (**BOL**) . . . . . » 67
1.5.4. - *calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**) . . . . . » 68
1.5.5. - *unità argilloso- marnosa* (**UAM**) . . . . . » 69
1.6. - Successione Cenozoica di Bacino . . . . . » 71
1.6.1. - *scaglia cinerea - associazione micritico-calcarenitica* (**SCC$_a$**) . » 71
2. - DEPOSITI TERRIGENI . . . . . » 72
2.1. - Depositi di Bacino Pre-Orogenici . . . . . » 72
2.1.1. - *Formazione gessoso-solfifera* (**GES**) . . . . . » 72
2.1.2. - *argille del Cigno* (**AGC**) . . . . . » 74
2.2. - Depositi di Piattaforma Continentale . . . . . » 75
2.2.1. - *conglomerati di San Valentino* (**CSV**) . . . . . » 75
2.3. - Depositi di Bacino Sin-Orogenici . . . . . » 75
2.3.1. - *complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese pars - unità arenaceo-pelitica* (**UAP**) . . . . . » 75
2.3.2. - *Formazione della Laga - membro post-evaporitico* (**LAG$_3$**) . . » 76
2.3.3. - *Formazione Cellino* (**CEN**) . . . . . » 77
2.4. - Depositi di Piattaforma Continentale Tardo-Orogenici »87
2.4.1. - *conglomerati di Rigopiano* (**CRG**) . . . . . » 78
2.5. - Schema di Dispersione delle Torbiditi . . . . . » 79
2.6. - Cenni sulla Composizione Mineralogico-Petrografica Delle Areniti . . . . . » 80
3. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI MESOZOICI . » 82
3.1. - Megaciclo del Retico - Toarciano Sommitale (**TR$_1$**) . . . » 88
3.1.1. - *Fase trasgressiva e picco trasgressivo* . . . . . » 88
3.1.2. - *Fase regressiva* . . . . . » 89

PROGETTO CARG

3.2. - Megaciclo del Toarciano Sommitale-Berriasiano Inferiore (**TR$_2$**) 0»9
3.2.1. - *Limite inferiore*. . . . . » 90
3.2.2. - *Fase trasgressiva e picco di trasgressione* . . . . . » 91
3.2.3. - *Fase regressiva*. . . . . » 93
4. - MEGACICLO DEL BERRIASIANO SUPERIORE -CENOMANIANO INFERIORE (**TR$_3$**) . . . . . » 93
4.1.1. - *Limite inferiore*. . . . . » 94
4.1.2. - *Fase trasgressiva e picco di trasgressione* . . . . . » 95
4.1.3. - *Fase regressiva*. . . . . » 96
4.2. - Megaciclo della Parte Media del Cenomaniano-?Daniano Basale (**TR$_4$**). . . . . » 97
4.2.1. - *Limite inferiore*. . . . . » 97
4.2.2. - *Fase trasgressiva e picco di trasgressione* . . . . . » 98
4.2.3. - *Fase regressiva*. . . . . » 98
4.2.4. - *Limite superiore* . . . . . » 99
5. - STRATIGRAFIA FISICA DEI DEPOSITI TERRIGENI . . . . » 99

VII - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI . . . . » 103
1. - INTRODUZIONE . . . . . » 103
2. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ CARTOGRAFATE . . . . . » 105
2.1. - Supersintema di "Aielli-pescina" (**AP**) . . . . . » 105
2.2. - Sintema di Catignano (**ACT**) . . . . . » 107
2.3. - Sintema di Valle Majelama (**AVM**). . . . . » 108
2.4. - Olocene (**olo**) . . . . . » 111

VIII - GEOLOGIA STRUTTURALE. . . . . » 113
1. - TETTONICA SINSEDIMENTARIA PRE-OROGENICA . . . » 114
2. - ELEMENTI DI TETTONICA COMPRESSIVA. . . . . » 117
2.1. - Sovrascorrimento di M. Parasano . . . . . » 117
2.2. - Sovrascorrimento Bussi - Prezza . . . . . » 118
2.3. - Sovrascorrimento di Carrito. . . . . » 119
2.4. - Anticlinale di Costa di Carrito . . . . . » 120
2.5. - Anticlinale della Montagna Grande - Cima della Selva 121
2.6. - Retroscorrimento di Cocullo . . . . . » 122
2.7. - Sovrascorrimento del Morrone e della Laga. . . . . » 123
3. - ELEMENTI DI TETTONICA DISTENSIVA. . . . . » 125
3.1. - Sistema di Faglie di M.Prezza - Acciano . . . . . » 125
3.2. - Sistema di Faglie del Morrone . . . . . » 126
3.3. - Faglie Distensive nel Settore Sud-Occidentale del Foglio 721
3.4. - Faglie normali a Occidente dell'Anticlinale della Maiella 821
3.5. - Discussioni e considerazioni Regionali . . . . . » 129

PROGETTO CARG

4. - NEOTETTONICA . . . . . » 131

IX - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA . . . . . » 137

X - ASPETTI E PROBLEMATICHE APPLICATIVE . . . . . » 141
1.1. - Cenni sulla Sismicità, la Franosità e le esondazioni . . . . . » 141
1.2. - Cenni di Idrogeologia . . . . . » 143
1.3. - Materiali da costruzione e cave . . . . . » 145

BIBLIOGRAFIA . . . . . » 147

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

(E. Centamore & F. Dramis)

Il Foglio 369 "Sulmona" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Programma CARG (legge n°305/1989) a seguito di Convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali - Presidenza del Consiglio dei Ministri) e Regione Abruzzo (Settore Lavori pubblici e Politica della Casa). L'incarico per lo svolgimento delle attività previste dalla suddetta Convenzione è stato affidato dalla Regione Abruzzo, in data 13/03/1995, ad Aquater s.p.a. (Gruppo ENI). Per la realizzazione del Foglio "Sulmona" è stata predisposta la seguente struttura organizzativa e scientifica:

Responsabile di Progetto: dr. Giuseppe Ferrandino e dr. Luigi Del Sordo (Regione Abruzzo);

Responsabile dell'esecuzione del Progetto: dr. Mario Costa (Aquater s.p.a.);

Assistente del Responsabile dell'esecuzione del Progetto: dr. Tony Ridolfi (Aquater s.p.a.);

Responsabile dell'informatizzazione: dr. Guido Peverieri (Aquater s.p.a.);

Coordinatori Scientifici: prof. Ernesto Centamore (Università di Roma "La Sapienza") per la Geologia del substrato carbonatico e terrigeno, prof. Uberto Crescenti (Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio") per la Stratigrafia del substrato carbonatico e terrigeno, e prof. Francesco Dramis (Università "Roma Tre") per la Geologia del Quaternario e la Neotettonica;

Direttori dei Rilevamenti: prof. Fernando Calamita (Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio") per la Geologia del substrato, e prof. Mauro Coltorti (Università di Siena) per la Geologia del Quaternario e la Neotettonica;

Commissione Tecnico-Scientifica: Presidente prof. Leandro D'Alessandro (Università di Roma "La Sapienza"); membri: dr. Giuseppe Ferrandino, prof. Giuseppe Bigi (Università "Roma Tre"), prof. Ernesto Centamore, prof. Uberto Crescenti e prof. Francesco Dramis;

Rilevatori[1]: dr. Domenico Berti (1997); dr. Paolo Boncio (1996-1997); dr. Francesco Brozzetti (1996-1997); dr. Riccardo Caputo (1996-1997); dr. Domenico Fiorenza (1997); dr. Sergio Madonna (1996-1997); dr. Assunta Perenich, (1996); dr. Alberto Pizzi (1996); dr. Sergio Rusi (1996); dr.ssa Stefania Silvestri (1997); dr. Fabio Brunamonte (1996); dr. Marcello Buccolini (1996); dr. Enrico Miccadei (1996); dr. Pierluigi Pieruccini (1996); prof. Mauro Coltorti (1996); i dott.ri Domenico Fiorenza e Sergio Madonna hanno eseguito (1997) sezioni stratigrafiche di dettaglio del substrato pre-quaternario; la dr.ssa Anna Maria Blumetti (DSTN – Servizio Sismico Nazionale), il dr. Luca Ferreli ed il dr. Alessandro M. Michetti (CNR – GNDT) hanno collaborato alla revisione del rilevamento dei depositi della Valle del Giovenco;

Analisti: il prof. Maurizio Chiocchini e la prof.ssa Anna Mancinelli (Università di Camerino) hanno effettuato analisi micropaleontologiche dei depositi mesozoici di piattaforma carbonatica e di scarpata; la prof.ssa Aurora Micarelli ed i dott. Maria Potetti e Petros Didaskalou (Università di Camerino) hanno effettuato le analisi micropaleontologiche dei depositi pelagici e di scarpata mesozoico-paleogenici e dei depositi pelagici e terrigeni neogenici; il prof. Ruggero Matteucci e il dr. Johannes S. Pignatti (Università di Roma "La Sapienza"), hanno effettuato le analisi micropaleontologiche dei depositi carbonatici neritici e di rampa paleogenico-miocenici; la prof.ssa Isabella Raffi (Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio") ha effettuato lo studio dei nannofossili calcarei dei depositi pelagici e terrigeni del Miocene; il prof. Bruno Di Sabatino (Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio") ha effettuato l'analisi mineralogica e diffrattometrica dei depositi vulcanici quaternari; la dr.ssa Elsa Gliozzi (Università "Roma Tre") ha effettuato lo studio delle ostracofaune in argille lacustri; il dr. Corrado Morelli ha effettuato lo studio mineralogico petrografico delle torbiditi silico-clastiche neogeniche; il dr. Pierluigi Pieruccini ha effettuato lo studio micromorfologico dei suoli; il Laboratorio di Geologia Isotopica dell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Berna (Svizzera) ed il Laboratorio Teledyne Isotopes (U.S.A.) hanno effettuato le datazioni dei depositi vulcanici quaternari rispettivamente con il metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$ e $^{40}K/^{40}Ar$; mentre il prof. Yves Quiniff del Laboratorio CERAK dell'Università di Mons (Belgio) ha effettuato la datazione di concrezioni carbonatiche con il metodo $^{230}U/^{234}Th$; il prof. Gilberto Calderoni (Università di Roma "La Sapienza") ha effettuato le analisi C^{14};

Esperti: il prof. Giuseppe Sirna (Università di Roma "La Sapienza") ha effettuato lo studio dei macrofossili mesozoici; il dr. Giovanni Rusciadelli (Università "Gabriele D'Annunzio" di Chieti) ha eseguito la stratigrafia sequenziale dei depositi mesozoici; il dr. Fiorenzo Fumanti ha eseguito l'analisi di *facies* delle formazioni mesozoiche di piattaforma carbonatica; il dr. Claudio Carrara (ENEA-Casaccia) ha eseguito la revisione della stratigrafia dei depositi quaternari; il dr. Enrico Miccadei ha eseguito la supervisione e lo studio delle indagini geognostiche.; il dr. Carlo Giraudi (ENEA-Casaccia) ha, infine,

[1] Entro parentesi è indicato l'anno in cui è stato eseguito il rilievo di campagna.

PROOF

collaborato alla revisione della cartografia del Quaternario (Pleistocene superiore e Olocene) per l'intero foglio.

Il ridisegno della cartografia e degli allegati e l'*editing* della legenda e delle presenti note è stato effettuato dalla Actus s.c.r.l. di Roma (responsabili dr. F. Fumanti & dr. S. Devoti).

Infine il dr. F. Fumanti ha curato personalmente le revisioni e l'omogenizzazione della cartografia e delle presenti note e ha eseguito il coordinamento della fase di *editing* del Foglio.

La carta geologica in scala 1:50.000, è stata prodotta sulla base dei rilevamenti *ex novo* in scala 1:10.000, effettuati nel periodo settembre 1995 - ottobre 1997.

I rilevamenti del substrato pre-quaternario sono stati condotti seguendo il criterio litostratigrafico e dell'analisi di *facies*; in questo modo è stato possibile riconoscere più facilmente gli originari ambienti di sedimentazione e la loro evoluzione spazio-temporale, nonchè valutare meglio i contatti anomali tra successioni appartenenti a domini sedimentari diversi.

Inoltre è stato possibile effettuare una revisione critica di molte unità litostratigrafiche già note dalla letteratura e adottate nei vari fogli della carta geologica d'Italia in scala 1:100.000, nonchè definire nuove unità. In molti casi le unità già note, in base alle loro caratteristiche, sono state ulteriormente suddivise o accorpate, con variazione di rango; in altri casi esse corrispondono a sequenze o supersequenze in cui sono raggruppate unità eteropiche, depostesi in ambienti diversi. Laddove possibile è stato mantenuto il vecchio nome formazionale. In Tav. 1 sono messe a confronto le unità riconosciute nel Foglio "Sulmona" con quelle già note in letteratura.

Per la legenda è stato adottato un criterio basato sulla distinzione di aree caratterizzate da successioni omogenee e con la stessa tendenza evolutiva. In qualche caso può accadere che una stessa formazione, o più formazioni, compaiono in più di una successione; ciò può costituire un buon elemento di correlazione in legenda per evidenziare l'evoluzione spazio temporale degli ambienti sedimentari dell'area studiata.

Per quanto riguarda i rilevamenti del Quaternario, i terreni sono stati raggruppati in unità UBSU: "*Unità stratigrafiche a limiti inconformi*" (Pasquarè *et alii*, 1992) corrispondenti in generale ad una o più unità formazionali già descritte in letteratura dagli Autori precedenti. Seguendo gli indirizzi del Servizio Geologico Nazionale (Pasquarè *et alii*, 1992), sono stati anche rappresentate mediante appositi simboli le caratteristiche di *facies* dei depositi così da offrire un quadro paleogeografico articolato e completo nell'ambito delle diverse unità.

Tenuto conto della scala, che rende necessaria una certa generalizzazione delle unità, oltre che dell'obiettiva difficoltà di suddividere e correlare a distanza i depositi, non sono state effettuate suddivisioni stratigrafiche di grande dettaglio, accorpando in particolare, in un unico supersintema, i depositi più antichi.

Fatta eccezione per i depositi dell'Olocene, alle unità UBSU sono stati attribuiti nomi che fanno riferimento a località (poste anche al di fuori dell'area del foglio) dove i relativi depositi sono facilmente osservabili.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO

II - CENNI STORICI
(A. Pizzi & M. Coltorti)

I primi lavori geologici di carattere "descrittivo" condotti nell'area peligna e del M. Morrone sono dovuti a Cassetti (1900, 1901, 1904a, b, 1909).

In seguito al crescente interesse per le ricerche minerarie (bauxite, bitume etc.) l'area viene trattata in lavori di carattere più regionale che conducono ad una prima distinzione in Abruzzo tra zone di "*tipo umbro*" e zone di "*Abruzzi propriamente detti*", sia in base ai caratteri strutturali (Sacco, 1907) sia in base alle analisi di *facies* (Lotti, 1913). Quest'ultimo Autore propone, durante il Congresso della Società Geologica Italiana che si svolgeva all'Aquila nel 1913, la definizione ufficiale di "*Facies Umbra*" e "*Facies Abruzzese*". Successivamente Lotti (1924), Lotti & Crema (1927), Sacco (1930) e Principi (1936) descrivono più approfonditamente i caratteri peculiari della *facies* abruzzese.

Studi più specifici sull'assetto geologico-strutturale dell'area sono dovuti a Lotti (1926) e, particolarmente, a Beneo (1939) che presenta alcune sezioni geologiche attraverso la Montagna del Morrone descrivendola come una struttura costituita da terreni carbonatici meso-cenozoici che si rovesciano per "piega-faglia" sui depositi silicoclastici della depressione di Caramanico; inoltre, tale struttura sarebbe ribassata verso la piana di Sulmona da alcune faglie dirette a direzione appenninica. Lo stesso Beneo pubblica nel 1940 un articolo sulla "*Tettonica della Valle dell'Aterno*", nel quale, attraverso alcuni profili geologici lungo le Gole di S. Venanzo, mostra la presenza di faglie inverse ed interpreta la struttura di M. Mentino come un'anticlinale. Nel 1942 il Regio Ufficio Geologico pubblica il Foglio 146 "Sulmona" della carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 il cui rilevamento è curato dallo stesso Beneo (1942), così come le relative note illustrative (Beneo, 1943). Si deve quindi a tale Autore la prima sintesi sulle

conoscenze geologiche dell'area, punto di partenza per tutti i successivi studi.

Migliorini (1948), nel suo intramontabile lavoro su "*I cunei composti nell'orogenesi*", riprende le sezioni del Beneo ed interpreta la struttura del M. Morrone come l'esempio più calzante, nell'Appennino laziale-abruzzese, per il modello dei cunei composti.

Intanto, proseguono gli studi sui caratteri della *facies* abruzzese (poco considerati a dire il vero, nella carta del Beneo); Scarsella (1949), mettendo a punto le osservazioni di Renz (1936) sulla presenza di livelli detritici nella *scaglia* dell'Appennino centrale, evidenzia la presenza di una "*Facies di Transizione*" tra la *facies* abruzzese e quella umbra.

Successivamente Bally (1952) pubblica le note preliminari delle sue osservazioni geologico-strutturali, condotte tra la piana di Sulmona ed il fiume Sangro per la tesi di *Ph.D*. (Bally, 1954). Tale Autore interpreta la struttura frontale del M. Morrone come una faglia inversa ad alto angolo e non nell'ottica di una piega-faglia come già proposto da Beneo (1939). Inoltre, Bally (1954) descrive, sulla successione carbonatica dell'unità di tetto del sovrascorrimento del Morrone e sui depositi silicoclastici di letto, i depositi conglomeratici discordanti, ("*Formazione di Fonte Fredda*"), già segnalati da Beneo (1939, 1943).

Al finire degli anni '50 ed inizio anni '60 vengono pubblicati una serie di lavori sistematici basati sia sulle caratteristiche litologiche e tessiturali delle rocce (inquadrate fino allora nella generica *Facies Abruzzese*) sia su accurate sezioni biostratigrafiche, al fine di ricostruire la paleogeografia degli ambienti sedimentari e la loro evoluzione nel tempo e nello spazio.

Raffi & Forti (1959), per conto della Montecatini, conducono degli studi stratigrafici mediante analisi micropaleontologiche nel M. Morrone.

Colacicchi (1964, 1966) e Colacicchi & Praturlon (1965) definiscono per la prima volta la "*Facies di Soglia*" attraverso studi condotti nella Marsica nord-orientale (area che investe il settore sud-occidentale del foglio). Nella stessa area Colacicchi (1967) descrive la presenza di un "solco pelagico" interposto tra aree di piattaforma persistente. Manfredini (1965) delinea un quadro schematico della distribuzione areale della *facies* abruzzese e di quella umbra, mentre Pieri (1966) tenta una ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale.

Accordi (1964, 1966) nel suo studio sulla tettonica traslativa dell'Appennino laziale-abruzzese abbandona l'idea dei cunei composti del Migliorini e individua i caratteri di una catena a pieghe e sovrascorrimenti con rilevanti entità di raccorciamento crostale, ipotizzando per il Morrone una traslazione di circa 4 km.

Sartoni & Crescenti (1962), Crescenti (1969) e Crescenti *et alii* (1969a, b), mediante una dettagliata analisi lito- e biostratigrafica delle *facies* calcaree liassico-mioceniche, permettono una più esatta correlazione tra le unità di piattaforma, di soglia e di bacino basata sui rapporti cronostratigrafici e gli ambienti di sedimentazione. In particolare, sono dovute a tali Autori le analisi biostratigrafiche eseguite sulle sezioni di M. Prezza, M. Plaie, M. Morrone (Morrone di Pacentro, Roccacasale, M. Rotondo, M. della Grotta), e l'istituzione in quest'area della *Formazione di Morrone di Pacentro* (di piattaforma liassico-

PROGETTO CARG

infracretacica) eteropica alla *Formazione della Terratta* (in *facies* di soglia) di Colacicchi & Praturlon (1965).

Durante gli anni 1968 e 1969 Donzelli svolge per conto della Petrosud (società del gruppo della Montecatini) un minuzioso studio geologico nell'area della Maiella e del Morrone, integrando dati di superficie e di sottosuolo (v. pubblicazione postuma: Donzelli, 1997)

Dalla fine degli anni '60 alla metà degli anni '80, tutta questa serie di nuovi dati bio e litostratigrafici stimolano una copiosa produzione di lavori, principalmente di sintesi, sulle relazioni tra la tettonica e la sedimentazione e sull'evoluzione geologico-strutturale dell'Appennino centrale. Tra questi si annoverano: Accordi *et alii* (1969), D'Argenio & Pialli (1975), Colacicchi *et alii* (1975, 1978), Parotto & Praturlon (1975), Castellarin *et alii* (1978), Bono *et alii* (1979) e Parotto (1980).

Gran parte di questi dati andranno poi a confluire nella redazione della carta di sintesi "*Litofacies map of Latium-Abruzzi and neighbouring areas*" (Accordi & Carbone, 1986) e nella stesura delle relative note illustrative (Accordi *et alii*, 1988), alla quale si rimanda per la consultazione di una cospicua bibliografia a carattere regionale.

A partire dagli anni '80, inoltre, hanno inizio una serie di studi di dettaglio sulle caratteristiche geometriche e cinematiche del sistema a pieghe e sovrascorrimenti dell'Appennino abruzzese. Ghisetti & Vezzani (1983) analizzano gli aspetti deformativi dei sovrascorrimenti dell'arco Gran Sasso-Morrone e della Maiella. Mostardini & Merlini (1986) (AGIP), propongono un modello strutturale per l'Appennino centrale pubblicando delle sezioni geologiche (basate su dati di superficie e di sottosuolo) nelle quali la struttura del Morrone è interpretata come facente parte della piattaforma laziale-abruzzese, sovrascorsa al disopra del bacino lagonegrese-molisano. Sempre nello stesso anno Bally *et alii* (1986) e Sgrosso (1986) pubblicano degli studi a carattere regionale sull'assetto tettonico dell'Appennino centrale.

In seguito, Ghisetti & Vezzani (1990, 1991), Ghisetti *et alii* (1991, 1994), Cipollari *et alii* (1997) e Vezzani & Ghisetti (1997, *cum bib.*) analizzano gli stili strutturali e l'età della deformazione nei sistemi di sovrascorrimento dell'area abruzzese, sottolineando l'importanza dei motivi di strutturazione in fuori sequenza e dei meccanismi di rotazione differenziale tra diverse unità tettoniche lungo zone di taglio transpressive. L'importanza delle strutture trascorrenti/transpressive viene ribadita da Crescenzi & Miccadei (1990), Mattei & Miccadei (1991), Corrado *et alii* (1990), Miccadei (1993), mentre la rotazione di blocchi crostali su assi orizzontali è documentata da Mattei *et alii* (1991, 1995) su basi paleomagnetiche.

In particolare, D'Andrea *et alii* (1991) e Corrado *et alii* (1996) evidenziano la continuità paleogeografica tra le *facies* di piattaforma del Morrone-Pizzalto-Rotella e quelle di scarpata/bacino del M. Genzana che sarebbero disgiunte dalla Piattafoma laziale-abruzzese (e relativo margine: Montagna Grande) mediante un importante motivo tettonico trascorrente, successivo alla strutturazione

PROGETTO CARG

compressiva della catena (linea Profluo-Tasso-Sagittario).

Patacca *et alii* (1991), invece, descrivono l'area del Morrone nell'ambito dell'*Unità tettonica Scontrone-Porrara*, la quale sarebbe stata coinvolta in avanfossa durante il Messiniano superiore. La ricostruzione palinspastica suggerita da tali Autori prevede che le *facies* di scarpata della struttura Montagna Grande – Cima della Selva fossero adiacenti ai terreni di piattaforma carbonatica appartenenti all'*Unità Scontrone – Porrara* e, pertanto, originariamente ubicate ad est del dominio di scarpata/bacino del M. Genzana-M. Prezza. In tale ottica gli Autori considerano la struttura della Montagna Grande-Cima della Selva come una finestra tettonica affiorante al di sotto dell'unità "*Piattaforma laziale-abruzzese/Gran Sasso/M. Genzana*".

Calamita *et alii* (1996 *cum bib.*) e Bigi *et alii* (1997 a e b) interpretano le unità tettoniche del Gran Sasso, del Morrone, della Queglia e della Maiella accavallate mediante piani di sovrascorrimento a geometria arcuata secondo una principale vergenza adriatica caratterizzata da fenomeni di riattivazione dei sovrascorrimenti più interni, riferibili al Pliocene medio/superiore.

Contributi recenti e specifici alla stratigrafia meso-cenozoica dell'area peligna sono contenuti in Civitelli *et alii* (1987), Damiani *et alii* (1991); Bellatalla *et alii* (1992), Giovannelli (1992), Crescenti (1994).

A Vezzani *et alii* (1993) ed a Vezzani & Ghisetti (1997) si devono, rispettivamente, la carta geologica dell'Abruzzo nord-orientale e quella dell'Abruzzo, entrambe in scala 1:100.000.

I depositi quaternari del Foglio "Sulmona" sono stati oggetto di studio fin dalla prima metà del secolo da parte di diversi Autori.

Beneo (1942 e 1943) individua e cartografa per primo i depositi continentali dell'area riconoscendo un "*Terrazzo alto*" (coincidente con la *Superficie di Sulmona*) ed un "*Terrazzo basso*" (riconoscibile lungo il Sagittario sino a Pratola Peligna ed immergente al di sotto della pianura olocenica) e individua altresì i principali lineamenti tettonici con evidenze di movimenti quaternari. Demangeot (1965) attribuisce al "*Villafranchiano*" i sedimenti lacustri della conca di Sulmona. Radmilli (1984) descrive la successione di Svolte di Popoli, all'interno della quale, separati da una discordanza stratigrafica, sono presenti sia livelli piroclastici che manufatti del Paleolitico inferiore e medio. I depositi piroclastici suddetti e quelli di altri livelli rinvenuti nella sequenza sono stati datati al Pleistocene medio con il metodo del $^{40}K/^{40}Ar$ (350-450 ka) da Catalano (dati inediti, citato in Carrara, 1998). Leuci & Scorziello (1972) segnalano la presenza, nei pressi di Pratola Peligna, di resti di *Elephas antiquus* e di *Mammuthus trogontherii*, questi ultimi attribuiti più recentemente (Kotsakis *et alii*, 1978) a *Mammuthus chosaricus*, specie caratteristica della parte finale del Pleistocene medio o della base del Pleistocene superiore. Bosi (1975) e Bertini & Bosi (1978) illustrano le faglie con attività recente nell'area. Bagnaia *et alii* (1989) descrivono i sedimenti della Conca Subequana, creata da movimenti tettonici nel Pleistocene medio. Bosi & Messina (1990, 1992) differenziano depositi detritici rinvenuti lungo

PROGETTO CARG

la Valle del Giovenco, all'estremo nord-occidentale del foglio. Sylos-Labini *et alii* (1993) attribuiscono alla "*Superficie di Sulmona*" un'origine deposizionale riferendola alla fine del Pleistocene medio; essi assegnano la medesima età anche ai depositi posti a valle delle Gole di Popoli ipotizzando la presenza di una soglia di origine tettonica che sbarrava la valle nei pressi di S. Valentino. Miccadei *et alii* (1992) e Cavinato & Miccadei (1995) suddividono i depositi dell'area in varie unità deposizionali distribuite in un intervallo di tempo compreso tra il "*Villafranchiano*" ed il Pleistocene medio-superiore descrivendo anche alcune caratteristiche delle faglie con attività neotettonica presenti nell'area.

Recentemente Carrara (1998) studia da un punto di vista stratigrafico, sedimentologico e geocronologico (datazioni $^{230}U/^{234}Th$ e ^{14}C) i depositi travertinosi affioranti lungo la valle del Pescara e nell'adiacente tratto del Tirino, individuando varie fasi di erosione e sedimentazione tra il Pleistocene medio e l'Olocene.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(E. Centamore & F. Dramis)

L'area compresa nel Foglio 369 "Sulmona" ricade nel settore esterno della catena centro-appenninica strutturatesi in un sistema a *thrust*, costituito dalla sovrapposizione di diverse unità strutturali.

Nel foglio in esame sono state distinte cinque unità tettoniche principali, sovrapposte secondo una generale vergenza adriatica mediante piani di sovrascorrimento con *trend* arcuato, che, dalla più interna alla più esterna sono: a) *Unità M. Parasano* b)*Unità Prezza*; c) *Unità Morrone*; d) *Unità Laga*; e) *Unità Cellino - Maiella*.

Tutte queste unità sono caratterizzate da successioni litostratigrafiche che riflettono gli effetti della tettonica sinsedimentaria che ha condizionato nel tempo l'evoluzione degli ambienti sedimentari.

Nell'*Unità M. Parasano,* che rappresenta l'unità più interna e geometricamente più alta appartenente alla più estesa regionalmente *Unità M. Giano – Marsica* (Fig. 1) e costituita dalla propaggine nord-orientale del blocco di piattaforma carbonatica della Marsica orientale, affiorano, inferiormente, depositi di retromargine del Cretacico inferiore, sui quali poggiano *litofacies* di rampa e scarpata paleogenici e le *calcareniti a briozoi* (CBZ_3) del Miocene inferiore - medio.

Nell'*Unità Prezza,* facente parte dell'*Unità Gran Sasso – Genzana* e localizzata al letto dell'*Unità M. Parasano,* la successione è composta da *litofacies* da marginali a scarpata mesozoico-paleogeniche e superiormente da depositi oligo-miocenici di rampa da prossimale a distale, mentre nei dintorni di Secinaro depositi marginali giurassici passano superiormente a calcari di piattaforma interna del Cretacico inferiore. Tra Bugnara, Introdacqua e Serra Rufigno fino a Popoli, al di sopra del *calcare massiccio* (MAS) di piattaforma del Lias inferiore affiora una successione giurassico-cretacica di bacino prossimale che passa superiormente a depositi di scarpata del Cretacico inferiore e di rampa carbonatica, da prossimale a

PROGETTO CARG

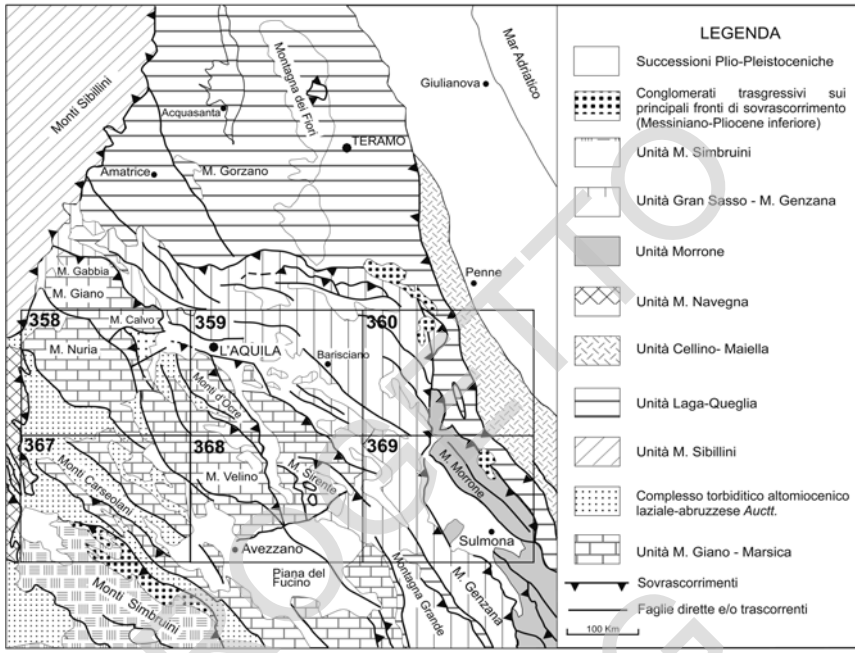


Fig. 1 - *Schema delle Unità strutturali dell'Appennino Centrale. Da* Accordi *et alii, 1986.*

distale, paleogenico-miocenici. Tutte le successioni sopra descritte terminano con depositi torbiditici silicoclastici del Messiniano inferiore, che rappresentano la sedimentazione nel dominio di avanfossa; nei dintorni di Anversa degli Abruzzi, in destra del Sagittario, la successione torbiditica è chiusa dalle argille e arenarie gessifere del Messiniano medio.

Anche l'*Unità Morrone* è costituita da successioni che rispecchiano l'evoluzione paleogeografica e la dinamica tettonica di questo settore dell'Appennino Centrale dal Giurassico al Neogene.

La porzione meridionale dell'unità è rappresentata, quasi per intero, da depositi di piattaforma carbonatica del Giurassico superiore - Cretacico inferiore, che poggiano su *litofacies* marginali e di scarpata del Lias medio-superiore. Nelle zone periferiche di Colle Mitra, nella parte superiore della successione, affiorano *litofacies* marginali del Cretacico superiore-Paleogene e le *calcareniti a briozoi* (CBZ_3) del Miocene.

Il settore centrale del Morrone è caratterizzato, invece, da depositi marginali del Giurassico-Cretacico inferiore, mentre nel settore settentrionale si sviluppavano, già dal Lias medio, depositi di scarpata - bacino prossimale che passano superiormente a *litofacies* di rampa oligo-mioceniche ed a depositi evaporitici del Messiniano medio.

PROGETTO CARG

L'unità in esame è stata poi inglobata nel dominio di avanfossa nel Messiniano superiore. I *conglomerati di Rigopiano* depositatesi in un bacino satellite del Pliocene inferiore e affioranti sia sulla dorsale del Morrone che sul versante nord-orientale di questo, vanno a suturare il sovrascorrimento di questa unità sulla più esterna *Unità Laga – Queglia*.

Al letto del sovrascorrimento del Morrone è localizzata l'*Unità Laga*, che fa parte dell'unità a carattere regionale *Laga – Queglia*, costituita quasi per intero dai depositi di avanfossa del membro post-evaporitico della *Formazione della Laga* (LAG_3) del Messiniano superiore. I lembi di *conglomerati di Rigopiano* (CRG) individuano, invece, la deposizione in ambiente di bacino satellite sulla catena in evoluzione.

L'*Unità Cellino - Maiella*, la più esterna e geometricamente più bassa, è costituita, localmente, da depositi di rampa miocenici, da evaporiti del Messiniano medio e dalle *argille del Cigno* (AGC) del Messiniano superiore - Pliocene basale, con le quali si chiude la sedimentazione di avanpaese di questo settore, mentre le torbiditi silicoclastiche della *Formazione Cellino* (CEN) (Pliocene inferiore) segnano il coinvolgimento del settore stesso nel dominio di avanfossa.

Nell'area affiorano estesamente sedimenti continentali di ambiente lacustre e alluvionale (limi, sabbie, ghiaie e conglomerati, travertini) deposti all'interno di depressioni tettoniche (Conca di Sulmona, Conca Subequana) o nei fondovalle a partire dal Pleistocene Inferiore. Molto diffusi sono anche i depositi di versante (detriti stratificati e brecce) la cui età di messa in posto è compresa tra il Pleistocene inferiore e le ultime fasi fredde del Pleistocene superiore.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

(M. Coltorti & F. Dramis)

L'assetto del rilievo nel Foglio "Sulmona" risulta fortemente condizionato dai movimenti tettonici recenti che hanno interessato l'area a partire dal Pleistocene inferiore-medio. La maggior parte dei rilievi montuosi è infatti allungata in direzione appenninica e delimita bacini contenenti depositi continentali di età quaternaria. Il limite tra i bacini e le dorsali si colloca inoltre in corrispondenza di faglie che mostrano notevoli indizi di attività tettonica recente. Il reticolo di drenaggio è organizzato secondo un *pattern* decisamente angolare e quasi tutti i corsi d'acqua sono allineati lungo elementi strutturali più o meno attivi.

Da est verso ovest si possono riconoscere i seguenti elementi morfostrutturali: 1 - *Dorsale di S. Valentino*; 2 - *Bacino di Caramanico Terme*; 3 - *Dorsale del M. Morrone*; 4 - *Bacino di Sulmona*; 5 - *Dorsale di M.Cerreto*; 6 - *Bacino della "Conca Subequana*"; 7 - *Dorsale di M.della Serra*; 8 - *Bacino del Giovenco*; 9 - *Dorsale di M. Parasano*.

La *Dorsale di S. Valentino* rientra nel foglio solo per la sua parte settentrionale, in corrispondenza della quale affiorano i terreni miocenici, prevalentemente calcarei (*Formazione Bolognano*), dell'*Unità Cellino - Maiella*. Essa è attraversata dal Fiume Orta che vi ha inciso una profonda forra.

Il modellamento della piccola porzione del *Bacino di Caramanico*, all'interno del quale affiorano rocce terrigene mio-plioceniche (*Unità Laga - Queglia* e *Cellino - Maiella*), è stata condizionata dalla natura dei terreni affioranti, dall'elevata energia del rilievo e dalla forte incisione operata dagli affluenti del fiume Orta. Il bacino è delimitato verso est da un ripido versante modellato per erosione selettiva in corrispondenza di un fronte di sovrascorrimento che pone a contatto termini calcarei (*Unità Morrone*) con termini terrigeni più facilmente erodibili. Questo versante è stato sede di numerosi movimenti franosi, anche di grandi dimensioni, che hanno prodotto alla sua base potenti accumuli di materiali detritici.

La *Dorsale del M. Morrone*, dissecata nella sua porzione settentrionale dal Fiume Pescara (Gole di Popoli), presenta alla sua sommità tratti chiaramente spianati. Elementi sommitali simili sono stati segnalati appena più a nord anche ad ovest di questa struttura ("*Superficie di Capestrano*" di GIULIANI & SPOSATO, 1995). Tratti spianati si osservano inoltre in corrispondenza delle altre dorsali sopracitate. Si tratta in generale dei resti della "*superficie sommitale*" di DEMANGEOT (1965), un antico paesaggio a bassa energia del rilievo, attribuita dall'Autore al modellamento subaereo verificatosi nel "*Pontico*" (Miocene superiore). Intagliati al suo interno si rinvengono poi lembi di versante a debole o nulla pendenza, organizzati in diversi ordini altimetrici incassati l'uno nell'altro, "*superfici relitte*" in alcuni casi interpretabili come resti di "*terrazzi orografici*" (BOSI *et alii*, 1995). Lembi di superfici sommitali, con significato analogo a quello proposto da DEMANGEOT, sono stati successivamente riconosciuti in numerose parti dell'Appennino e riferiti cronologicamente dai vari Autori a tempi compresi tra il Pliocene inferiore-medio e il Pleistocene inferiore (DESPLANQUES, 1969; BARTOLINI, 1980; BERNINI *et alii*, 1980; COLTORTI, 1981; CALAMITA *et alii*, 1982; DRAMIS, 1992; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; COLTORTI & PIERUCCINI, 1997a,b).

La parte sommitale di questa dorsale è inoltre stata modellata da processi nivali e glacio-nivali che hanno generato circhi, generalmente di ridotte dimensioni.

La *Dorsale del M. Morrone* è delimitata ad ovest da un sistema di faglie dirette cui è associata la formazione di un vistoso gradino a metà versante. Movimenti gravitativi di grandi dimensioni hanno inoltre prodotto nel settore meridionale di quest'ultimo potenti accumuli detritici dalla cui rielaborazione ha avuto origine una serie di conoidi coalescenti.

Il *Bacino di Sulmona* (BENEO, 1942; DEMANGEOT, 1965; SYLOS-LABINI *et alii*, 1993; MICCADEI *et alii*, 1992; CAVINATO & MICCADEI, 1995), che trova la sua naturale prosecuzione verso nord nell'alta valle del Tirino (GIULIANI & SPOSATO, 1995), presenta un restringimento nella sua parte mediana in corrispondenza del rilievo di M. S. Cosimo. Il settore settentrionale è caratterizzato dalla presenza di depositi alluvionali terrazzati dall'incisione concomitante dei fiumi Sagittario e Aterno. Quest'ultimo corso d'acqua, poco più ad oriente, ha inciso le profonde gole omonime attraverso le quali drena l'area Aquilana e la Conca Subequana. Il terrazzamento ha dato origine alla "*Superficie di Sulmona*" (SYLOS LABINI *et alii*, 1993) che verrà discussa nei successivi capitoli. Il settore sud-occidentale del bacino è dissecato dalle valli del F. Vella e del F. Gizo mentre quello sud-orientale è attraversato dal F. Sagittario. La morfologia del settore sud-occidentale è inoltre contraddistinta dal gigantesco conoide alluvionale di Introdacqua, proveniente dai rilievi più meridionali del M. Genzana. Ad ovest, il versante destro del Sagittario, è interessato da un movimento franoso di grandi dimensioni.

La *Dorsale di M. Cerreto*, mediamente meno elevata di quella del Morrone, è dissecata nel suo tratto mediano dalle profonde gole dell'Aterno e, più a sud, da quelle del Sagittario.

La *Conca Subequana* è stata colmata di sedimenti fluviali e lacustri che denotano (come per la maggior parte delle altre depressioni centro-appenniniche)

PROOF

condizioni passate di bacino chiuso, successivamente interrotte dall'erosione regressiva esercitata dall'Aterno.

La *Dorsale di Monte della Serra*, che costituisce la propaggine meridionale del M.Sirente, è interrotta da due depressioni (la prima ubicata a Forca Caruso e la seconda ad ovest di Cocullo) prodottesi in corrispondenza di faglie orientate all'incirca NNE-SSW e dunque lievemente oblique rispetto all'allineamento della dorsale. Sulla prosecuzione del primo elemento ad ovest si sviluppa l'alta valle del F. Giovenco, che drena verso il Fucino, mentre ad est della seconda si sviluppa la Conca di Cocullo, drenata dal F. Sagittario. In entrambe le depressioni sono presenti terrazzi fluviali che sottendono depositi più grossolani. Numerosi sono anche i depositi franosi, ubicati soprattutto in corrispondenza delle importanti scarpate di faglia che delimitano il bacino.

Il *M. Parasano*, che costituisce la dorsale più occidentale dell'area, sovrasta più ad ovest il bacino del Fucino. Essa è separata dai rilievi più settentrionali dalla porzione mediana della valle del Giovenco, disposta in direzione NW-SE.

I corsi d'acqua si suddividono in due grandi categorie. Quelli principali, come il Tirino ed il Pescara, sono riforniti da sorgenti carsiche locali che attingendo alla falda di base, risultano contraddistinti da acque limpide, da portate costanti e da letti straordinari assenti o estremamente limitati. Carattere diverso presentano invece i fiumi, come l'Aterno, il Sagittario, il Gizio e il Vella, che si originano in aree più lontane; essi possono avere portate molto ridotte durante il periodo estivo ma presentano piane alluvionali molto più sviluppate.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

V - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

(M. Chiocchini, U. Crescenti, P. Didaskalou, A. Mancinelli, R. Matteucci, A. Micarelli, J.S. Pignatti, M. Potetti, I. Raffi & G. Sirna)

Tutte le unità litostratigrafiche sono state oggetto di indagini biostratigrafiche, ad eccezione di quelle appartenenti al Quaternario continentale.

La variabilità delle *facies*, nel tempo e nello spazio, ha reso necessario l'intervento di vari specialisti che hanno indagato tutti gli intervalli stratigrafici mediante lo studio di diversi gruppi di microfossili (foraminiferi planctonici, foraminiferi bentonici, alghe calcaree, calpionelle, calcisferulidi, ecc.); sono state anche studiate le associazioni a nannofossili calcarei del Miocene medio-Pliocene e i livelli ricchi di macrofossili (nerinee, rudiste, ecc) delle *facies* giurassiche e cretaciche di piattaforma carbonatica.

Per quanto riguarda gli schemi biozonali, che coprono l'intervallo Triassico superiore-Pleistocene inferiore, sono stati utilizzati schemi precedentemente elaborati per l'area umbro–marchigiana e laziale-abruzzese opportunamente modificati. E' stata modificata la nomenclatura di alcune biozone a causa delle variazioni tassonomiche dei *taxa* indice o della scelta di *taxa* più significativi, anche a livello locale, rispetto a quelli utilizzati originariamente; è stata modificata l'estensione di alcune biozone grazie alle nuove conoscenze sulla distribuzione totale dei *taxa*; è stata modificata l'età di alcune biozone, in seguito ai più recenti studi sui limiti cronostratigrafici.

Il Mesozoico

Le analisi micropaleontologiche sono state eseguite da M. Chiocchini, P. Didaskalou, A. Mancinelli, A. Micarelli e M. Potetti dell'Università degli Studi

di Camerino mentre le associazioni a macrofossili sono state studiate da G. Sirna dell'Università la "Sapienza" di Roma. Gli schemi biostratigrafici utilizzati sono il risultato della più che decennale attività di ricerca svolta dagli Autori citati nelle regioni umbro–marchigiana e laziale-abruzzese.

In particolare per la biostratigrafia delle principali *facies* di piattaforma carbonatica (piattaforma interna, margine e scarpata esterna) sono stati utilizzati gli schemi di Chiocchini & Mancinelli (1977, 1978) ed i relativi aggiornamenti di Chiocchini *et alii* (1994).

Per l'uso qui richiesto è stato necessario estendere la biozonazione relativa alle *facies* di margine e di scarpata esterna a tutto il Cretacico superiore, mediante l'introduzione di nuove biozone che saranno formalizzate in un lavoro in preparazione.

In questa sede si ritiene sufficiente precisare che i limiti delle nuove biozone sono essenzialmente basati sulla comparsa e, più raramente, sulla scomparsa di microfossili caratteristici, come evidenziato negli schemi biozonali stessi.

L'utilizzo di tre schemi biozonali distinti è giustificato dal fatto che le tre *facies* riconosciute presentano caratteristiche paleontologiche diverse.

In particolare la *facies* di piattaforma carbonatica interna (Fig. 2) è caratterizzata da associazioni bentoniche (in particolare molluschi, foraminiferi ed alghe calcaree) adattate ad ambienti prevalentemente fangosi e talora scarsamente ossigenati. Nella porzione di piattaforma interna prossima al margine ("retromargine") i microfossili ed i macrofossili bentonici sono generalmente più abbondanti; significativa è la presenza di "porostromata" (alghe calcaree filamentose).

La *facies* di margine (Fig. 3) è caratterizzata da un regime idrodinamico elevato che ha favorito lo sviluppo di macrofaune sessili e di associazioni di microfossili bentonici altrettanto specializzate.

La *facies* di scarpata esterna (Fig. 3) è caratterizzata da associazioni costituite da fossili pelagici sedimentati in *situ* e da fossili bentonici allo stato bioclastico provenienti dalle zone marginali della piattaforma. Questi ultimi presentano generalmente caratteristiche di alloctonia primaria o sincrona poiché provengono dai vicini sedimenti carbonatici marginali ancora debolmente consolidati e mantengono lo stesso ordine di comparsa osservato nelle successioni stratigrafiche marginali. I *taxa* bentonici risedimentati, quindi, non hanno perso il loro valore stratigrafico e possono essere considerati praticamente coevi dei *taxa* pelagici che li accompagnano.

Per quanto riguarda la biostratigrafia delle *facies* pelagiche e pelagico detritiche del Giurassico (Fig. 4) sono stati adottati gli schemi proposti da Centamore *et alii* (1971) e da Centamore & Micarelli (1991) modificati. E' stato effettuato inoltre un tentativo di correlazione con la zonazione standard ad Ammoniti.

Lo schema di Fig. 5 è costituito dalle unità biostratigrafiche che figurano negli schemi di Micarelli *et alii* (1977) e di Centamore & Micarelli (1991) leggermente modificati. In esso sono stati riportati tutti gli eventi che definiscono i limiti biostratigrafici e che pertanto permettono di mettere in evidenza le variazioni apportate rispetto agli schemi sopra citati. Sono stati inoltre aggiunti

PROGETTO CARG

eventi che, anche se non rientrano nella definizione delle biozone, sono utili per la correlazione sia con gli schemi standard sia con altri schemi elaborati per lo stesso intervallo da diversi Autori (Caron, 1985; Robaszynski & Caron, 1995; Premoli Silva & Sliter, 1994). Il suddetto schema è stato anche correlato con la scala della polarità magnetica e con le biozone a foraminiferi planctonici e bentonici elaborate per la *facies* di scarpata esterna.

Per quanto riguarda le corrispondenze tra le suddivisioni biostratigrafiche e quelle cronostratigrafiche si è tenuto conto dei suggerimenti contenuti nei *Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries"* (Rawson *et alii eds*., 1996).

Il Paleogene-Miocene

Questo intervallo è stato studiato da A. Micarelli, M. Potetti e P. Didaskalou dell'Università di Camerino, per quanto riguarda i foraminiferi planctonici; da R. Matteucci e J.S. Pignatti dell'Università "La Sapienza" di Roma relativamente ai foraminiferi bentonici, in particolare macroforaminiferi, e ai foraminiferi planctonici ad essi associati; e da I. Raffi dell'Università di Chieti "G. D'Annunzio" che ha effettuato determinazioni sui campioni miocenici mediante i nannofossili.

Le biozone a macroforaminiferi, per l'intervallo Paleocene – Eocene sono quelle che figurano nella *Shallow Benthic Zonation* (SBZ) recentemente proposta da Serra Kiel *et alii* (1998 a, b); mentre per l'intervallo Oligocene–Miocene sono quelle elaborate da Cahuzac & Poignant (1997). Tali biocronozone, frutto di un riesame delle zone tradizionali a macroforaminiferi, risultano direttamente correlate alla magnetostratigrafia e alle zonazioni a plancton calcareo e dinoflagellati (Berggren *et alii*, 1995; Cahuzac & Poignant, 1997; Serra Kiel *et alii*, 1998 a, b). La presenza di foraminiferi planctonici in alcune sezioni ha permesso poi di verificare e meglio precisare le attribuzioni zonali, soprattutto in alcuni intervalli stratigrafici in cui il grado di risoluzione della SBZ è minore.

Le biozone a foraminiferi planctonici per il Paleogene sono quelle che figurano in Centamore & Micarelli (1991) leggermente modificate. La scala della polarità magnetica che figura nello schema (Cande & Kent, 1995) e le zonazioni standard "P" (Berggren *et alii*, 1995) hanno consentito, come risulta dalla Fig. 6, di correlare la *Shallow Benthic Zonation* sopraccitata con la biozonazione a foraminiferi planctonici qui usata.

Per il Miocene, lo schema, basato sui foraminiferi planctonici è tratto da Micarelli & Potetti (1985), leggermente modificato (Fig. 7). In esso sono state riportate le correlazioni sia con le zone a foraminiferi bentonici di Cahuzac & Poignant (1997) e di Crescenti (1969), sia con la scala della polarità magnetica di Cande & Kent (1995). Rispetto allo schema sopra citato, qui figurano, oltre ai eventi che definiscono i limiti zonali, anche altri eventi che permettono la correlazione con altre biozonazioni (Iaccarino, 1985; Foresi *et alii*, 1998; Montanari *ed*., 1997).

PROGETTO CARG

Il Plio – Pleistocene marino

Quest'intervallo è stato studiato da A. Micarelli, M. Potetti e P. Didaskalou dell'Università di Camerino, e da I. Raffi dell'Università "G. D'Annunzio" di Chieti.

Nello schema di Fig. 8, basato sui nannofossili calcarei, sono state riportate, per l'intervallo Miocene medio–superiore – Pleistocene anche le biostratigrafie definite con i foraminiferi planctonici, la biocronologia, la scala della polarità magnetica e la scala cronostratigrafica. La biostratigrafia a nannofossili calcarei corrisponde a quella proposta da Rio *et alii* (1990) e da Fornaciari *et alii* (1996); i dati biocronologici sono desunti da Lourens *et alii* (1996), da Raffi in Berggren *et alii* (1995) e da dati inediti di I. Raffi; la scala della polarità magnetica è desunta da Cande & Kent (1992, 1995); da Lourens *et alii* (1996) e da Hilgen *et alii* (1995), la biostratgrafia a foraminiferi planctonici corrisponde con quella ormai collaudata in Italia da decenni (Cati *et alii,* 1968; Colalongo *et alii,* 1972; Crescenti *et alii,* 1980; Cantalamessa *et alii,* 1986).

PROGETTO CARG

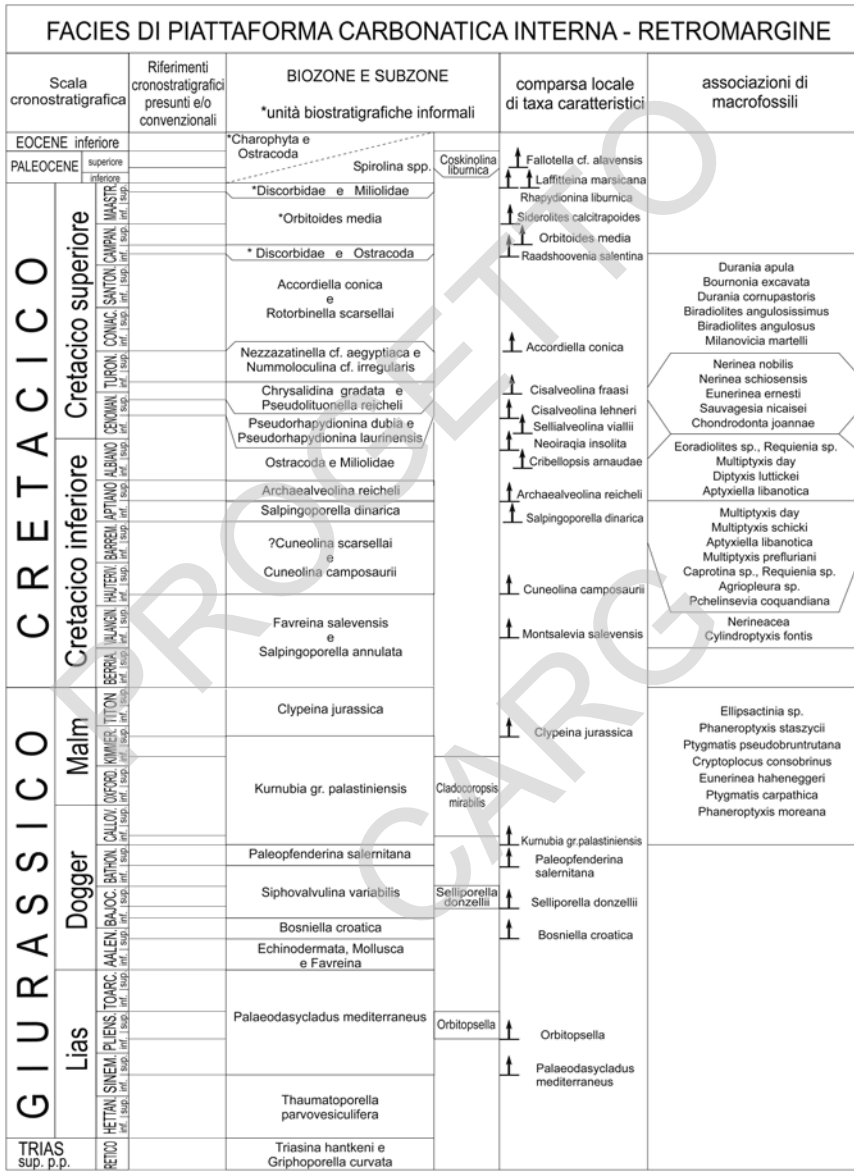


Fig. 2 - *Schema biostratigrafico delle facies mesozoiche di piattaforma carbonatica interna. Da* Chiocchini & Mancinelli *(1977) e* Chiocchini et alii *(1994), leggermente modificato; le macrofaune sono state identificate da G. Sirna.*

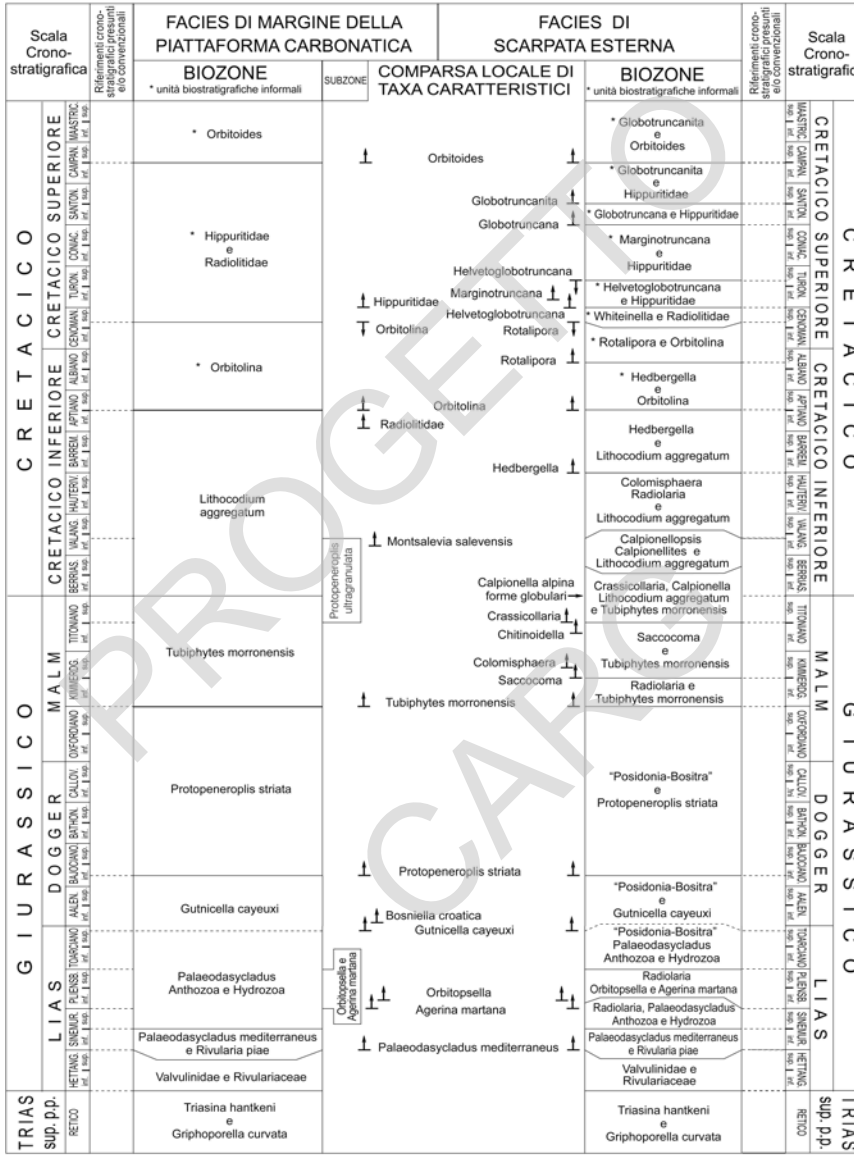


Fig. 3 - *Schema biostratigrafico delle facies Mesozoiche di margine e di scarpata esterna. Da Chiocchini & Mancinelli (1978) e Chiocchini et alii (1994), aggiornato ed esteso a tutto il Cretacico superiore.*

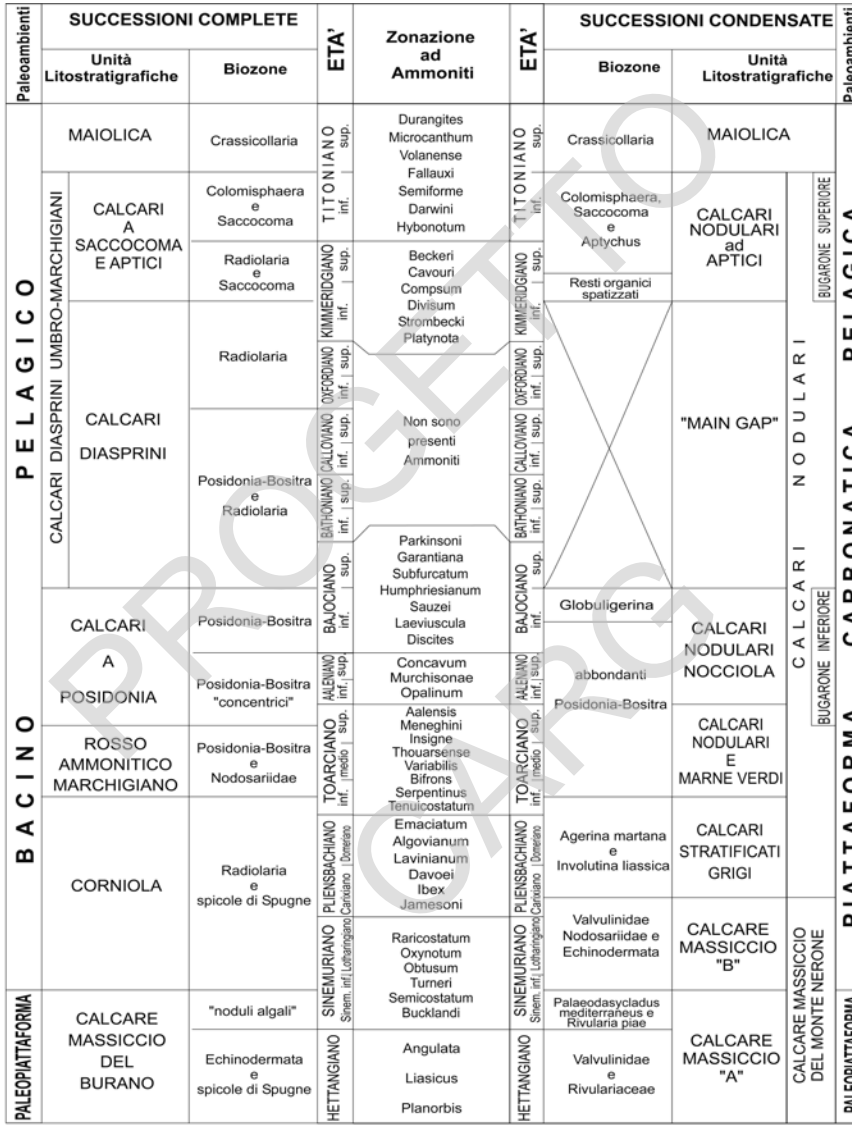


Fig. 4 - *Schema stratigrafico delle facies pelagiche e pelagico-detritiche del Giurassico. Da* Centamore *et alii (1971) e* Centamore *et alii (1986), modificato con l'introduzione della biozonazione standard delle ammoniti,* Baugartner, *(1984);* Cecca *et alii, (1985, 1990);* Cecca & Santantonio, *(1986, 1989);* Cresta, *(1988);* Cresta *et alii, (1986).*

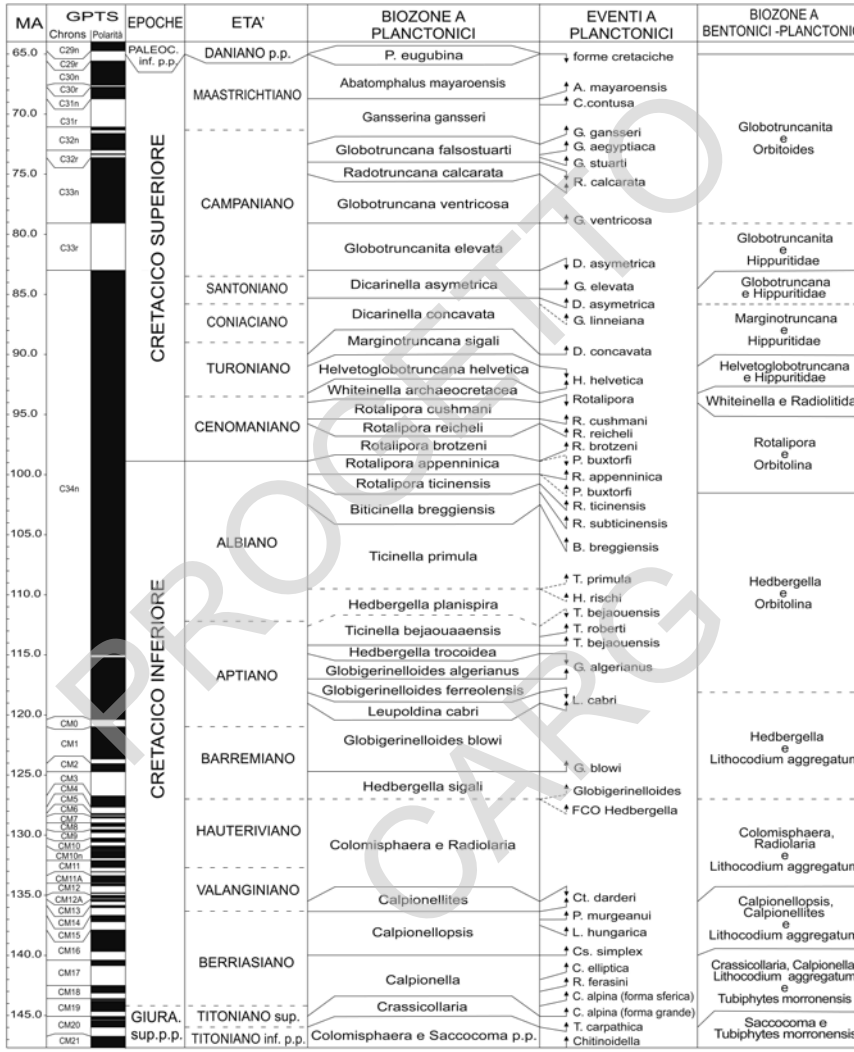


Fig. 5 - *Schema stratigrafico del Cretacico. Magnetostratigrafia (GPTS) da Gradstein et alii (1994, 1995) e da Premoli Silva & Sliter (1994). Cronostratigrafia da Rawson et alii eds (1996); i limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione. Biozone a Calpionelle da Micarelli et alii (1977) in parte modificate; biozone a foraminiferi planctonici da Centamore & Micarelli (1991), in parte modificate; biozone a foraminiferi bentonici/ planctonici da Chiocchini et alii (1994, in preparazione). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*

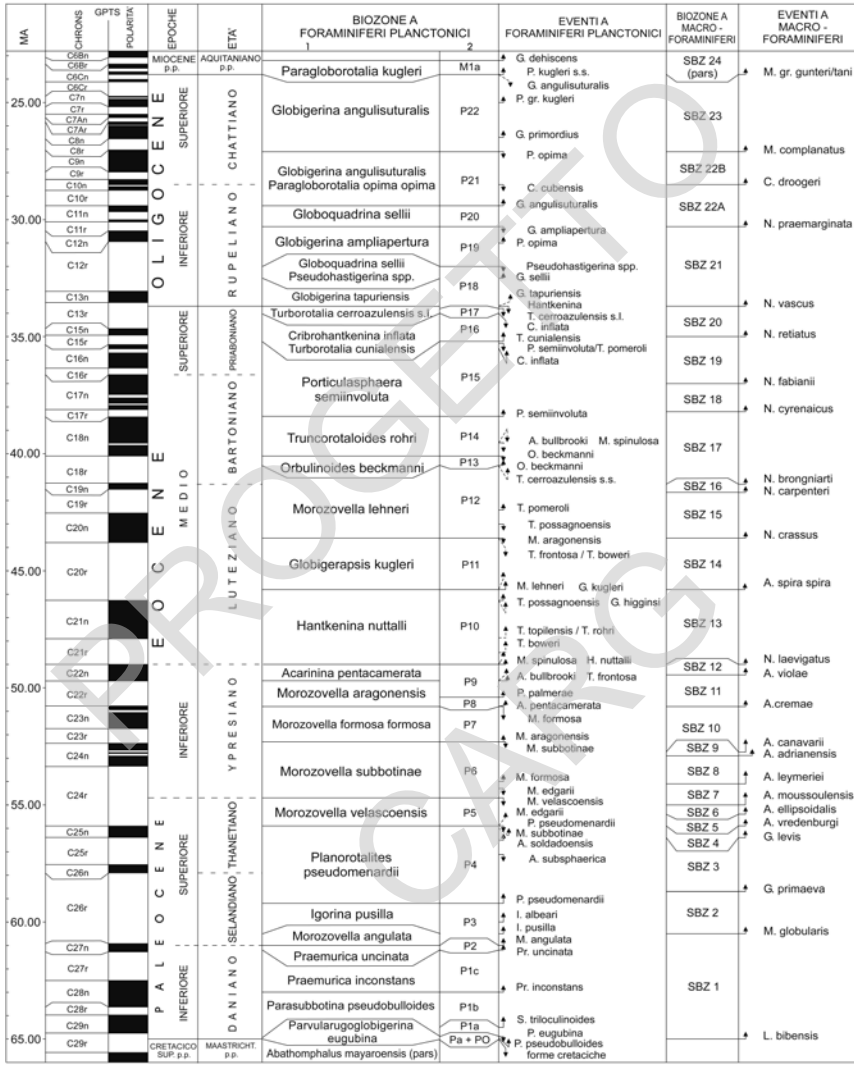
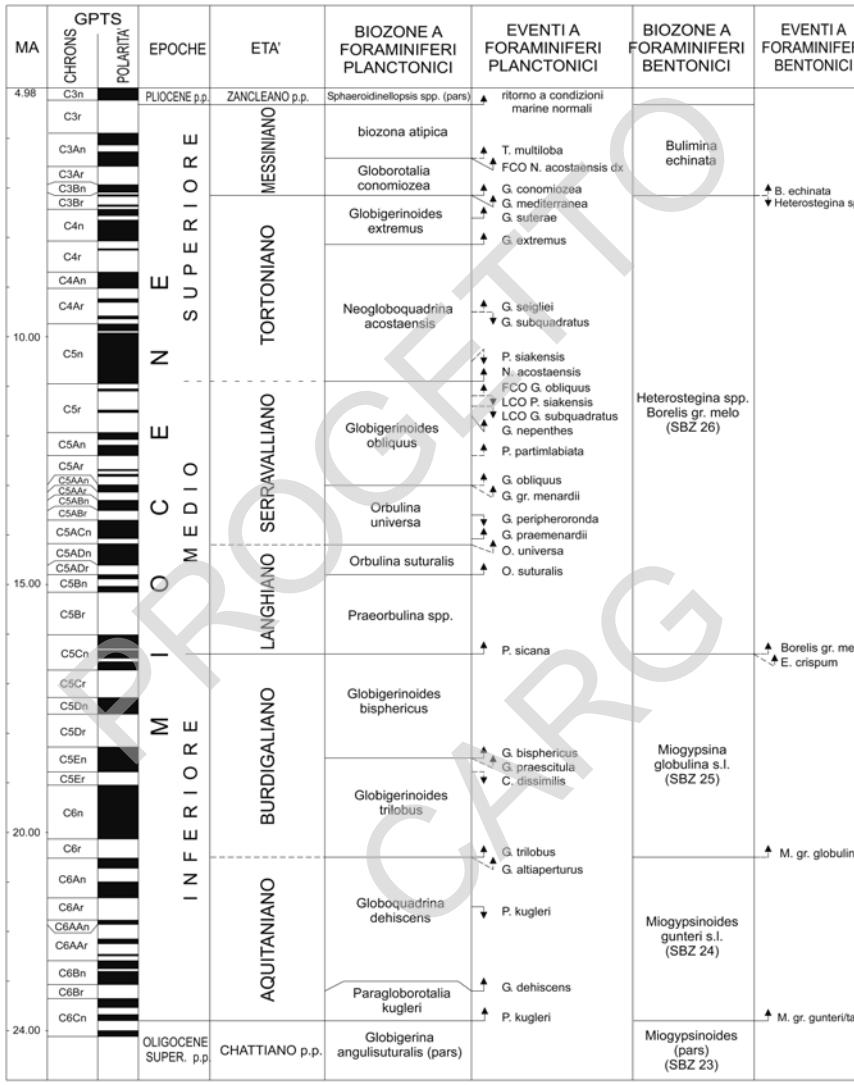


Fig. 6 - *Schema stratigrafico del Paleogene. Magnetostratigrafia (GPTS) da* Cande & Kent *(1995). Biocronologia e cronostratigrafia (in parte modificata) da* Berggren *et alii (1995); i limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici: 1) da* Centamore & Micarelli *(1991) in parte modificate;2) da* Berggren, *et alii (1995). Biozone a macroforaminiferi da* Serra Kiel *et alii (1998a,b). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 7 - *Schema stratigrafico del Miocene. Magnetostratigrafia (GPTS) da Cande & Kent (1995). Biocronologia e cronostratigrafia da Berggren et alii (1995), da Montanari et alii (eds.) (1997) e da Sprovieri et alii (1996). I limiti cronostratigrafic tratteggiati corrispondono a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foramiferi planctonici da Micarelli & Potetti (1985) in parte modificate; biozone a foraminiferi bentonici da Cahuzac & Poignant (1997) e da Crescenti et alii (1969). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*

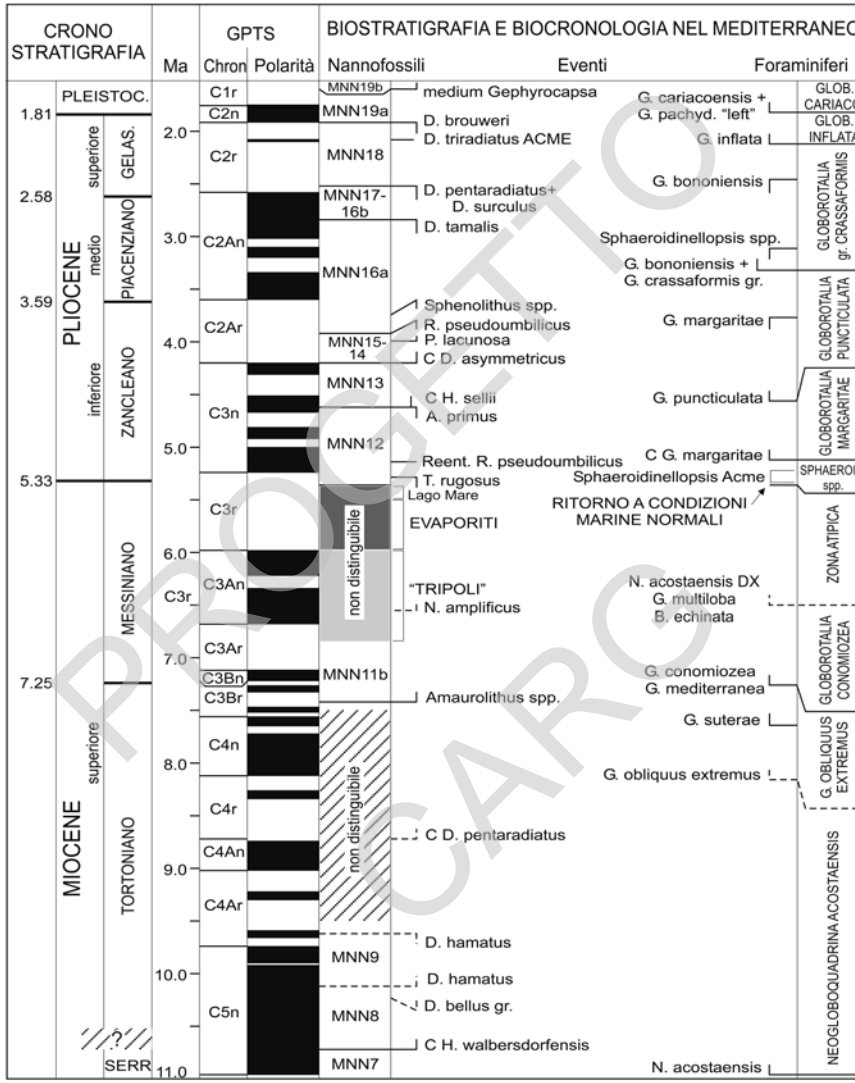


Fig. 8 - *Schema bio-cronostratigrafico a plancton calcareo del Mio-Pliocene nel mediterraneo. Correlazioni con la scala della Polarità Magnetica (GPTS), la scala cronostratigrafica e le biozone a foraminiferi planctonici. Da Rio et alii (1990), Fornaciari et alii (1996), Raffi et alii, in Berggren (1995) e Raffi (in preparazione). Le linee tratteggiate in corrispondenza dei bioeventi indicano una valutazione biocronologica incerta. Il "?" indica che la definizione dei limiti cronostratigrafici è in fase di discussione e revisione da parte della SNS (Subcommission of Neogene Stratigraphy).*

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

VI - STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO

Le successioni affioranti nel foglio sono caratterizzate da una estrema variabilità dei rapporti stratigrafici, delle litofacies e degli spessori in relazione agli effetti di una intensa tettonica sinsedimentaria che si è sviluppata, nel tempo, nell'area in esame. Per questa ragione nella legenda del foglio è stata adottata una suddivisione in aree in cui è stata riconosciuta, nel tempo, una persistenza dei caratteri ambientali oppure in aree caratterizzate da una distinta evoluzione spazio-temporale degli ambienti sedimentari. Poiché alcune unità litostratigrafiche risultano comuni a successioni di aree diverse, per non appesantire la lettura delle presenti note con ripetizioni superflue si è deciso di descrivere le unità secondo l'ordine cronologico e l'ambiente sedimentario a partire da quelle più antiche e facendo riferimento di volta in volta alla localizzazione delle varie unità.

Le sette aree distinte nel foglio sono caratterizzate da:

Area A) *litofacies* Cretaciche di piattaforma interna e superiormente di margine con limitati annegamenti paleogenici che verso l'alto passano a litofacies miocerniche di rampa.

Area B) *litofacies* mesozoiche di scarpata *s.l.* al di sopra delle quali sono presenti litofacies cenozoiche (Paleocene *p.p.* - Miocene) di rampa carbonatica da prossimale a distale.

Area C) *litofacies* cretaciche di piattaforma carbonatica interna – margine con localizzati annegamenti cenomaniani, alle quali si sovrappongono *litofacies* cenozoiche di rampa carbonatica prossimale.

Area D) *litofacies* cretaciche di scarpata-bacino passanti superiormente a litofacies cenozoiche di rampa e a depositi silicoclastici messiniani di avanfossa.

Area E) *litofacies* mesozoiche di piattaforma interna-margine passanti superiormente a litofacies mioceniche di rampa.

Area F) *litofacies* mesozoico-paleogeniche di scarpata-bacino passanti superiormente a depositi neogenici di rampa e silicoclastici di avanfossa messiniana.

Area G) *litofacies* mioceniche di rampa passanti superiormente a depositi evaporitici messiniani e a depositi di avanfossa del Pliocene inferiore.

1. - DEPOSITI CARBONATICI PRE-OROGENICI

(*Litostratigrafia*: G.Rusciadelli; *Biostratigrafia*: M. Chiocchini, P. Didaskalou, A. Mancinelli, R. Matteucci, A. Micarelli, M. Potetti, J.S. Pignatti, I. Raffi & G. Sirna)

1.1. - Successione Mesozoica di piattaforma carbonatica interna

1.1.1. - *calcare massiccio "A"* (**MAS$_1$**)

Affiora esclusivamente alla base del M. Prezza (area D), a NO della Valle del F. Sagittario.

Il limite inferiore non è visibile, mentre quello superiore corrisponde al passaggio con il *calcare massiccio dolomitizzato* (MAS$_a$). Lo spessore massimo affiorante è di circa 400 m.

E' definito dalla presenza di strati da medi a spessi di prevalenti *wackestones* e *mudstones* avana, con strutture da disseccamento, con intercalazioni di dolomie brune e calcari dolomitici biancastri e di *grainstones*, che aumentano in frequenza verso l'alto. A varie altezze sono presenti *floatstones* e *wackestones* con gasteropodi, sporadicamente caratterizzati al tetto da orizzonti stromatolitici. All'interno dell'unità si riconoscono cicli caratterizzati dal basso verso l'alto da sottili brecciole rosate a cui fanno seguito *mudstones* a oncoidi e sottili livelli di *grainstones* con superfici erosive al tetto.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile a condizioni variabili tra il subtidale e il supratidale.

Sulla base delle corrispondenze litostratigrafiche tra gli affioramenti del M. Prezza e quelli di aree contermini (Foglio 360 "Torre de' Passeri") e sulla base dei dati noti in letteratura relativi all'area del M. Prezza (Crescenti, 1969; Civitelli *et alii*, 1987), questa unità è stata riferita all'intervallo Hettangiano - Sinemuriano inferiore *p.p.* e comprende le biozone a *Valvulinidae e Rivulariaceae* e a *Palaeodasycladus mediterraneus e Rivularia piae*. La presenza di *Diplopora*, segnalata alla base della successione del M. Prezza da Crescenti (1969) e Beneo (1943), indicherebbe anche la presenza del Trias sommitale, che per altro non è stato individuato da un punto di vista litologico e biostratigrafico nell'ambito della presente cartografia.

calcare massiccio dolomitizzato (**MAS$_a$**). Affiora alla base del M. Prezza, nei settori meridionali del Foglio e a sudovest di Bugnara (area D).

Il limite inferiore è marcato dalla scomparsa verso il basso dei livelli dolomitizzati, mentre quello superiore è netto ed evidenziato dalla presenza

PROGETTO CARG

di livelli a clasti neri, anche centimetrici, e da una lumachella a brachiopodi, ammoniti e frammenti di coralli. Tali livelli segnano il passaggio alla soprastante *corniola* (COI).

E' costituito da circa 120 m di prevalenti dolomie saccaroidi biancastre e grigiastre. A varie altezze sono presenti strati da medi a spessi di calcari dolomitici e dolomie calcaree con caratteri del tutto simili a quelli del *calcare massiccio "A"* (MAS_1) definiti da *floatstones* e *wackestones* a gasteropodi e *wackestones* e *mudstones* avana. Uno di questi intervalli caratterizza proprio il tetto dell'unità rendendo ben visibile il passaggio alla *corniola*.

L'ambiente di sedimentazione varia dal subtidale all'intertidale, con sporadiche oscillazioni al supratidale.

Il contenuto micropaleontologico dell' unità, nel suo insieme, (*Rivularia piae* (Frollo), *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Rivularia lissaviensis* (Bornemann) e *Garwoodia bardosi* DRAGASTAN, tra i più significativi) ha permesso di riferirla alla biozona a *Valvulinidae* e *Rivulariaceae* e quella a *Palaeodasycladus mediterraneus* e *Rivularia piae*.

HETTANGIANO - SINEMURIANO (Zona di M. Prezza).

HETTANGIANO - SINEMURIANO inferiore (Zona a sudovest di Bugnara).

1.1.2. - *calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**)

Affiorano diffusamente nel settore centrale del versante occidentale della dorsale del Morrone e più precisamente ad est di Badia Bagnaturo, lungo il costone dell'Eremo di Celestino (area E), a Roccacasale, ai piedi di M. Rotondo e di Colle Affogato e alla base del M. S. Cosimo (area F).

Al Morrone, il limite inferiore non è visibile, mentre quello superiore ricade generalmente in una zona caratterizzata da un'intensa dolomitizzazione. Localmente, sotto gli intervalli riferibili alla *corniola* dolomitizzata, sono presenti circa 60 m di alternanze tra dolomie saccaroidi e livelli a ooidi e a oncoidi che potrebbero rappresentare il tetto dei *calcari a Palaeodasycladus*. In corrispondenza di M. S. Cosimo, il limite superiore di questa unità è ben definibile: esso corrisponde, infatti, al passaggio con l'unità delle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* (CRF) ed è marcato, verso la sommità dell'unità, dalla presenza di clasti neri. Lo spessore massimo osservato per questa unità è di circa 300 m.

Nella maggior parte degli affioramenti tale unità si presenta quasi completamente dolomitizzata, mentre dove questa è parzialmente risparmiata dalla dolomitizzazione, si osserva una organizzazione definita da prevalenti dolomie e calcari dolomitici, con intercalazioni di *packstones* e *wackestones*, talvolta con frequenti strutture da disseccamento. Nei litotipi calcarei si riconoscono oncoidi, ooidi, frammenti di bivalvi e di gasteropodi e alghe dasicladacee. Al M. S. Cosimo sono osservabili *wackestones* e *packstones* con strutture da disseccamento che

PROGETTO CARG

passano verso l'alto a più frequenti *packstones* e *grainstones* a oncoidi, ooidi e bioclasti. Verso la parte basale della successione affiorante sono stati riscontrati livelli a frammenti di bivalvi, non determinabili.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile a condizioni che variano dal subtidale all'intertidale.

La presenza di ampi intervalli dolomitizzati non permette un preciso inquadramento biostratigrafico e litostratigrafico di questa unità che potrebbe includere, nell'area del Morrone, anche intervalli assimilabili al *calcare massiccio*. Essa, comunque, anche per analogia con altre aree di affioramento, e per i rapporti con le unità soprastanti, viene riferita ad un intervallo variabile tra il SINEMURIANO superiore e il TOARCIANO superiore per gli affioramenti di M. San Cosimo, e al SINEMURIANO superiore per quelli del Morrone.

1.1.3. - *unità calcareo - dolomitica* (**UCD**)

Affiora tra Colle delle Nocelle e Pacentro, nei settori sud-orientali della dorsale del Morrone e in affioramenti di estensione limitata alla base del Colle Mitra (area E). Al suo interno sono stati distinti due membri sovrapposti stratigraficamente.

membro inferiore (**UCD_1**). Il limite inferiore di questa membro è brusco e corrisponde al passaggio con *l'unità oolitica* (UOO). Anche il limite superiore è netto e marcato dalla presenza di *packstones* e *grainstones* oolitici con sporadici e isolati frammenti di coralli, sopra i quali si sviluppa il membro superiore di questa unità. Lo spessore è di circa 500 m.

Alla base si riscontrano delle intercalazioni calcareo-marnose, giallastre e di aspetto brecciato, in strati sottili di circa 0.10 m. Superiormente, per circa 100 m, sono presenti dolomie e calcari dolomitici a cui seguono *mudstones* e *wackestones* bianchi e avana con strutture da disseccamento, organizzati in strati medi di circa 0.30 m e banconi di circa 3 m di spessore. A partire dalla parte media della successione, ai *mudstones-wackestones* bianchi e avana, si intercalano a più livelli *packstones* e *grainstones* oolitici e livelli di dolomie e calcari dolomitici. In corrispondenza della parte media della successione, si osserva una spettacolare discordanza angolare.

L'ambiente di sedimentazione è dominato da condizioni intertidali con periodiche escursioni di condizioni subtidali e supratidali.

Il contenuto paleontologico è costituito principalmente da gasteropodi e, tra i microfossili, da *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Bosniella croatica* (Gusic), *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti e *Favreina* sp.. L'unità comprende la biozona a *Siphovalvulina variabilis* e la biozona a *Paleopfenderina salernitana*.

BAJOCIANO *p.p.* - BATHONIANO

membro superiore (**UCD_2**). Il limite inferiore è rappresentato da un importante evento a *grainstones* oolitici, mentre superiormente passa con gradualità ai *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG). Lo spessore è valutabile intorno ai 400 m.

PROGETTO CARG

E' costituito da *mudstones* e *wackestones* bianchi e avana e calcari dolomitizzati, più frequenti verso la base dell'intervallo. La parte intermedia è definita da una monotona successione di *mudstones* bianchi ed avana, con sporadiche strutture da disseccamento e intercalazioni di *wackestones* e *packstones*. In corrispondenza degli intervalli superiori si intercalano *packstones* e *grainstones* biodetritici e oolitici.

In generale, l'ambiente di sedimentazione presenta caratteristiche simili a quelle del membro inferiore dell' *unità calcareo-dolomitica.*

La presenza di *Kurnubia* cf. *palestiniensis* Henson, *Chablaisia chablaisiensis* (Septfontaine), *Clypeina jurassica* Favre e *Cladocoropsis mirabilis* Felix permette di attibuire il membro alla biozona a *Kurnubia* gr. *palastiniensis* ed alla biozona a *Clypeina jurassica*

CALLOVIANO - TITONIANO

1.1.4. - *calcari ciclotemici a gasteropodi* (**CCG**)

Affioramenti estesi di questa unità caratterizzano i settori meridionali della dorsale del Morrone, tra Morrone di Pacentro e Cimerone e circa tra M. Le Mucchia e Iaccio Grande (area E), dove essa si sovrappone con un passaggio graduale all'*unità calcareo-dolomitica*, dalla quale è distinguibile per l'abbondanza delle strutture da disseccamento. Nei quadranti nordoccidentali del foglio (area C) questa unità poggia sulle facies di margine dei *calcari a coralli e diceratidi* (CCD). Il limite superiore è costantemente marcato da un passaggio graduale con i *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* ed è caratterizzato dal progressivo aumento in frequenza dei livelli a *grainstones* e dei *floatstones* a rudiste e gasteropodi. Lo spessore è valutabile intorno ai 600 m.

Sono rappresentati da prevalenti *mudstones, wackestones* e *packstones* bianchi e *grainstones* bioclastici e a peloidi, organizzati in cicli metrici *shallowing upward*, culminanti con strati a strutture da disseccamento e, più raramente, con lamine stromatolitiche. Verso l'alto si assiste al progressivo aumento dei livelli granulosostenuti e di quelli contenenti requienidi e gasteropodi, che diventano prevalenti nei *calcari a requienie, caprotine e ostreidi*. Nella parte superiore della successione è presente un intervallo di circa 10 - 15 m di dolomie e calcari dolomitici con superfici di esposizione subaerea evidenziate da discontinui orizzonti arrossati e verdastri. Questo evento emersivo può essere correlato con un evento analogo riscontrato in varie successioni barremiane di piattaforma dell'Appennino centrale (M. Rave Fosche, Monti Aurunci, Chiocchini *et alii* 1989; M. Cefalone, Monti d'Ocre, Damiani *et alii* 1991, Fumanti, com. pers.; M. Sant'Angelo, Monti Aurunci, Chiocchini *et alii* 1994). La segnalazione di questo evento dal bordo occidentale a quello orientale della Piattaforma Laziale-Abruzzese, permette di attribuire un significato regionale a tale episodio emersivo.

Tale unità si è deposta essenzialmente in ambienti che variano dal subtidale all'intertidale con rare escursioni del supratidale.

PROGETTO CARG

Tra i microfossili bentonici le specie più significative sono rappresentate da: *Cuneolina camposaurii* Sartoni & Crescenti, *?Cuneolina scarsellai* De Castro, *Orbotolinopsis capuensis* De Castro, *Montsalevia salevensis* (Charollais, Bronnimann & Zaninetti), *Salpingoporella biokovensis* Sokac & Velic, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Rivularia lissaviensis* (Bornemann), *Mitcheldeania brinkmanni* Dragastan & Duzbastilar, *Rivularia kurdistanensis* (Elliott). Queste associazioni sono riferibili alla biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata* ed alla parte inferiore-media della biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii*.

BERRIASIANO - BARREMIANO inferiore (area E)

HAUTERIVIANO superiore - BARREMIANO inferiore (area C)

1.1.5. - *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (**RCO**)

Sono presenti in un affioramento di estensione limitata alla sommità di Morrone di Pacentro, intorno alla quota di 1800 m (area E), mentre affiorano diffusamente lungo il versante sudoccidentale del M. Parasano (area A).

Il limite inferiore corrisponde a un passaggio graduale con i *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG), mentre quello superiore è brusco e marcato da un netto passaggio litologico con i *calcari a Salpingoporella dinarica* (CMS). In corrispondenza del M. Parasano una discontinuità di lunga durata separa tale unità da quella delle *calcareniti a nummuliti e discocycline* (CFR_1). Lo spessore totale varia da 15 a 30 m al Morrone, mentre si aggira intorno ai 150 m al M. Parasano.

Sono costituiti da *rudstones* e *grainstones* bioclastici, a frammenti di requienidi e gasteropodi, con orbitolinidi, organizzati in strati da sottili a spessi (0.10-1.5 m). I clasti più grossolani (dell'ordine di qualche centimetro) sono più o meno arrotondati e completamente ricristallizzati.

L'ambiente di sedimentazione, dominato da condizioni di alta energia, è riferibile ad un retromargine sviluppatosi in condizioni di piattaforma aperta.

La macrofauna è rappresentata da Caprotinidae (*Himeraelites* sp., *Glossomyophorus costatus* Masse, Skelton & Sliskovic) Requienidae, Caprinidae (*Offneria italica* Masse, *Offneria nicolinae* Mainelli, *Caprina douvillei* Paquier), Nerineacea, Anthozoa, Ostreidae, Echinodermata, Gastropoda; mentre il contenuto micropaleontologico è caratterizzato, tra le specie maggiormente significative, da: *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp., *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), ?*Paleodictyoconus* sp. Orbitolinidae, *Acroporella radoicicae* Praturlon, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Hedstroemia moldavica* Dragastan. L'associazione è indicativa della parte superiore della biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii* e della parte iniziale della biozona a *Salpingoporella dinarica*.

BARREMIANO superiore – APTIANO inferiore *p.p.*

PROGETTO CARG

1.1.6. - *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e charophyte* (**CMS**)

E' presente in un affioramento circoscritto alla sommità di Morrone di Pacentro, intorno alla quota di 1800 m (area E).

Il limite inferiore è brusco e corrisponde al passaggio con i sottostanti *calcari a requienie e orbitoline* (RCO). Il limite superiore non è visibile in quanto l'unità in questione è troncata da una discontinuità tettonica. Lo spessore affiorante è di circa 20-30 m.

E' costituita da alternanze di *mudstones* con strutture di disseccamento e *wackestones* a intraclasti e *pellets*, in strati sottili e medi, variabili tra i 0.10 e i 0.30 m, di colore avana chiaro, contenenti *Salpingoporella dinarica* e Miliolidi. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una piattaforma interna a circolazione ristretta.

Per il suo contenuto paleontologico ed in particolare per la presenza di *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), l'unità è attribuibile alla biozona a *Salpingoporella dinarica p.p.*

APTIANO inferiore *p.p.*

1.1.7. - *calcari ciclotemici a requienie* (**CIR**)

Affiorano nell'estremo sudorientale del foglio, tra la Valle del Gizio e Pacentro (area E).

Il limite inferiore è visibile soltanto nel versante sudoccidentale del Colle Mitra, in destra del Fiume Gizio, dove corrisponde a una superficie erosiva che mette a diretto contatto i *calcari ciclotemici a requienie* con i sottostanti *calcari a rudiste e orbitoline*. Il limite superiore è anch'esso netto e marcato da eventi emersivi. A questo proposito sono osservabili due situazioni distinte: la prima, che è anche quella più tipica rispetto a quanto osservato negli altri fogli, è visibile a Colle Marinucci. In tale settore, il limite superiore dei *calcari ciclotemici a requienie* è rappresentato dal *1° orizzonte bauxitico* (ba), sopra al quale si sviluppano i *calcari intrabauxitici* (IBX). La seconda è osservabile in corrispondenza del versante sudoccidentale del Colle Mitra; qui, il *1° orizzonte bauxitico* è assente e il limite superiore dei *calcari ciclotemici a requienie* è marcato da livelli emersivi dolomitizzati di colore verdastro e giallastro, che separano l'unità in questione dai *calcari cristallini* (CTN) datati Campaniano *p.p.* - Maastrichtiano. In questa situazione, il limite superiore dei *calcari ciclotemici a requienie* corrisponde così ad un'ampia lacuna comprendente tutti i termini equivalenti ai *calcari intrabauxitici* e ai *calcari a radiolitidi*. Lo spessore totale dell'unità in esame è valutabile intorno ai 200 m.

L'unità è costituita da *mudstones-wackestones* bianco-avana e da *grainstones* a peloidi beige, organizzati in motivi *shallowing upward*, con strati medi (0.3-0.50m) e spessi (1-1.5m). Alla base dei *calcari ciclotemici a requienie* sono presenti calcari brecciati costituiti da clasti micritici; nella parte inferiore dell'unità

PROGETTO CARG

prevalgono i *grainstones* a peloidi, mentre in quella intermedia prevalgono i *mudstones* e *wackestones*. Tra la parte intermedia e quella superiore della unità sono presenti *floatstones* a resti di requienidi, ricchi in miliolidi. La parte superiore dei *calcari ciclotemici a requienie* è caratterizzata da *mudstones* e *wackestones* con strutture da disseccamento, organizzate in pacchi metrici di strati a tendenza *shallowing upward*. Al tetto di tali pacchi si rinvengono costantemente superfici di esposizione subaerea evidenziate da orizzonti fortemente arrossati. Verso l'alto la frequenza di tali orizzonti aumenta, mentre diminuisce lo spessore dei pacchi a *mudstones* e *wackestones* e quello dei singoli strati.

Sulla base delle caratteristiche sopra descritte, l'ambiente di sedimentazione dei *calcari ciclotemici a requienie* può essere riferito a condizioni variabili tra il subtidale e il continentale.

Nell'area di Colle Mitra-Colle Marinucci, l'unità in questione mostra un'estensione cronostratigrafica più ampia di quella comunemente osservata in altre aree abruzzesi (vedi Fogli 359 e 368). Tale unità risulta, infatti, attribuibile a un intervallo compreso tra la parte inferiore dell'Aptiano e l'Albiano *p.p.*, mentre dovrebbe comprendere soltanto la parte superiore dell'Aptiano e l'Albiano *p.p.* (parte inferiore), in quanto la parte inferiore dell'Aptiano è solitamente riferibile ai *calcari a Salpingoporella dinarica e charophyte*. La differenza di età è dovuta al fatto che, in quest'area, i *calcari ciclotemici a requienie* e i *calcari a Salpingoporella dinarica e charophyte* mostrano caratteri del tutto simili, risultando praticamente indistinguibili da un punto di vista litologico. Nell'area esaminata, è quindi sottinteso che l'unità cartografata come *calcari ciclotemici a requienie* comprende in realtà anche intervalli coevi alla parte superiore dei *calcari a Salpingoporella dinarica e charophyte* e che per questo motivo la sua estensione cronostratigrafica risulta più ampia.

Il contenuto micropaleontologico è caratterizzato da: *Dictyoconus algerianus* Cherchi & Schroeder, *Cribellopsis arnaudae* Chiocchini, *Simplorbitolina aquitanica* (Schroeder & Poignant), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) cf. *texana* (Roemer), *Archaealveolinareicheli* (DeCastro), *Salpingoporellaturgida* Radoicic, *Garwoodia fluegeli* Dragastan. L'unità comprende la biozona a *Archaealveolina reicheli* (per l'area di Colle Mitra anche la biozona a *Salpingoporella dinarica p.p.*) e la parte iniziale della biozona a Ostracoda e Miliolidae.

APTIANO inferiore *p.p.* - ALBIANO *p.p.*

1° orizzonte bauxitico (**ba**). Affiora a Colle Marinucci e sul versante nordorientale di Colle Frontiglio (Valle di Cansano) (area E) e separa i *calcari ciclotemici a requienie* dai *calcari intrabauxitici*. Corrisponde a depositi bauxitici di qualche metro di spessore. A sudovest di Colle Marinucci, sono presenti brecce di collasso di cavità carsiche.

Sulla base delle associazione paleontologiche presenti al letto ed al tetto dell'orizzonte, la lacuna stratigrafica associata al *1° orizzonte bauxitico* risulta estendersi dall'ALBIANO *p.p* al CENOMANIANO inferiore.

PROGETTO CARG

1.1.8. - *calcari intrabauxitici* (**IBX**)

Sono presenti esclusivamente nei settori sudorientali del foglio, in corrispondenza di Colle Marinucci e sul versante nordorientale di Colle Frontiglio (Valle di Cansano) (area E).

Il limite inferiore è rappresentato dal *1° orizzonte bauxitico* (ba) mentre quello superiore corrisponde al *2°-3° orizzonte bauxitico* (**bb**) (vedi Fogli 359 e 368). Affiorano per uno spessore di circa 75 m e sono costituiti da *mudstones* laminati e con cavità da dissoluzione, *wackestones* e *packstones* a bio-intraclasti e foraminiferi bentonici. In corrispondenza degli intervalli basali dell'unità sono stati osservati rari microconglomerati a clasti neri. All'interno dell'unità sono state riscontrate superfici di esposizione subaerea evidenziate da un diffuso paleocarsismo, a volte marcato da orizzonti fortemente arrossati.

Le *facies* sono riferibili ad ambienti deposizionali variabili tra il subtidale e il supratidale.

I microfossili maggiormente significativi sono rappresentati da *Sellialveolina viallii* Colalongo (base dell'unità), *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Nezzazata simplex* Omara, *Cisalveolina lehneri* Reichel, *Merlingina cretacica* Hamaoui & Saint-Marc, *Cisalveolina fraasi* Guembel. Essi permettono di identificare la biozona a *Pseudorhapydionina dubia* e *Pseudorhapydionina laurinensis* e la parte inferiore-media della biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli*.

CENOMANIANO *p.p*

1.1.9. - *calcari a radiolitidi* (**RDT**)

Affiorano esclusivamente nel settore sud-orientale del foglio, ad Est di Sulmona, in corrispondenza di Colle Marinucci (area E).

Il limite inferiore è rappresentato dal *2°-3° orizzonte bauxitico*, mentre il limite superiore è marcato da un brusco passaggio litologico ai *calcari bioclastici ad ippuriti e coralli*. Lo spessore è valutabile intorno ai 125 m.

Nell'insieme si presentano in una monotona successione di strati medi (0.20-0.30m) e sottili (0.05-0.20m), costituiti essenzialmente da *mudstones* e *wackestones* beige e avana organizzati in cicli subtidali e peritidali. Cavità da disseccamento sono state osservate sporadicamente in corrispondenza della parte superiore degli strati. Nella parte basale dell'unità, intercalati nei livelli micritici, sono presenti livelli di brecciole e calcareniti grossolane canalizzate, a geometria lenticolare, probabilmente attribuibili a riempimenti di canali tidali. All'interno di tale unità non stati rinvenuti i tipici livelli a radiolitidi.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una laguna interna e piana tidale.

L'associazione micropaleontologica, composta da *Moncharmontia apenninica* (DeCastro), *Accordiella conica* Farinacci, *Nummoloculina* cf. *irregularis* Decrouez & Radoicic, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Heteroporella lepina* Praturlon, permette di

PROGETTO CARG

attribuire l'unità in esame alla parte superiore della biozona a *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* e *Nummoloculina* cf. *irregularis* e alla biozona a *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai*.

TURONIANO superiore-SANTONIANO *p.p.*

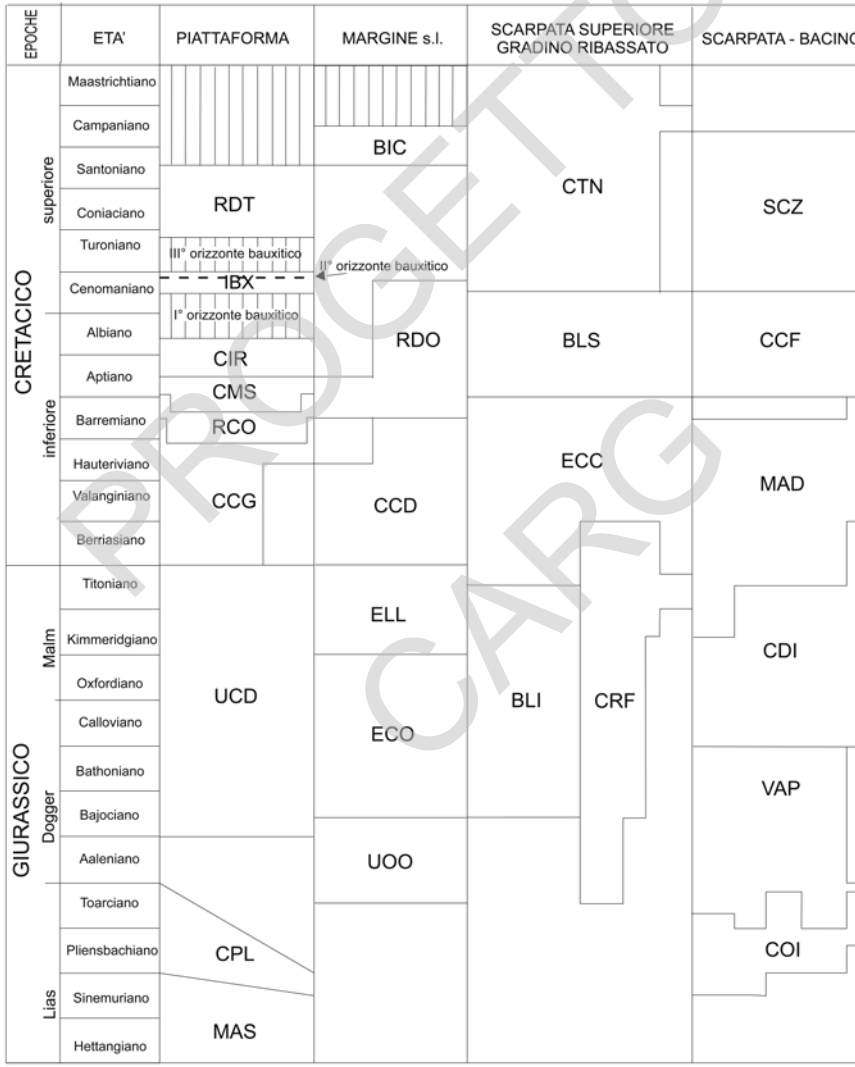


Fig. 9 - *Schema dei rapporti fra le unità litostratigrafiche del Mesozoico.*

PROGETTO CARG

1.2. - Successione Mesozoica di margine di piattaforma carbonatica

1.2.1. - *unità oolitica* (**UOO**)

Affiora in modo più o meno continuo lungo tutta la dorsale del Morrone tra Pacentro e i settori ai piedi di Colle dei Sambuchi (aree E, E e F).

Il limite inferiore corrisponde ad un passaggio netto con l'unità sottostante del *verde ammonitico*, marcato da un brusco cambiamento di *facies*: da *facies* micritiche o biodetritiche della parte sommitale del *verde ammonitico* (VAP) si passa, attraverso un sottile livello arrossato (*hardground*), a *facies* ad ooliti ferruginose, dentro le quali, in corrispondenza della base del Colle dei Sambuchi, sono state rinvenute ammoniti rimaneggiate del Toarciano e resti di echinidi. Il limite superiore è netto in corrispondenza delle aree in cui domina la sedimentazione di piattaforma, mentre è graduale procedendo verso gli ambienti marini più aperti. In questo caso, ai livelli di *grainstones* a ooidi tipici di questa unità, si intercalano *packstones* biodetritici e a intraclasti dell'unità superiore dei *calcari bioclastici "inferiori"* (BLI). Lo spessore varia da pochi metri a qualche decina di metri.

L'ambiente di sedimentazione è definibile in modo generico ad una rampa oolitico-sabbiosa.

Contengono frammenti di echinodermi, organismi costruttori (coralli, idrozoi), alghe calcaree e, tra i microfossili bentonici, *Gutnicella cayeuxi* (Lucas), *Bosniella croatica* (Gusic), *Pseudocyclammina maynci* Hottinger, *Rivularia lissaviensis* (Brornemann). Questa unità è attribuibile alla biozona a *Gutnicella cayeuxi*.

TOARCIANO superiore *p.p.* - BAJOCIANO *p.p.*

1.2.2. - *calcari a echinodermi e coralli* (**ECO**)

Affiorano lungo il versante occidentale della dorsale del Morrone, poco a sud di Colle affogato fino a Il Cimerone (area E). Il limite inferiore è marcato dal passaggio alle *facies* ad ooidi dell' *unità oolitica* (UOO), mentre il limite superiore corrisponde al passaggio con i *calcari a ellipsactinie* (ELL) ed è localmente rappresentato da un intervallo di spessore variabile, dell'ordine di qualche metro, in cui diventano più frequenti le intercalazioni di *grainstones e packstones* bio-intraclastici. Verso i settori di affioramento nordoccidentali di questa unità, la presenza di intercalazioni a varie altezze stratigrafiche di *facies* più o meno micritiche e di corpi brecciati indicano il passaggio laterale alle *facies* di scarpata dei *calcari bioclastici "inferiori"* (BLI). Verso i settori di affioramento sudorientali, l'intercalazione di pacchi di strati di *mudstones* con strutture da disseccamento, indicano il passaggio laterale alle *facies* di piattaforma riferibili all' *unità calcareo-dolomitica* (UCD). Lo spessore, difficilmente valutabile per la presenza di faglie, varia da un minimo di circa 150 m ad un massimo di circa 400 m.

L'unità è costituita da *grainstones* e *packstones* bianchi oolitici e bioclastici in strati da medi a spessi, a cui si intercalano biocostruzioni a coralli di dimensioni

PROPERTY OF CARG

metriche e *mudstones* bianco-grigi con strutture da disseccamento e alghe calcaree. Brecce di aspetto cristallino, con frammenti di coralli, bivalvi, idrozoi, brachiopodi, gasteropodi, crinoidi ed echinidi, si rinvengono a varie altezze stratigrafiche.

Le *facies* sono, in generale, riferibili ad ambienti di margine di piattaforma carbonatica con frequenti intercalazioni di *facies* attribuibili ad ambienti di scarpata o di piattaforma interna.

Il contenuto paleontologico è rappresentato da Echinodermata, Anthozoa, Briozoa, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE, *Trocholina* sp. L'unità è attribuibile alla biozona a *Protopeneroplis striata*.

BAJOCIANO *p.p.* - OXFORDIANO

1.2.3. - *calcari ad ellipsactinie* (**ELL**)

Affiorano nei settori orientali del foglio, lungo il versante occidentale del Morrone nel settore compreso tra Colle Affogato, Colle della Croce e Mucchia di Pacentro (area E). Nei settori nordoccidentali del foglio, tale unità affiora lungo l'allineamento Beffi-Secinaro-Capo la Piaia (Area C). Il limite inferiore corrisponde al passaggio ai sottostanti *calcari a echinodermi e coralli* (ECO), mentre il limite superiore, al passaggio con i *calcari a coralli e diceratidi* (CCD), è marcato localmente da un livello di brecce policrome a clasti arrotondati neri, rosati e grigi, immersi in una matrice micritica nocciola. In corrispondenza dei settori di affioramento più sudorientali della dorsale del Morrone, nei pressi de Il Cimerone, e nei settori nordoccidentali del foglio, questa unità passa verso l'alto ai *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG). Lo spessore è stimabile tra i 100 e i 200 m.

L'unità è costituita da *rudstones*, *grainstones* e *packstones* bioclastici, biancastri, cristallini, con intercalazioni di brecce e con frequenti idrozoi (ellipsactinie), frammenti di coralli, bivalvi e gasteropodi, generalmente a stratificazione indistinta o in banchi di qualche metro di spessore, cui si intercalano rari strati decimetrici di *mudstones* e *wackestones* bianchi e avana. Verso i settori nordoccidentali del Morrone, intercalazioni di *facies* più o meno micritiche e di corpi brecciati indicano il progressivo passaggio laterale alle *facies* di scarpata dei *calcari bioclastici "inferiori"* (BLI). Verso i settori sudorientali del Morrone, l'intercalazione di pacchi di strati a *mudstones* con strutture da disseccamento, indicano il passaggio laterale alle *facies* di piattaforma riferibili all' *unità calcareo-dolomitica abruzzese* (UCD). L'ambiente di sedimentazione è in generale riferibile al margine della piattaforma carbonatica.

La ricca macrofauna è caratterizzata dalla presenza di Echinodermata, Anthozoa, Briozoa, Chaetetida, Hydrozoa (*Ellipsactinia caprense* CANAVARI, *Ellipsactinia ramosa* CANAVARI) mentre i microfossili maggiormente significativi sono rappresentati da: *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK), *Mohlerina basiliensis* (MOHLER), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Tubiphytes morronensis*. L'unità in esame può essere riferita

PROGETTO CARG

alla biozona a *Tubiphytes morronensis*.

KIMMERIDGIANO – TITONIANO

1.2.4. - *calcari a coralli e diceratidi* (**CCD**)

Affiorano diffusamente nei settori orientali del foglio, in corrispondenza della dorsale del Morrone (area E) e più limitatamente nei settori sudorientali (area E) e nordoccidentali del foglio (area C).

Il limite inferiore è rappresentato dal passaggio con *i calcari ad ellipsactinie* (ELL), mentre quello superiore corrisponde al passaggio con i *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO) che si individua per la comparsa dei primi livelli a orbitoline, lungo la dorsale del Morrone e a Colle Mitra, mentre è definito dal passaggio alla parte superiore dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG) nei settori nordoccidentali del foglio. Il loro spessore è valutabile tra i 150-200 m.

Tale unità è costituita da *grainstones* e *rudstones* bioclastici, con ooidi, peloidi, e intraclasti, spesso di aspetto cristallino e di colore bianco-avana. La frazione bioclastica è costituita da prevalenti frammenti di coralli, di gasteropodi, di rare e piccole ellipsactinie e di rudiste. Si intercalano *floatstones* a gasteropodi e diceratidi, più frequenti nella parte inferiore dell'unità, mentre a varie altezze stratigrafiche si osservano colonie di coralli e *boundstones* algali. La stratificazione è spesso mal definita, mentre quando riconoscibile mostra strati in spessori da medi a spessi e più raramente sottili.

L'ambiente di sedimentazione è generalmente assimilabile ad un margine biocostruito ad elevato idrodinamismo.

La macrofauna è rappresentata da Echinodermata, Anthozoa, Briozoa, Diceratidae ed Hydrozoa (*Sphaeractinia* cf. *diceratina* Steinmann, *Chaetetopsis limitata* (Deninger), *Ellipsactinia* sp.); mentre il contenuto micropaleontologico è caratterizzato da: *Troglotella incrustans* Wernli & Fookes, *Trocholina campanella* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *Trocholina involuta* Mantsurova, *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbatchik), *Neotrocholina infragranulata* (Noth), ?*Triploporella neocomiensis* Radoicic, *Triploporella friulana* Schindler & Conrad, *Macroporella praturloni* Dragastan, *Campbeliella striata* (Carozzi). Tale associazione permette di riferire l'unità alla parte inferiore-media della biozona a *Lithocodium aggregatum*.

BERRIASIANO - BARREMIANO inferiore

BERRIASIANO - HAUTERIVIANO inferiore (area C)

1.2.5. - *calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**)

Affiorano nel settore sudoccidentale del foglio (area E), lungo il versante occidentale del M. Mitra, e lungo la dorsale del Morrone, a Mandra Castrata e a Colle Affogato.

PROGETTO CARG

Il limite inferiore è sempre caratterizzato dal passaggio ai sottostanti *calcari a coralli e diceratidi* (CCD), mentre quello superiore, visibile soltanto al M. Mitra, è definito dal passaggio brusco ai *calcari ciclotemici a requienie* (CIR) (vedi anche 1.1.7.). Lo spessore varia da circa 150 m al M. Mitra a circa 300 m sul Morrone.

Nel complesso, sono costituiti da *grainstones* e *rudstones* biodetritici bianchi, rosati e grigiastri, talora dolomitizzati, in strati da medi a spessi (fino a 2 m) e *wackestones* e *packstones* a frammenti di rudiste, in strati da sottili a medi. Saltuariamente, si intercalano strati da sottili a medi di *mudstones* con strutture da disseccamento e *grainstones* a peloidi. Il biodetrito è costituito da frammenti di rudiste, gasteropodi, echinodermi, bivalvi, coralli e da orbitoline. Queste ultime caratterizzano tipici livelli di *grainstones* bianchi e rosati, ad elementi ben arrotondati. Negli affioramenti del Morrone, è presente un diffuso paleocarsismo con riempimenti policromi. Alla base, sono presenti caprotine che diventano estremamente rare verso l'alto, dove invece diventano frequenti le caprine e le requienie, che talora si presentano in colonie isolate in posizione di vita.

L'ambiente di sedimentazione si presenta articolato, raggruppando caratteristiche tipiche del margine sabbioso, di "margine biocostruito" rappresentato da locali e isolati *patch-reefs* a rudiste, con influenze del subtidale e del supratidale.

L'associazione micropaleontologica (*Orbitolina (Conicorbitolina) conica* D'ARCHIAC, *Orbitolina (Mesorbitolina)* cf. *texana* (ROEMER), *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Paleodictyoconus* cf. *arabicus* (HENSON), *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Macroporella incerta* SOKAC, *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN), *Salpingoporella turgida* RADOICIC) permette di attribuire l'unità in esame alla parte superiore della biozona a *Lithocodium aggregatum* e alla biozona a *Orbitolina*.

BARREMIANO superiore – CENOMANIANO *p.p.*

BARREMIANO superiore – APTIANO *p.p.* (zona di Colle Marinucci)

1.2.6. - *calcari bioclastici a ippuriti e coralli* (**BIC**)

L' unità è presente esclusivamente nel settore sudorientale del foglio, a Colle Marinucci (area E), dove costituisce l'unità più giovane affiorante.

Il limite inferiore è netto e corrisponde al passaggio ai sottostanti *calcari a radiolitidi* (RDT). L'unità in esame, affiorante per circa 25-30m di spessore, è costituita dall'alternanza tra calcareniti bianche cristalline, *rudstones* bianco-giallastri e micriti bianche e beiges. Nel biodetrito si riconoscono frammenti di rudiste, gasteropodi, frammenti di echinodermi e coralli; tra i microfossili sono presenti macroforaminiferi. Nella parte sommitale dell'intervallo affiorante si rinvengono anche individui interi di rudiste di apprezzabili dimensioni (5-10cm) assemblati in piccoli *patch-reefs*. Malgrado l'esiguo spessore affiorante, l'unità mostra un'organizzazione in cicli minori definiti dal basso verso l'alto da calcareniti grossolane e *rudstones* biodetrici, cui seguono *grainstones* fini e *floatstones* a rudiste. I cicli vengono chiusi da *mudstones* e *wackestones* bianco-avana. Il passaggio da

PROGETTO CARG

ambienti ad alta energia ad ambienti più protetti è osservabile sia alla scala del singolo ciclo che a quella dell'intera unità (relativamente allo spessore affiorante).

Tali caratteristiche permettono di attribuire l'intervallo in questione ad ambienti di margine-retromargine.

Il contenuto paleontologico è rappresentato da Echinodermata, Anthozoa, Briozoa, spicole di Porifera, Radiolitidae, Hippuritidae, *Rajka spinosa* Milovanovic, *Vaccinites sulcatus* (Defrance) e, tra i microfossili, da foraminiferi bentonici (*Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Cuneolina* sp., *Discorbis* cf. *turonicus* Said & Kenawy, *Nummoloculina* sp., *Nezzazatinella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Aeolisaccus kotori* Radoicic). La macro e la microfauna presenti permettono di attribuire l'unità in esame alla biozona a Hippuritidae e Radiolitidae *p.p.*

SANTONIANO *p.p.*- CAMPANIANO inferiore

1.3. -Successione mesozoica di gradino ribassato–rampa?–scarpata superiore

1.3.1. - *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* (**CRF**)

Questa unità affiora nel settore settentrionale del Morrone, tra Roccacasale, Popoli e Bussi Officine (area F), nei settori centrali del foglio, tra Raiano e Goriano Sicoli e al M. Prezza (area D), a M. San Cosimo (area F) e nelle aree meridionali del foglio, in corrispondenza di Bugnara e Introdacqua (area D), e nella parte settentrionale della M. Grande, a nordovest di Serra Palancara (area B).

Il suo limite inferiore è visibile al M. San Cosimo (area F), dove l'unità poggia direttamente sui *calcari a Palaeodasycladus* (CPL), al M. Plaie dove poggia sui *calcari diasprini detritici* (CDI) e al Morrone (area di Roccacasale) dove poggia sull'*unità oolitica* (UOO). Superiormente l'unità passa, nelle aree B ed F a ECC, e nell'area B alla m*aiolica detritica* (MAD). Nella stessa area in corrispondenza di M. Plaie, al tetto dell'unità è presente un livello di micriti assimilabile alla *maiolica detritica*, di spessore non cartografabile. Ad esso seguono le *facies* detritiche delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi*. Questa situazione indica la presenza di un'ampia lacuna sedimentaria corrispondente quasi interamente all'intervallo di sedimentazione della *maiolica detritica*.

Lo spessore varia tra 100 e 400 m.

L'unità è costituita da *mudstones*, *wackestones* nocciola con *filaments* e *packstones* a ooidi, peloidi e bioclasti in strati da sottili a medi, cui s'intercalano straterelli e lenti di selce grigia e biancastra; più rari sono i *rudstones* bioclastici che presentano spessori anche metrici. Tali litotipi sono organizzati in cicli maggiori definiti dalla tendenza all'aumento dello spessore degli strati e della granulometria. Gli intervalli inferiori dell'unità sono definiti dalla prevalenza dei litotipi più fini e della selce in liste e straterelli, la parte superiore è invece dominata dai *packstones* a ooidi e peloidi. Verso la sommità, s'intercalano *rudstones* fini bioclastici.

PROGETTO CARG

Nelle aree D ed F la parte superiore dell'unità è caratterizzata da *litofacies* prevalentemente calcarenitiche (**CRF_1 –** *membro calcarenitico*), rappresentate da alternanze di *wackestones* e *packstones* nocciola, più frequenti verso la base, e da *packstones* a ooidi, peloidi e frammenti di echinodermi e coralli, beiges e biancastri, che diventano più frequenti nella parte alta della successione, dove s'intercalano anche *rudstones* bioclastici, talora grossolani, in cui sono ancora riconoscibili frammenti di coralli ed ellipsactinie.

I depositi che caratterizzano questa unità indicano ambienti compresi tra il bacino prossimale e la scarpata esterna.

La massima estensione stratigrafica di questa unità comprende l'intervallo Toarciano *p.p.*–Titonico. Localmente, il tetto di tale unità può spingersi anche fino ai livelli basali del Cretacico (Berriasiano *p.p.*) (vedi considerazioni sull'età del limite superiore dei *calcari diasprini detritici* (CDI).

Il contenuto paleontologico è dato da: Echinodermata, Hydrozoa, Anthozoa, Bryozoa, Porifera (spicole), Ammonoidea, *"Posidonia-Bositra", Aptychus* sp., *Saccocoma* sp., *Colomisphaera Carpathica* Borza, *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Gutnicella cayeuxi* (Lucas), *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Mohlerina basiliensis* Mohler. L'unità si estende da parte della biozona a *Posidonia-Bositra, Palaeodasycladus, Anthozoa* e *Hydrozoa* alla biozona a *Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis* e localmente fino alla parte inferiore della biozona a *Crassicollaria, Calpionella, Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis.*

TOARCIANO *p.p.*- TITONIANO superiore, localmente BERRIASIANO *p.p.*

KIMMERIDGIANO *p.p.* - TITONIANO superiore, localmente BERRIASIANO *p.p.* (Castelvecchio subequo, area D e Montagna Grande, area B)

BAJOCIANO *p.p.* - TITONIANO superiore, localmente BERRIASIANO *p.p.* (Colle dei Sambuchi, area F)

TITONIANO p.p. (Introdacqua, area D)

1.3.2. - *calcari bioclastici "inferiori"* (**BLI**)

Affiorano nel versante occidentale del Morrone (aree E e F). Il passaggio con la sottostante *unità oolitica* (UOO) si realizza in modo graduale mediante la diminuzione verso l'alto dei livelli a ooidi e bioclastici a cui corrisponde l'aumento dei livelli micritici. Il passaggio ai sovrastanti *calcari cristallini a echinodermi e coralli* (ECC) è piuttosto netto. Lo spessore varia tra i 350 e i 400 m.

L'unità è costituita prevalentemente da *packstones* biodetrici in strati medi con intercalazioni metriche di brecce, soprattutto verso la base e di *rudstones* bioclastici con grossi frammenti di coralli ed ellipsactinie, soprattutto nella parte alta. In corrispondenza della parte inferiore e media sono presenti intercalazioni di vario spessore (dell'ordine di qualche metro) di *mudstones* e *wackestones* nocciola a *filaments*.

L'ambiente di sedimentazione varia da scarpata esterna a bacino prossimale.

Il contenuto paleontologico è costituito, nella parte alta da *Radiolaria,*

PROGETTO CARG

Colomisphaera Carpatica Borza, *Tubiphites morronensis* Crescenti, *Nautiloculina oolitica* Mohler, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Mohlerina basilensis* (Mohler), *Spiraloconulus giganteus* Cherchi & Schroeder, *Gutnicella cayeuxi* (Lucas), *"Posidonia-Bositra", Saccocoma* sp.*;* nella parte bassa da Spirillinidi, Nodosariidae, *Lenticulina* sp., *Agerina martana* (Farinacci), *Amijiella amijy* (Henson), *Nubeculariae* sp.. Nel biodetrito: alghe calcaree, Echinodermata, *Glomospira* sp. e spicole di Porifera.

L'intervallo biostratigrafico si estende dalla biozona a "*Posidonia-Bositra"* e *Protopeneroplis striata* fino alla biozona a *Saccocoma e Tubiphytes morronensis*.

BAJOCIANO *p.p.* - TITONIANO inferiore

1.3.3. - *calcari cristallini a echinodermi e coralli* (**ECC**)

Sono presenti lungo la dorsale del Morrone, tra Colle Affogato e Colle dei Sambuchi (area F) e nella parte settentrionale della Montagna Grande (area B), dove costituiscono degli estesi affioramenti. Il limite inferiore è variamente rappresentato nelle due aree di affioramento. Al Morrone tale unità poggia sui *calcari bioclastici "inferiori"* (BLI), mentre alla Montagna Grande, poggia direttamente sulle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* (CRF_1). Anche il limite superiore è variamente espresso: generalmente, si passa alle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF) e ai *calcari bioclastici "superiori"* (BLS); al Morrone, in corrispondenza di Colle Affogato, all'unità in esame si sovrappongono le facies di margine dei *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO). Lo spessore varia da un massimo di circa 250-270 m alla Montagna Grande a un minimo di circa 100 m al Morrone.

L'unità è costituita da prevalenti *grainstones* bioclastici e subordinati *packstones* e *rudstones* bioclastici, cui s'intercalano a varie altezze livelli cristallini o parzialmente dolomitizzati. Il biodetrito è costituito da frammenti di ellipsactinie, coralli ed echinodermi. Lo spessore membro si aggira intorno ai 150-170 m.

In corrispondenza della Montagna Grande la porzione superiore dell'unità (**ECC_1**) è costituita dall'alternanza tra *grainstones* e *packstones* bio-intraclastici da grossolani a fini, in strati da sottili a spessi, cui s'intercalano lenti di *rudstones* bioclastici e sporadici livelli lenticolari di brecce. A varie altezze stratigrafiche si riscontrano anche intervalli di esiguo spessore di *mudstones* e *wackestones* pelagici. Nel biodetrito sono stati riconosciuti frammenti di coralli, di echinodermi, di lamellibranchi e localmente esemplari di caprotine. Lo spessore del membro si aggira sui 100 m.

Al Morrone tale unità risulta costituita da alternanze di calcari cristallini bianchi e di *mudstones-wackestones* grigi e biancastri, questi ultimi più frequenti alla base dell'unità. Al tetto sono presenti due corpi decametrici di brecce a frammenti di coralli e rare ellipsactinie di piccole dimensioni.

Questa unità comprende *facies* attribuibili alla scarpata esterna.

SEGRETO

Il contenuto fossilifero è costituito da: Echinodermata, spicole di Porifere, *Ellipsactinia* sp., *Sphaeractinia* sp., *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBACHIK), *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA), *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliphea* (CADISCH), *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Cs. Oblonga* (CADISCH), *Praecalpionellites murgeanui* (POP), *Calpionellites darderi* (COLOM), *Hedbergella sigali* MOULLADE.

L'unità si estende dalla biozona *Crassicollaria, Calpionella, Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis* alla parte inferiore e media della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum*.

TITONIANO superiore -BARREMIANO

1.3.4. - *calcari bioclastici "superiori"* (**BLS**)

Nel contiguo foglio Torre dè Passeri l'unità è costituita da due membri riferibili ad ambienti di scarpata prossimale (BLS_2) e di scarpata distale (BLS_1). All'interno del Foglio Sulmona è presente solo il primo (*membro calcarenitico-calciruditico* - **BLS_2**).

Affiorano in pochi e limitati affioramenti lungo la dorsale del Morrone, nel settore tra Colle Affogato e La Montagnola (area F), a nordest di M. Ventrino (area B), in corrispondenza di Colle della Croce (area D) (a nordest di Secinaro) e a sud di Acciano (area D). Rappresentano l'equivalente laterale delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF). Il limite inferiore è visibile soltanto al Morrone e nell'area di Secinaro, dove l'unità poggia sui sottostanti *calcari cristallini a echinodermi e coralli* (ECC). Superiormente, al Morrone, si passa alle *facies* più fini della *scaglia detritica* (SCZ), mentre negli affioramenti a nordest del M. Ventrino, e di Colle della Croce, l'unità passa alle *facies* detritiche cristalline della base dei *calcari cristallini* (CTN). Lo spessore è variabile da 100 m a 150 m circa.

Il membro in esame è costituito da *grainstones* e *rudstones* di colore giallo arancio ad elementi clastici e bioclastici, con abbondanti frammenti di rudiste, di lamellibranchi ed orbitoline. Gli orizzonti si presentano ricristallizzati e di aspetto saccaroide. Alla base sono presenti intercalazioni di livelli sottili a *wackestones*, mentre verso l'alto è presente soltanto la frazione grossolana. Localmente sono visibili strutture quali laminazioni piano parallele. Rara presenza di selce in piccoli noduli.

L'ambiente di formazione è quello di scarpata prossimale con abbondanti apporti detritici. La microfauna è costituita da *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* (D'ARCHIAC), *Paleodyctioconus cf. arabicus* (HENSON), *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT), *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *T. primula* LUTERBACHER, *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Rotaliporaticinensis* (GANDOLFI), *R. appenninica* (RENZ), *R. bratzeni* (SIGAL), *R. greenhornensis* (MORROW), *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Dicarinella algeriana* (CARON), *Rotalipora cushmani* (MORROW), *Whiteinella* spp.. Pertanto l'unità è riferita all'intervallo che si estende dalla parte superiore della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium*

PROGETTO CARG

aggregatum alla parte inferiore della biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina*.

APTIANO - CENOMANIANO *p.p.*

1.3.5. - *calcari cristallini* (**CTN**)

Affiorano diffusamente nel foglio prevalentemente nei settori occidentali. Inferiormente poggiano sulle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF) e localmente sui *calcari bioclastici "superiori"* (BLS_2).

Nei settori settentrionali del foglio è presente soltanto la parte superiore di tale unità, che poggia sulla *scaglia detritica*. Nella maggior parte del foglio passano superiormente alle *calcareniti a nummuliti e discocycline* (CFR_1). In corrispondenza dei settori settentrionali del Morrone, passano alla *Formazione Bolognano* (BOL), mentre a nord di Popoli, alle *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR_2). Inoltre, sul fianco occidentale della Montagna Grande passano alla *scaglia cinerea* (SCC) e poi più a sud alle *calcareniti a punti rossi* (CBZ_2), individuando così una lacuna molto ampia.

Lo spessore varia da un minimo di 80 m, dove tale unità si sovrappone alle *facies* della *scaglia detritica*, ad un massimo di circa 400 m, dove la medesima unità poggia sulle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* o termini equivalenti.

Sono rappresentati dalle seguenti quattro associazioni di *facies*:

associazione calcarenitico-calciruditica (**CTN_d**). Si tratta di *grainstones* e *rudstones* biancastri o giallognoli, in strati da medi a spessi, a luoghi con geometria lenticolare. Raramente s'intercalano *packstones* e *wackestones* all'interno dei quali possono osservarsi laminazioni e gradazione normale. I *grainstones* e i *rudstones* sono costituiti sia da elementi clastici che bioclastici rappresentati da abbondanti radiolitidi, frammenti di echinodermi e rari coralli.

Localmente sono presenti *packstones* cristallini con orbitoidi. Raramente è presente selce in liste.

associazione calciruditica (**CTN_b**). Si rinviene sottostante o in parziale eteropia con l'orizzonte precedente o in alternanza con l'orizzonte CTN_c. E' costituita prevalentemente da *rudstones* bioclastici, a radiolitidi e echinodermi, con intercalazioni di *grainstones* bioclastici cristallini, bianchi, in strati spessi o a stratificazione indistinta. La frazione grossolana è caratterizzata da frammenti clastici da subangolari a subarrotondati in genere micritici avana – chiaro, con foraminiferi planctonici. Localmente, gli elementi bioclastici si presentano isorientati e la frazione più fine risulta laminata; alcuni strati presentano anche gradazioni normali. Rara è la presenza di selce in liste e noduli. Diffuse sono le geometrie lenticolari.

associazione micritico-calcarenitica (**CTN_c**). E' rappresentata da *wackestones* bianchi e avana, in strati sottili con intercalazioni di selce in liste e di

PROGETTO CARG

packstones e *grainstones* bioclastici, sovente laminati, in strati da sottili a medi, a geometria spesso lenticolare. Rare le intercalazioni di strati spessi a granulometria più grossolana. La frazione fine si presenta microcristallina a tratti ad aspetto saccaroide con all'interno microfauna a planctonici. Nella frazione grossolana sono visibili soprattutto elementi clastici completamente ricristallizzati, mentre quelli bioclastici sono costituiti da frammenti di rudiste.

associazione saccaroide (**CTN$_a$**). Si tratta di *grainstones* fini, raramente *packstones* bianchi e avana, gradati e laminati, in strati medi e più raramente spessi, con frequenti geometrie lenticolari e di *wackestones* bianchi a foraminiferi planctonici, in strati da sottili a medi. La selce si rinviene raramente. Gli elementi bioclastici, quando riconoscibili, sono rappresentati da frammenti di rudiste e da macroforaminiferi bentonici (*Orbitoides* e *Siderolites*). La caratteristica principale di questa associazione è la diffusa ricristallizzazione degli elementi clastici che assumono un tipico aspetto saccaroide biancastro.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una scarpata esterna. Le forme più significative dell'associazione microfaunistica dell'unità, nel suo complesso, sono: *Siderolites calcitrapoides* Lamark, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *O. apiculatus* Schlumberger, *Helvetoglobotruncana helvetica* (Brotzen), *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncanita stuarti* (De Lapparent), *Contusotruncana contusa* Cushman, *Abathomphalus* sp..

Esse permettono di attribuire l'unità all'intervallo che si estende dalla parte superiore della biozona a *Rotalipora ed Orbitolina* alla biozona a *Globotruncanita* e *Orbitoides*.

CENOMANIANO *p.p.* – MAASTRICHTIANO (area B)
CAMPANIANO *p.p.* (area E)
CENOMANIANO *p.p.* – MAASTRICHTIANO (area F)

1.4. - Successione Mesozoica di scarpata esterna – bacino prossimale

1.4.1. - *corniola* (**COI**)

Affiora diffusamente nei settori orientali del foglio, con estensione stratigrafica differenziata da area a area, in conseguenza del diacrono annegamento della piattaforma liassica. Così, nell'area D (settore di M. Prezza) e nell'area F (Morrone Nord), la formazione della *corniola* è generalmente attribuibile al Pliensbachiano (Civitelli *et alii*, 1987), mentre nell'area D (settore di Bugnara), la formazione si estende dal Sinemuriano superiore al Pliensbachiano (Civitelli *et alii* 1987). Nell'area E (Morrone Sud e Centro) e in minima parte nell'area F (Colle Novelluccio), l'unità cartografata come *corniola dolomitizzata* (COIa) è delimitata alla base dai *calcari a Palaeodasycladus*, databili al Sinemuriano superiore e al tetto dall'*unità oolitica* (biozona a *Gutnicella cayeuxi*) del Toarciano

PROGETTO CARG

superiore *p.p.* - Bajociano basale. In queste ultime due aree, la formazione in esame corrisponde come età all'intervallo Pliensbachiano-Toarciano superiore *p.p.* comprendendo quindi termini equivalenti al *verde ammonitico*, totalmente dolomitizzati e pertanto indistinguibili dal punto di vista litologico. Lo spessore della formazione varia da poche decine di metri a circa 250 m.

Al suo interno sono stati riconosciuti *mudstones* e *wackestones* nocciola a radiolari e spicole di spugna, *packstones* a punti rossi e *rudstones* a ooidi, peloidi e bioclasti, rappresentati da frammenti di crinoidi e bivalvi, brecce a elementi extraformazionali e intraformazionali. Gli strati hanno spessore variabile tra i 0.10 m e i 2 m e ad essi si intercalano livelli e lenti di selce grigia, nera o biancastra, presente anche in noduli all'interno degli strati. Sottili livelli di marne verdastre e beiges e superfici arrossate (*hardgrounds*) caratterizzano gli intervalli più micritici della successione dove sono stati osservati anche calchi di ammoniti. In corrispondenza degli intervalli inferiori della successione, a sud di Bugnara, sono presenti blocchi di grandi dimensioni costituiti da *facies* di piattaforma, con brachiopodi, assimilabili probabilmente al *calcare massiccio* (megabrecce). La successione mostra un'organizzazione definita dalla prevalenza di *mudstones* e *wackestones* nella parte inferiore, mentre verso l'alto diventano frequenti, fino a prevalenti in corrispondenza della sommità della successione, i *packstones* e i *rudstones* bioclastici e le brecce. Quando prevalgono i calcari dolomitici e le dolomie in strati da medi a spessi con liste e noduli di selce, la formazione in questione è stata indicata come **COI$_a$**.

L'ambiente deposizionale è quello di bacino, con frequenti strutture canalizzate.

Il contenuto fossilifero è costituito, nelle micriti, da *Agerina martana* (Farinacci), radiolari, "Posidonia-Bositra", Nodosariidae, *Globochaete alpina* Lombard, *Siphovalvulina* sp.. Tra i macrofossili si riconoscono resti di Echinodermata, Porifera (spicole), Hydrozoa.

L'estensione massima dell'unità va dalla biozona a *Radiolaria*, *Palaeodasycladus*, *Anthozoa e Hydrozoa* alla biozona a "*Posidonia-Bositra*", *Palaeodasycladus*, *Anthozoa e Hydrozoa p.p.*

SINEMURIANO superiore – TOARCIANO *p.p.*

SINEMURIANO p.p. – PLIENSBACHIANO (Zona a sudovest di Bugnara, area D)

PLIENSBACHIANO (Zona di M. Prezza, area D)

PLIENSBACHIANO - TOARCIANO superiore p.p. (area E)

PLIENSBACHIANO localmente (Colle Novelluccio) PLIENSBACHIANO superiore – TOARCIANO p.p. (area F)

1.4.2. - *verde ammonitico - calcari e marne a posidonia* (**VAP**)

Affiorano nei settori orientali del foglio, nel versante occidentale del Morrone (area F) e in quelli meridionali, al Monte Prezza e a sud di Bugnara (area D).

PROGETTO CARG

Il limite inferiore è caratterizzato dal passaggio alla *corniola* (COI) (vedere limite superiore della *corniola* per maggiori dettagli) mentre il limite superiore è variamente espresso nei diversi settori di affioramento. Al Morrone passa all'*unità oolitica* (UOO), al M. Prezza alle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* (CRF), mentre a Bugnara e a Introdacqua passa ai *calcari diasprini detritici* (CDI). Il limite superiore di questa unità è definito dalla comparsa dei primi livelli biodetritici. Ciò implica una diversa età e notevoli variazioni di spessore dell'unità in questione, nell'ambito del foglio. Nell'area del Morrone, l'unità in esame si estende per gran parte del Toarciano (biozona a "*Posidonia - Bositra*" *Palaeodasycladus, Anthozoa e Hydrozoa*), mentre nell'area di Bugnara va dal Toarciano al Bathoniano. Lo spessore dell'unità varia da pochi metri a una decina di metri nel versante occidentale e nei settori meridionali del Morrone e al M. Prezza, mentre raggiunge quasi i 200 m nei settori di Bugnara e di Introdacqua.

In corrispondenza dei settori di Bugnara e Introdacqua, tale unità è costituita da marne argillose verdastre e marne calcaree grigio-brune, *packstones* bioclastici, *mudstones* e *wackestones* bianchi avana in strati medio sottili, ricchi in "resti filamentosi", soprattutto nella parte media dell'unità, alternati a livelli di selce bianca e grigia in liste e noduli. Verso la parte inferiore dell'unità sono frequenti i livelli ad ammoniti, in corrispondenza dei quali si osserva anche una notevole bioturbazione. La parte inferiore è organizzata in due cicli maggiori definiti dall'aumento dello spessore degli strati e della granulometria del biodetrito. Tali cicli culminano con strati metrici di *packstones* bioclastici grossolani. Nell'area del Morrone, l'unità in questione è rappresentata soltanto dal primo dei due cicli, al tetto del quale poggia *l'unità oolitica* (UOO). La parte superiore dell'unità è invece caratterizzata da prevalenti *mudstones* e *wackestones* organizzati in strati da sottili a medi cui s'intercalano frequentemente livelli e noduli di selce. Nell'intervallo superiore sono abbondanti i "resti filamentosi". Le condizioni deposizionali dell'unità sono riferibili ad generico ambiente pelagico.

I microfossili più significativi sono rappresentati da *Gutnicella cayeuxi* (Lucas), *Bosniella croatica* (Gusic) e *Protopeneroplis striata* Weynschenk mentre tra i resti di macrofossili sono presenti Echinodermata, Porifera (spicole), Bryozoa, *"Posidonia-Bositra", Aptychus* sp..

L'intervallo biostratigrafico si estende dalla biozona a "*Posidonia-Bositra*" *Palaeodasycladus, Antozoa e Hydrozoa* alla biozona a "*Posidonia-Bositra"* e *Protopeneroplis striata p.p.* .

TOARCIANO *p.p.* - BATHONIANO (area D)

TOARCIANO *p.p.* (area F)

1.4.3. - *calcari diasprini detritici* (**CDI**)

Affiorano nel settore settentrionale del Morrone, alla base del versante settentrionale del M. della Grotta (area F), lungo le Coste di S. Venanzio (area Mandra Murata-Gole S. Venanzio, al Colle Pincione, a sudest di Acciano (area D) e nei settori meridionali del foglio, a sud di Bugnara, nel versante occidentale

PROOF COPY

del M. Plaie e a est di Introdacqua (area D). Il limite inferiore è generalmente rappresentato dal passaggio con il *verde ammonitico - calcari e marne a posidonia*. Il limite superiore è marcato dal passaggio verso l'alto alle facies prevalentemente micritiche della *maiolica detritica* (MAD). Al suo interno sono stati distinti varie associazioni di *facies*, di cui una è stata riscontrata soltanto nelle aree di Bugnara - Introdacqua e in un affioramento localizzato nei settori settentrionali del Morrone.

associazione calcarenitico-micritica (**CDI$_a$**). Nell'area di Bugnara e a Introdacqua (area D), il limite inferiore è posto convenzionalmente in corrispondenza dei primi livelli biodetritici al di sopra delle *facies* micritiche dell'unità del *verde ammonitico - calcari e marne a posidonia* (VAP). Ad eccezione degli affioramenti dell'area D, questa associazione di *facies* si trova costantemente intercalata tra CDI$_b$ e CDI$_c$. Il passaggio alla sottostante associazione CDI$_b$ si realizza in maniera più o meno graduale tramite la diminuzione verso l'alto delle *facies* bioclastiche grossolane del tetto di CDI$_b$ e il contemporaneo aumento delle *facies* più micritiche, selcifere e sottilmente stratificate di CDI$_a$. Il passaggio alla sovrastante CDIc è rappresentato da un graduale aumento della granulometria e dello spessore degli strati e alla diminuzione della frequenza dei livelli micritici e della selce.

Lo spessore di questa associazione varia da un minimo di 30 m ad un massimo di circa 100 m.

E' costituita da alternanze di *packstones* fini e grossolani, bioclastici con ooidi e peloidi in strati medi e *mudstones* e *wackestones* avana, in strati da sottili a medi con selce rossastra, bianca e grigia. Questa è presente in lenti e noduli ed è più frequente alla base dell'associazione, mentre diminuisce verso l'alto parallelamente all'aumento in frequenza e in spessore degli strati biodetritici.

associazione micritico-calcarenitica (**CDI$_b$**). Nelle aree di Acciano, poggia sulle *facies* essenzialmente micritiche del *verde ammonitico - calcari e marne a posidonia,* mentre verso l'alto passa all'associazione. Lo spessore varia tra i 50 e i 100 m.

E' rappresentata da *packstones* grossolani e *rudstones* da poco a moderatamente classati, bioclastici con ooidi e peloidi, in strati medi e spessi, con intercalazioni di *mudstones* in strati da sottili a medi. Il biodetrito è costituito da frammenti di coralli e di echinodermi.

associazione calcarenitico-calciruditica (**CDI$_c$**). Inferiormente poggia sull'associazione CDI$_a$, mentre verso l'alto passa alle *facies* micritiche della *maiolica detritica*. In corrispondenza di Bugnara e Introdacqua (area D), questa associazione passa superiormente alle *facies* biodetriche grossolane delle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* (CRF). L'associazione in esame, il cui spessore è valutabile intorno ai 40-50 m, è definita da prevalenti *rudstones* e *packstones* bioclastici grossolani, in strati da medi a spessi associati in pacchi anche

PROGETTO CARG

decametrici. Soprattutto verso il tetto sono frequenti intercalazioni di brecce in cui si riconoscono grossi elementi contenenti frammenti di coralli e di ellipsactinie. Verso la base, invece, sono più frequenti i livelli di *packstones* bioclastici e a ooidi, con sporadiche e metriche intercalazioni di *mudstones* e *wackestones* sottilmente stratificati, di colore biancastro o grigio. La componente bioclastica è costituita da frammenti di coralli e da abbondanti frammenti di echinodermi. Localmente sono presenti *facies* calcarenitiche pulverulente, bianche, porose, di aspetto saccaroide, talora friabili, in strati da medi a spessi. All'interno di questa associazione sono riconoscibili *mass-flows* spessi da qualche metro a circa 20 m, lenticolari, contenenti elementi di dimensioni da decimetriche a metriche.

L'ambiente di sedimentazione dei *calcari diasprini detritici* è riferibile ad una scarpata prossimale, con saltuarie strutture canalizzate.

L'unità in esame è riferibile al Calloviano - Titoniano sup. ma, localmente, può estendersi anche alla base del Cretacico inferiore (Berriasiano *p.p.*).

La maggiore estensione stratigrafica di questa unità verso l'alto, rispetto ai "*calcari diasprini umbro-marchigiani*", è dovuta al fatto che il passaggio tra *diaspri* e *maiolica*, così come definito da CENTAMORE *et alii* (1986), nelle aree rilevate ricade all'interno di facies detritiche ed è difficilmente riconoscibile utilizzando soltanto il criterio litologico. Per questo motivo, gli intervalli detritici al di sopra del Titonico inferiore (limite superiore canonico dei *diaspri*), riferibili per età all'evento *maiolica* dell'Umbria-Marche, sono stati convenzionalmente assimilati all'associazione superiore dei *calcari diasprini detritici*. Le stesse considerazioni vanno applicate per la definizione cronostratigrafica del limite superiore delle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* (CRF).

I macrofossili sono rappresentati da resti di Echinodermata, Porifera (spicole), Bryozoa, *"Posidonia-Bositra", Aptychus* sp., *Saccocoma* sp. Le forme più significative sono rappresentate da *Salpingoporella pygmaea* (GUEMBEL), *Neotrocholina infragranulata* (NOTH), *Labyrinthina mirabilis* MOHLER, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK e *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, Radiolaria, *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Cadosina parvula* NAGY.

L'unità in esame si estende dalla parte superiore della biozona a "*Posidonia -Bositra"* e *Protopeneroplis striata* alla parte inferiore della biozona a *Crassicollaria*, *Calpionella, Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis*.

CALLOVIANO-TITONIANO superiore *p.p.*, localmente BERRIASIANO *p.p.* (aree D ed F)

CALLOVIANO-TITONIANO *p.p.* (Introdacqua, area D)

CALLOVIANO-KIMMERIDGIANO *p.p.* (Montagna Grande, area B)

1.4.4. - *maiolica detritica* (**MAD**)

Affiora in tutto il foglio, ma più diffusamente nei quadranti centro-nordorientali. Inferiormente passa alle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* (CRF)

PROGETTO CARG

e ai *calcari diasprini detritici* (CDI) mentre il limite superiore corrisponde ad una importante discontinuità erosiva alla base delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF) o dei termini ad essi equivalenti. Tale discontinuità può elidere completamente la parte superiore della *maiolica detritica* (intervallo detritico di tetto), e corrispondere ad un'ampia lacuna sedimentaria. Gli spessori variano notevolmente anche in conseguenza della discontinuità erosiva al tetto dell'unità e sono valutabili tra i 50 e i 200 m.

E' costituita da prevalenti *mudstones* e *wackestones* biancastri, avana e grigiastri, in strati sottili e medi (da 0.05 a 0.5 m), cui si intercalano noduli e straterelli di selce grigia e nerastra. A più livelli stratigrafici, ma soprattutto al tetto della formazione, s'intercalano *packstones* e *rudstones* da fini a grossolani bioclastici (**MAD$_a$**). Nelle aree più vicine ai margini della piattaforma, all'interno dei banconi biodetritici, si riconoscono piccole ellipsactinie e frammenti di coralli. Localmente e verso la parte superiore dell'unità sono presenti fenomeni di scivolamento gravitativo.

L'ambiente è generalmente assimilabile ad un bacino pelagico prossimale.

Il contenuto paleontologico è dato da resti di Anthozoa e Hydrozoa, spicole di Porifera, *Saccocoma* sp., Radiolaria, *Colomisphaera carpathica* (Borza), *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga), *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Cs. Oblonca* (Cadisch), *Calpionellites darderi* (Colom), *Globigerinelloides* c.f. *blowi* (Bolli) e, nel biodetrito, *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbatchik), *Clypeina jurassica* Favre, *Lithocodium aggregatum* Elliott. Pertanto l'unità in esame è riferibile all'intervallo che si estende dalla biozona a *Crassicollaria, Calpionella, Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis* a gran parte della biozona ad *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum.*

TITONIANO superiore *p.p.* – BARREMIANO *p.p.*

BERRIASIANO-BARREMIANO (area F)

1.4.5. - *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (**CCF**)

Sono presenti nella porzione settentrionale della dorsale del Morrone, a nord di Colle Affogato e di Roccacasale (area F), nei settori meridionali del foglio, nei pressi di M. Plaie (area D), al M. Prezza (area D) e alla Montagna Grande (area B); sono inoltre ben rappresentati anche nei settori centro-occidentali del foglio, nelle aree di M. Ventrino, di Goriano Sicoli, di Vittorito, e ad est di Acciano (area D).

Generalmente il passaggio con la sottostante *maiolica detritica* corrisponde ad un brusco contatto tra le facies micritiche o biodetritiche della *maiolica detritica* con le brecce e megabrecce dell'unità in esame. In questi casi, il limite inferiore corrisponde ad una importante discontinuità erosiva che tronca i sottostanti livelli della *maiolica detritica*. In alcuni casi, l'intervallo superiore della *maiolica detritica*, definito da una maggiore componente detritica, può mancare completamente a causa

PROGETTO CARG

dell'erosione. In aree caratterizzate da una sedimentazione più prossimale, l'unità poggia con contatto erosivo sui *calcari bioclastici "inferiori"* (BLI). Superiormente si passa in modo graduale ma rapido alle facies più fini dei sovrastanti calcari della *scaglia detritica* (SCZ), o ai *calcari cristallini* (CTN).

Lo spessore totale di questa unità è estremamente variabile da zona a zona, ma comunque valutabile tra poche decine di metri e circa 200 m.

Sono stati riconosciuti tre membri sovrapposti stratigraficamente. Il membro intermedio mostra spessori cartografabili soltanto al Morrone, tra Colle della Paglia e Roccacasale e nei dintorni di M. Ventrino; altrove, come a M. della Grotta (versante settentrionale del Morrone), esso è presente ma non cartografabile a causa del suo esiguo spessore.

membro inferiore (**CCF$_1$**). Rappresenta l'intervallo detritico di base di questa unità ed è costituito da *rudstones* e *grainstones* bioclastici, bianchi, avana, spesso di aspetto cristallino, in strati da medi a spessi e da brecce con elementi da centimetrici a decimetrici, da poco a mediamente elaborati, spesso con contatti suturati. Sono presenti sporadici frammenti di rudiste, clasti di selce a spigoli vivi, e caratteristici addensamenti più o meno nodulari, biodetritici con cemento selcifero, all'interno dei quali sono spesso facilmente osservabili orbitolinidi. Le brecce, di colore bianco cristallino o rosato, sono organizzate in pacchi lentiformi di banchi di spessore metrico, a base erosiva.

Alla base di questo membro è presente un bancone, non cartografabile, di qualche metro di spessore, di aspetto cristallino, all'interno del quale sono riconoscibili frammenti, anche grossolani, di rudiste, di coralli e gasteropodi. In alcuni punti, al suo interno, sono stati rivenuti blocchi di circa un metro di diametro rappresentati da locali *patch-reefs* a rudiste.

Lo spessore di tale membro è variabile, ma generalmente valutabile intorno a qualche decina di metri.

L'ambiente di formazione è genericamente riferibile ad una scarpata dominata da flussi detritici canalizzati.

membro intermedio (**CCF$_2$**). È tipicamente costituito da alternanze tra calcari marnosi verdastri, avana e grigi, intensamente bioturbati e *packstones* bioclastici fini, laminati di colore grigio-avana e selce in liste. Gli strati sono da sottili a medi. Lo spessore è estremamente variabile a causa dell'erosione dovuta ai depositi sovrastanti, è generalmente modesto, intorno alla decina di metri, ma localmente, può raggiungere anche i 20-25 m.

membro superiore (**CCF$_3$**). È rappresentato da *packstones* e *rudstones* bioclastici in strati da medi a spessi e brecce marcatamente lentiformi e con base erosiva, contenenti elementi di norma ben arrotondati, immersi in una matrice bioclastica costituita da frammenti di rudiste di diverse dimensioni. Localmente si osservano megabrecce di aspetto cristallino, con elementi di dimensioni anche metriche, con selce in frammenti e con resti sparsi di rudiste e orbitolinidi; questi

PROGETTO CARG

ultimi sono presenti anche nei clasti o dispersi nella matrice. Ai livelli grossolani, nettamente prevalenti, s'intercalano pacchi metrici di alternanze tra *packstones* cristallini e *wackestones* a foraminiferi planctonici. Lo spessore di questo membro è variabile ma generalmente dell'ordine di qualche decina di metri.

La macrofauna è costituita da resti di Echinodermata, Bryozoa, Ostracoda, Anthozoa, Radiolitidae, Porifera (spicole) e Mollusca. I microfossili più significativi sono: *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCHIAC) e *Paleodyctioconus cf. arabicus* HENSON, *Globigerinelloides blowi* (BOLLI), *G. ferreolensis* (MOULLADE), *G. algerianus* CUSHMAN & TEN DAM, *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *T. primula* LUTERBACHER, *Biticinella aggregatum* (ELLIOTT), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *R. appenninica* (RENZ) e *R. reicheli* MORNOD. L'intervallo biostratigrafico si estende dalla parte superiore della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum,* a gran parte della biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina.*

APTIANO - CENOMANIANO *p.p.*

1.4.6. - *scaglia detritica* (**SCZ**)

Affiora diffusamente in tutto il foglio, ad eccezione dei quadranti sudoccidentali dove è costituita dagli eteropici *calcari cristallini* (CTN). Generalmente l'unità poggia sulle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF), ad eccezione dell'area centrale del Morrone, in corrispondenza di Colle dei Sambuchi, dove poggia sui *calcari bioclastici "superiori"* (BLS_2). Superiormente passa alle facies saccaroidi dei *calcari cristallini* (CTN). Lo spessore, varia da un minimo di circa 70 m ad un massimo di circa 500 m.

E' costituita da prevalenti *mudstones* e *wackestones*, localmente laminati, di colore bianco, rosato o avana chiaro, in strati sottili e medi, con subordinati *packstones* bioclastici, con frammenti di rudiste e coralli, in strati medi. La selce è presente in liste e noduli nei pacchi più fini e sottilmente stratificati, in frammenti nei livelli bioclastici. I livelli bioclastici aumentano di spessore verso l'alto.

Nell'ambito di tale unità sono stati riconosciute le seguenti associazioni di *facies*:

associazione calcarenitico-calciruditica (**SCZ_b**). E' costituita dall' alternanza di *packstones* e di *rudstones* bioclastici biancastri, cristallini o parzialmente ricristallizati, in strati da medi a spessi, a geometria spesso lenticolare. A tratti, s'intercalano pacchi metrici di *mudstones* e *wackestones* bianchi o avana a foraminiferi planctonici. La componente bioclastica, abbondante nei livelli più grossolani, è essenzialmente rappresentata da frammenti di rudiste, echinodermi, coralli e di lamellibranchi. La selce è presente in liste e, subordinatamente, in noduli.

associazione micritico-calcarenitico (**SCZ_a**). E' costituita da prevalenti *wackestones* e più raramente da *mudstones* bianchi e avana a foraminiferi planctonici, in strati sottili, alternati a *packstones* laminati cristallini, in strati da

PROGETTO CARG

sottili a medi e a sporadici *rudstones* bioclastici a gradazione diretta, in strati da medi a spessi, a geometria lenticolare. La selce di colore scuro e rosato è presente in liste, noduli e livelli.

L'ambiente di sedimentazione di questa unità è quello di scarpata esterna - bacino prossimale.

Il contenuto paleontologico dell'unità, nel suo complesso, è costituito da Echinodermata, Hippuritacea, Anthozoa, Bryozoa, spicole di Porifera, Rotaliidae, *Lepidorbitoides* gr. *minor*, *Solcoperculina* sp., *Miscellanea* sp., *Assilina* sp., Melobesidae, *Rotolipora cushmani* (Morrow), *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Marginotruncana* spp., *Dicarinella concavata* (Brotzen), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncana ventricosa* White; *Rototruncana calcarata* (Cushman).

L'associazione sopra descritta permette di attribuire l'unità all'intervallo biostratigrafico che si estende dalla parte superiore della biozona a *Rotalipora e Orbitolina* sino alla biozona a *Globotruncanita e Hippuritidae p.p.*

CENOMANIANO *p.p.*-CAMPANIANO *p.p.*

1.5. - Successione Cenozoica di rampa piattaforma aperta

1.5.1. - *calcareniti a macroforaminiferi* (**CFR**)

L'unità comprende i depositi paleogenici affioranti nel foglio. Affiora esclusivamente nelle aree A, B e D ed i suoi limiti inferiore e superiore corrispondono, generalmente, a discontinuità stratigrafiche di importanza regionale. Sulla base del contenuto paleontologico, ben riconoscibile in campagna, l'unità è stata suddivisa in due membri caratterizzati rispettivamente da faune a nummuliti e discocycline (membro inferiore) o a miogypsine e lepidocycline (membro superiore).

calcareniti a nummuliti e discocyline (**CFR_1**). Sono presenti nei settori occidentali del foglio (aree A, B e D) ad eccezione dell'area C, mentre mancano completamente nei settori orientali del foglio (aree D, E, E e F) ad eccezione di un settore ristretto localizzato a sud dell'area E, in corrispondenza del M. Mitra.

Generalmente, poggiano sui *calcari cristallini*. (CTN); ma nell'area del M. Parasano (area A) poggiano direttamente sui *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (RCO), tramite una discontinuità che comprende l'intervallo Cretacico inferiore *p.p.* - Paleocene *p.p.*. Il passaggio superiore è è diverso nelle varie aree: si passa ai *calcari a briozoi* (CBZ_3) al M. Parasano (area A), alle *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR_2) nell'area della Montagna Grande (area B) e al M. Prezza (settore sud dell'area D) e all'*unità calcareo - marnosa* (UAM_1) nel settore nordorientale dell'area D. I limiti inferiore e superiore di questo membro corrispondono a importanti discontinuità riconoscibili alla scala regionale e rappresentate da lacune sedimentarie di diversa ampiezza a seconda dell'area esaminata. In corrispondenza di tali discontinuità sono localmente osservabili discordanze angolari. Lo spessore totale varia da qualche metro a circa 50 m.

PROGETTO CARG

Il membro è rappresentato da alternanze di *grainstones* e *packstones* con intercalazioni di *rudstones* e *wackestones* a volte marnosi, avana, grigio - verdastri. Gli strati granulometricamente più fini sono da sottili a medi, mentre quelli più grossolani sono da medi a spessi. Frequenti sono i livelli ricristallizzati, biancastri, di aspetto farinoso e i livelli a clasti neri. Il contenuto fossilifero è rappresentato da discocycline, rare heterostegine e nummuliti; queste ultime hanno dimensioni estremamente variabili dal millimetro al centimetro. L'ambiente deposizionale è attribuibile ad una rampa carbonatica.

I fossili riconosciuti: *Morozovella* gr. *aragonensis, Morozovella* gr. *formosa*, *Nummulites* gr. *maximus*, *Morozovella* gr. *lehneri*, *Nummulites fabianii* PREVER, *Nummulites* cf. *retiatus* ROVEDA, *Turborotalia* gr. *cerroazulensis,* permettono di riferire il membro alle biozone SBZ10-SBZ20 corrispondenti alle zone a foraminiferi planctonici P7-P17

YPRESIANO *p.p.* - PRIABONIANO

calcareniti a miogypsine e lepidocycline (**CFR$_2$**). Affiorano estesamente nell'area della Montagna Grande (area B), dove poggiano sui *calcari cristallini* (CTN), sulla *scaglia cinerea* (SCC) e sulle *calcareniti a nummuliti e discocycline* (CFR$_1$); su quest'ultima unità poggiano anche nei settori meridionali dell'area Sagittario-Popoli (area D). Superiormente passano alle *calcareniti a briozoi* (CBZ$_3$) o alle *calcareniti a punti rossi* (CBZ$_2$). Lo spessore si aggira tra i 100 e i 200 m.

Si tratta di *grainstones-packstones* bio-intraclastici, da avana a biancastri, in strati prevalentemente medi, talora laminati, cui s'intercalano *rudstones* bioclastici a foraminiferi bentonici in strati da medi a spessi, spesso con geometrie lenticolari; questi ultimi contengono una ricca fauna a lepidocycline, amphistegine e nummuliti limitatamente alla base dell'unità e a luoghi, heterostegine e miogypsine. Nella parte alta dell'unità, si osservano orizzonti con briozoi e rari litotamni. Sporadicamente sono presenti intercalazioni di *wackestones* a foraminiferi planctonici.

L'ambiente è riferibile ad una generica rampa carbonatica.

Il contenuto paleontologico è rappresentato da: *Nephrolepidina praemarginata* (DOUVILLÈ), *N. morgani* (LEMOINE & DOUVILLÈ), *N. tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÈ), *Eulepidina* gr. *Ephippioides, E. dilatata* (MICHELOTTI), *Amphistegina* sp., *Neorotalia viennoti* (GREIG), *Heterostegina* sp., *Cycloclypeus* sp., *Spiroclypeus* sp., *Operculina complanata* (DEFRANCE), *Nummulites* sp., *Miogypsinoides* sp., *Miogypsina* cf. *globulina* (MICHELOTTI), *Miogypsina* sp., *Miolepidocyclina* sp. L'intervallo biostratigrafico si estende dalla biozona SBZ22 alla biozona SBZ25

RUPELIANO *p.p.* – BURDIGALIANO

1.5.2. - *calcareniti cristalline* (**CAX**)

Affiorano in un piccolo lembo nei pressi di Bussi Officine, in sinistra del F.Tirino. Sono costituite da *grainstones* saccaroidi biancastri, in strati prevalentemente medi e spessi, con locali intercalazioni di *packstones* cristallini e di *wackestones* avana

PROGETTO CARG

e grigiastri con di selce rossastra e locali lenti calciruditiche. Lo spessore massimo affiorante è di circa 60-70 m. Le condizioni di affioramento non permettono di valutare i rapporti con le altre unità. In analogia con quanto affiorante più a nord (F° 360 – Torre de' Passeri) esse dovrebbero poggiare sui termini del Cretacico sommitale (CTN_{ct}) e sottostare ai depositi di rampa prossimale del Miocene medio attribuibili al membro superiore della *Formazione Bolognano,* della cui parte inferiore e media risultano eteropiche. Le caratteristiche delle *litofacies* sono indicative di un generico ambiente di rampa carbonatica distale. Dai dati disponibili in letteratura (Bigi, 1993) l'unità è attribuibile alle biozone SBZ7-SBZ26 *p.p.*

EOCENE - LANGHIANO *p.p.*

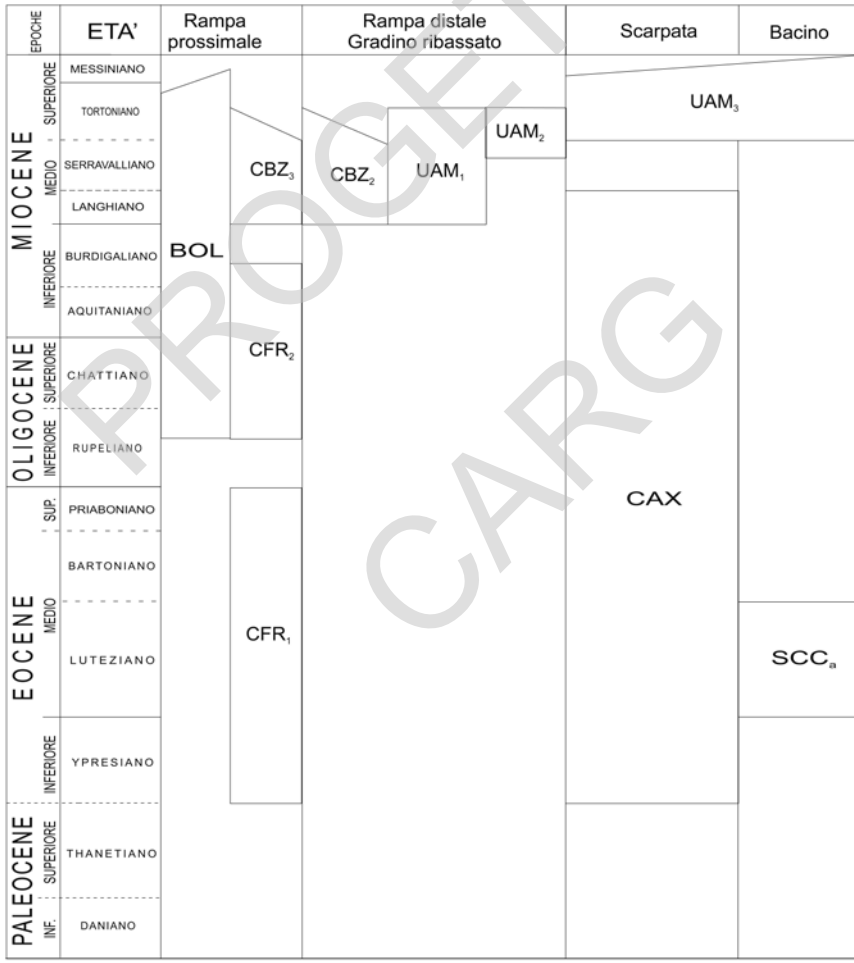


Fig. 10 - *Schema dei rapporti tra le unità litostratigrafiche del Terziario pre-terrigeno.*

PROGETTO CARG

1.5.3. - *Formazione Bolognano* (**BOL**)

E' presente in affioramenti limitati alla parte settentrionale dell'area F, a nord di Popoli e al M. della Grotta: affiora invece diffusamente nei settori nord - orientali dell'area F, tra Caramanico e Musellaro.

Poggia sulle *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR_2), mentre superiormente passa alle *argille ad Orbulina* (UAM_3) e al *membro postevaporitico* (LAG_3) della *Formazione della Laga*. Lo spessore si aggira intorno ai 100-130 m.

Nell'area in esame sono stati distinti tre membri, che dal basso verso l'alto sono:

membro inferiore (**BOL_1**). Si tratta di *grainstones* e *packstones* glauconitici, di colore grigio-avana, organizzati in strati spessi, localmente con geometrie lenticolari e laminazione incrociata cui s'intercalano livelli bituminosi e colonie di briozoi. Il contenuto bioclastico è costituito da bivalvi, lepidocycline, amphistegine, miogipsyne, heterostegine e rari foraminiferi planctonici. Al tetto del membro è stato riscontrato una superficie indurita tipo *hardground*.

membro intermedio (**BOL_2**). E' costituito da alternanze di marne e marne calcaree grigiastre, grigio-verdastre ed avana e calcareniti fini a matrice marnosa, in strati prevalentemente sottili o medi, con glauconite anche abbondante e frequentemente alterata, contenenti frammenti di bivalvi e rari resti di briozoi. Localmente, si intercalano livelli metrici di *grainstones* riferibili alle *calcareniti a briozoi* (CBZ_3). La *microbiofacies* è costituita da rotaliidi, foraminiferi bentonici biseriati, foraminiferi planctonici (*Orbulina* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp.) ed alghe calcaree.

membro superiore (**BOL_3**). E' costituito da *grainstones* e *packstones* bioclastici e a intraclasti e più raramente *wackestones*, di colore avana e biancastro, con componente marnosa variabile; ad essi s'intercalano orizzonti biodetritici con frequenti litotamni, resti di briozoi, frammenti di echinidi e bivalvi, ditrupe e foraminiferi bentonici. Sono presenti livelli bituminosi soprattutto in corrispondenza della base e del tetto del membro. Gli strati sono da medi a molto spessi, a volte con geometrie lenticolari. L'ambiente deposizionale della formazione è stato riferito globalmente ad una rampa carbonatica.

La *macrobiofacies* è costituita da bivalvi, litotamni, impronte di limivori (Cylindrites), Ditrupa, coralli solitari, echinidi. Tra la microfauna sono riconoscibili: *Orbulina* sp., *Globigerinoides trilobus* Reuss, *Elphidium* sp., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., miliolidi., rotalidi.

L'intervallo biostratigrafico si estende dalla biozona SBZ22 alla biozona a Bulimina echinata.

RUPELIANO *p.p.* - TORTONIANO *p.p.* (area F)

RUPELIANO *p.p.* - MESSINIANO *p.p.* (area G)

PROGETTO CARG

1.5.4. - *calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**)

L'unità comprende tutti i depositi carbonatici miocenici attribuibili ad ambienti di piattaforma aperta-rampa carbonatica. Essa affiora nelle aree A, B, D, E, F ed è caratterizzata da una notevole variabilità delle litofacies che ne permette, nell'area abruzzese, la suddivisione in tre membri. Nel foglio Sulmona non è presente il membro inferiore (*calcareniti arancioni* – **CBZ_1**) e gli altri due risultano, in gran parte, eteropici.

calcareniti a punti rossi (**CBZ_2**). Affiorano diffusamente nelle aree della Montagna Grande (area B) e, in modo più circoscritto al M. Prezza (area D). Lo spessore è variabile tra i 150 e i 250 m.

Generalmente poggiano sulle *calcareniti a briozoi* (CBZ_3), ma laddove queste siano assenti per chiusura laterale, l'unità in esame poggia direttamente sulle *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR_2) o sui *calcari cristallini* (CTN). Il limite superiore è osservabile soltanto nell'area della Montagna Grande (area B), dove passano alle *marne a Cylindrites* (UAM_2).

Sono rappresentate da *grainstones* con intercalazioni di *rudstones* e, a tratti, *wackestones* in strati medi e spessi. Tra gli elementi costituenti si hanno sia clasti che intraclasti da poco a moderatamente classati. I bioclasti, talora prevalenti, sono rappresentati da pettinidi, briozoi, amphistegine, heterostegine, ditrupe e rari litotamni. Alla base, sono frequenti livelli calcareo - marnosi e marnoso-calcarei che tendono a scomparire verso la parte alta dell'unità, costituita quasi esclusivamente da termini calcarei. A diverse altezze sono presenti livelli a *wackestones* con foraminiferi planctonici (globigerinidi). Alla base dell' unità il passaggio con le *calcareniti a briozoi* avviene tramite un livello caratteristico, di circa 10 m di spessore, costituito da calcari marnosi grigiastri o marroni grigiastri con abbondante glauconite; da calcareniti bruno-aranciate ricche di punti limonitici o ancora di *grainstones* bioclastici ricchissimi di amphistegine talora limonitizzate. Il colore è marrone con tipici punti rossi, per la presenza di ossidi ed idrossidi di ferro, uniformemente distribuiti su tutta l'unità. Alla base il colore diventa marrone grigiastro con punti verdastri (glauconite).

Localmente sono presenti, al tetto (Vallone di Forca-Carrito) o intercalati (Collarmele-Aielli), strati spessi di *wackestones-packstones* avana a grandi litotamni alternati a *grainstones* e *rudstones* avana ad heterostegine, amphistegine e frammenti di litotamni (**CBZ_{2a}**).

L'ambiente di sedimentazione assimilabile ad una rampa carbonatica.

Il contenuto fossilifero è costituito da frequenti briozoi, litotamni, echinidi, bivalvi e frammenti di policheti tubicoli (*Ditrupa*); foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Elphidium crispum* (Linnè), *Heterostegina* sp.), foraminiferi planctonici (*Orbulina universa* D'orbigny, *O. suturalis* Brönnimann, *Globoquadrina* cf. *dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *Globigerinoides* gr. *Trilobus*, *G.* gr. *obliquus*, *Globorotalia premenardii* (Cushman & Stainforth) e *Globigerinoides bisphaeericus* Todd). I foraminiferi bentonici

PROGETTO CARG

sono indicativi della biozona SBZ26 *p.p.*

LANGHIANO *p.p.* - TORTONIANO *p.p.* (area B)

LANGHIANO *p.p.* (SERRAVALLIANO *p.p.?*) – TORTONIANO *p.p.* (area D)

calcareniti a briozoi (**CBZ$_3$**). Affiorano diffusamente nei settori sudoccidentali del foglio (aree A e B), in corrispondenza del M. Parasano e della struttura della Montagna Grande, in minor misura nell'area del M. Prezza (area D) e a Colle Marinucci (area E) e come intercalazioni nella *Formazione Bolognano* (BOL) (area F).

In generale poggiano sulle *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR$_2$); al Colle Mitra (area E) però tale membro poggia direttamente sulle *calcareniti a nummuliti e discocycline* (CFR$_1$), come al M. Parasano; in quest'ultima area poggia anche sui *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (RCO)**.** Per quanto riguarda il limite superiore, nell'ambito del Foglio "Sulmona", possono essere individuate tre situazioni differenti. Nella prima, quella più frequente, si passa alle *calcareniti a punti rossi*. Nella seconda, osservabile al M. Parasano, superiormente all'unità in questione poggiano le *marne a Cylindrites* e le *argille ad Orbulina*. Una terza situazione è visibile nell'area I, dove le *calcareniti a briozoi* sono intercalate all'interno della *Formazione Bolognano*. Lo spessore massimo affiorante è di circa 70 m.

Sono rappresentati da *rudstones-grainstones* con intercalazioni di *packstones* bioclastici a briozoi, litotamni, bivalvi ed echinodermi, di colore avana, marrone e grigio-biancastri, in strati da medi a spessi, con rare intercalazioni sottili.

Nell'area del M. Prezza, al passaggio con le unità soprastante e sottostante sono stati individuati livelli di calcari marnosi con glauconite.

L'ambiente è generalmente riferibile ad una rampa carbonatica.

I macrofossili sono rappresentati da abbondanti briozoi, di norma prevalenti e diversificati per forme zoariali, a cui si associano frequenti frammenti di echinidi e bivalvi.

Le microfaune sono rappresentate da foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* cf. *complanata* Meneghini, *Miogypsina* sp., *Miolepidocyclina* sp., *Elphidium* sp., *Lobatula* sp., *Lenticulina* sp., Buliminidae, Textulariidae, Cibicididae, Anomalinidae, Miliolidae, Nodosariidae, Rotaliidae, Vaginulinidae, Victoriellidae, Discorbidae) e foraminiferi planctonici (*Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globoquadrina* sp., *Globigerina* sp., ?*Orbulina* sp.). Localmente, sono presenti macroforaminiferi (nummuliti) dell'Eocene, rielaborati. Il membro è riferibile alla biozona SBZ26 *p.p.*.

LANGHIANO-SERRAVALLIANO, localm. TORTONIANO *p.p.* (area A)

LANGHIANO –SERRAVALLIANO *p.p.*? (area D)

LANGHIANO-SERRAVALLIANO (area E)

1.5.5. - *unità argilloso- marnosa* (**UAM**)

L'unità è comprensiva delle litofacies mioceniche pre-silicoclastiche a significativo, e progressivamente maggiore verso l'alto, contenuto argilloso. In

PROGETTO CARG

essa sono stati distinti tre membri, il primo dei quali rappresenta i termini di rampa distale-bacino prossimale eteropici ai *calcari a briozoi e litotamni*.

membro calcareo-marnosa (**UAM$_1$**). Affiora esclusivamente nei settori settentrionali dell'area D, a nord di M. Mentino. Poggia costantemente sulle *calcareniti a nummuliti e discocycline* (CFR$_1$), mentre il limite superiore non è visibile nell'ambito del Foglio "Sulmona". Lo spessore di tale unità è di circa 200 m. Al suo interno sono state riconosciute due associazioni di litofacies in successione stratigrafica.

L'*associazione inferiore* (**UAM$_{1a}$**), di esiguo spessore (circa 10 m), è costituita da marne verdastre e grigiastre con abbondante glauconite, in strati da sottili a molto sottili, raramente medi.

L'*associazione superiore* (**UAM$_{1b}$**), di spessore decisamente maggiore rispetto a quella sottostante, è costituita da calcareniti e calciruditi ad elementi clastici e subordinatamente bioclastici, di colore marrone e verdastro, in strati medi, con intercalazioni marnose sottili. La componente bioclastica è prevalentemente rappresentata prevalentemente da heterostegine, a luoghi abbondanti ed isorientate, amphistegine e ditrupe; queste ultime sono presenti soprattutto nella parte bassa dell'associazione. Localmente, alla base, sono presenti *packstones* con glauconite, mentre verso la parte alta si hanno frequenti intercalazioni di calcari marnosi con spicole di spugna e tracce di *Cylindrites*.

Tali depositi si sono formati in un ambiente di rampa distale.

Tra i microfossili sono presenti, nella parte inferiore, *Globigerinoides* gr. *trilobus* (Reuss), *Globoquadrina* sp. e *Amphistegina* sp.; nella parte superiore *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globigerina* sp., *Globorotalia* gr. *menardii*.

Il membro risulta pertanto riferibile all'intervallo compreso tra la biozona a *Praeorbulina* spp. e quella a *Neogloboquadrina acostaensis* correlabile con la biozona SBZ26 *p.p.*

LANGHIANO - TORTONIANO *p.p.*

marne a Cylindrites (**UAM$_2$**). Sono presenti nell'area della Montagna Grande (area B) e in ridotti affioramenti nell'area A; sono delimitate, alla base, dalle *calcareniti a punti rossi* (CBZ$_2$) o dalle *calcareniti a briozoi* (CBZ$_3$) e al tetto dalle *argille ad Orbulina* (UAM$_3$). Lo spessore massimo affiorante è di circa 40-60m. Sono costituite da calcareniti marnose, passanti verso l'alto a marne calcaree, di colore grigiastro e in strati da sottili a spessi. La caratteristica principale è la presenza costante di glauconite e più raramente di ossidi ferrosi e manganesiferi. Le impronte di organismi (*Cylindrites*) si rinvengono con maggior frequenza verso la base dell'unità. I bioclasti sono rappresentati da pettinidi e ostreidi, talora abbondanti.

L'ambiente di formazione è assimilabile ad una rampa.

La macrofauna è rappresentata da abbondanti frammenti di echinidi, briozoi e bivalvi; il contenuto micropaleontologico a costituito da foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Lenticulina* sp., Buliminidae, Cibicididae, Vaginulinidae, Nodosariidae, Textulariidae) e planctonici (*Globigerinoides*

PROGETTO CARG

trilobus (Reuss), *Orbulina* sp., *Globigerinoides* sp., *Globigerina* sp.). Pertanto l'unità è attribuibile alla biozona SBZ26 *p.p.*.

SERRAVALLIANO sup.? - TORTONIANO *p.p.*

argille ad Orbulina (**UAM$_3$**). Limitati affioramenti si rinvengono nei settori settentrionali del foglio (area F), in sinistra del Fiume Pescara, a nord di Castiglione e nei settori nordoccidentali dell'area F. In queste aree il membro è delimitato alla base dalla *Formazione Bolognano*, mentre al tetto è costantemente troncato da discontinuità tettoniche. Il membro affiora anche nell'area A, a SO e a NE di Colle della Fonte e nell'area B a Carrito, ad est de La Pianetta e a Nord di Cocullo. Generalmente, nelle aree A e B, passano inferiormente alle *marne a Cylindrites*, ad eccezione degli affioramenti a SW di Colle della Fonte, dove le *argille ad Orbulina* poggiano direttamente sulle *calcareniti a briozoi* (CBZ$_3$). Il limite superiore dell'unità in questione, quando visibile, corrisponde al passaggio con i depositi silico-clastici torbiditici.

Le *argille ad Orbulina* sono costituite da marne, marne argillose e calcaree e argille grigio-azzurre, sottilmente stratificate e ricche in foraminiferi planctonici. Lo spessore affiorante, mal valutabile a causa della giacitura indistinta, è di circa 15-20 m.

Sulla base dei litotipi osservati e del contenuto micropaleontologico il membro è riferibile ad un ambiente pelagico. Nella microfauna a foraminiferi planctonici, ricca e diversificata, le forme più significative sono: *Globigerinoides extremus* Bolli, *Globorotalia conomiozea* Kennett, *Globorotalia* gr. *menardii, Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *Orbulina bilobata* (D'orbigny), *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Orbulina universa* D'orbigny) ed a nannofossili calcarei (*Discoaster* gr. *bellus*, *Discoaster pentaradiatus* Tan, *Amaurolithus primus* (Bukry&Percival), *Calcidiscus macintyrei* (Bukry&Percival), *Reticulofenestra* spp.) è indicativa dell'intervallo che si estende dalla biozona a *Neogloboquadrina acostaensis* alla biozona a *Globorotalia conomiozea dei foraminiferi,* e dalla biozona MNN8 alla biozona MNN11b dei nannofossili calcarei

TORTONIANO *p.p.* – MESSINIANO inferiore *p.p.*

TORTONIANO *p.p.* – MESSINIANO inferiore (area F)

1.6. - Successione Cenozoica di bacino

1.6.1. - *scaglia cinerea – associazione micritico-calcarenitica* (**SCC$_a$**)

Affiora esclusivamente lungo il fianco occidentale della dorsale della Montagna Grande (area B). Generalmente la base non è visibile in quanto corrisponde solitamente ad un contatto tettonico, ma, in corrispondenza dei settori più meridionali, essa poggia sull'*associazione calcarenitico - calciruditica* (CTNct) dei *calcari cristallini*. L'unità passa superiormente alle *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR$_2$). In quest'area l'unità è rappresentata soltanto dall'associazione **SCC$_a$**, costituita da *wackestones* e *packstones* avana e nocciola

PROGETTO CARG

a foraminiferi planctonici, nummuliti e discocycline, in strati medi, alternati a calcari marnosi e marne calcaree a planctonici. E' presente selce grigia, rosa e nera in noduli e liste. Localmente, alternate ai calcari marnosi, sono presenti abbondanti calcareniti nocciola con selce nera in noduli.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 50 m (ad Ovest di C.lle Romano) ma verso sud tale unità si assottiglia, fino a scomparire all'altezza di C.se Fontegiusta.

L'ambiente deposizionale è quello di bacino prossimale.

La presenza di *Morozovella aragonensis* (NUTTHLL), *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), *Globigerapsis kugleri*, *Acarinina topilensis* (CUSHMAN), *Turborotalia cerroazulensis* (COLE), *Turborotalia cocoaensis* (CUSHMAN), *Turborotalia pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI) permette di riferire l'affioramento in esame alle biozone P10 - P12 *p.p.*

LUTEZIANO

2. - DEPOSITI TERRIGENI

(*Litostratigrafia*: C.Morelli; *Biostratigrafia*: P. Didaskalou, A. Micarelli, M. Potetti, & I. Raffi)

2.1. - DEPOSITI DI BACINO PRE-OROGENICI

2.1.1. - *Formazione gessoso-solfifera* (**GES**)

Questa formazione è stata inserita tra i depositi pre-orogenici anche se in realtà si è deposta in ambienti geodinamici diversi. Nel bacino della Laga essa è eteropica dei depositi di avanpaese del *membro evaporitico* della *Formazione della Laga* mentre nelle aree più orientali, appartenenti all'*Unità Cellino – Maiella* essa si è deposta in un regime di avanpaese.

Affiora sia lungo il versante settentrionale della Maiella, dove poggia sul membro superiore (BOL_3) della *Formazione Bolognano* (BOL); superiormernte giace sotto ai *conglomerati di San Valentino* (CSV) con contatto erosivo; in piccoli affioramenti nella Valle dell´Orta passa al *membro post evaporitico* (LAG_3) della *Formazione della Laga* o alle *argille del Cigno* (AGC).

Nell'ambito della formazione sono state distinte quattro associazioni di *litofacies*: associazione calcarea, associazione gessosa, associazione pelitico-marnosa e associazione gessoso-marnosa. Le prime tre associazioni affiorano pressochè in successione stratigrafica nell'area della Maiella, mentre nelle aree occidentali sono presenti solo le ultime due associazioni di *facies*.

associazione calcarea (**GES_c**). Si rinviene alla base della sequenza evaporitica ed è costitutita da micriti solfifere avana chiaro e calcari oncolitici avana, generalmente ben stratificati, con intercalazioni di marne e marne argillose e di calcari porosi, a luoghi friabili, con impregnazioni metanifere. A luoghi sono

PROGETTO CARG

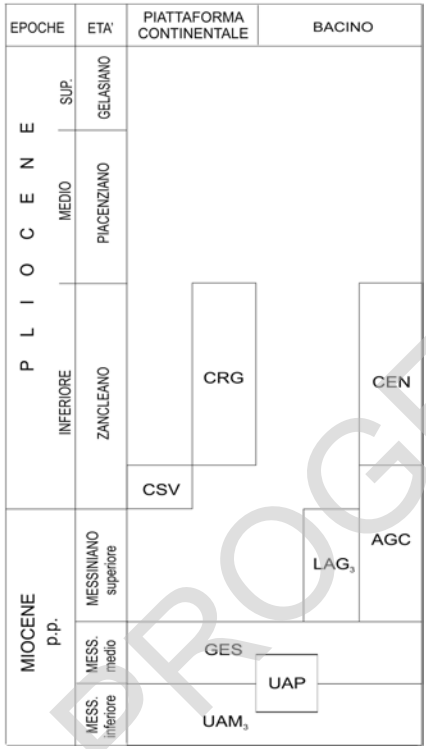


Fig. 11 - *Schema dei rapporti tra le unità litostratigrafiche mio-plioceniche.*

presenti calcari brecciati ad elementi algali, calcari detritici, cariati, spugnosi, friabili, a stratificazione indistinta, con sporadiche intercalazioni marnose e gessose in livelli sottili. Questa *litofacies* sostituisce lateralmente, l'associazione gessosa (area di S. Tommaso e La Riga) testimoniando la presenza, nell'ambiente evaporitico di aree marginali dove erano attivi apporti detritici determinati dal locale instaurarsi di flussi ad alta energia, con possibile rigenerazione delle acque che causavano dissoluzione precoce dei sali deposti e crolli dei carbonati.

associazione gessosa (**GES$_d$**). È costituita da gessi selenitici in banchi con cristalli di taglia centimetrica fittamente addensati; a volte si riconoscono cristalli a "coda di rondine" con apici rivolti in basso. Nella porzione superiore della successione, ai gessi selenitici, si intercalano gessi laminati costituiti da alternanze millimetriche di lamine di gesso e lamine carbonatiche, generalmente piano parallele, con ondulazioni e crenulazioni. Sono presenti inoltre sottili livelli di argille e marne, da nere a nocciola a rossastre, con forte odore di metano. Localmente si osservano strati gessoruditici costituiti da clasti eterometrici di gesso ad assetto caotico in matrice argillosa.

associazione pelitico-marnosa (**GES$_a$**). È costituita da alternanze di marne tripolacee con spicole di spugna, color tabacco, sottilmente stratificate, e peliti grigio-scure e nerastre spesso bituminose. Possono essere presenti anche calcitorbiditi laminate a granulometria fine, in strati sottili, e livelli calcarei cristallini fetidi colore grigio scuro. A luoghi si rinvengono resti vegetali carboniosi ed ostracodi.

associazione gessoso-marnosa (**GES$_b$**). È costituita da strati medi e spessi di gessi balatini laminati, di colore bluastro su taglio fresco e marroncino-rossastro su superfice alterata; questi si alternano a livelli metrici di marne sterili color tabacco e/o grigio scuro in strati sottili e sottilissimi. Gli strati di gesso hanno una

PROGETTO CARG

tessitura prevalentemente microcristallina; si osservano comunque delle variazioni nelle dimensioni dei granuli cristallini nelle diverse lamine. Queste ultime hanno spessore variabile tra il centimetro ed il millimetro ed andamento parallelo; frequenti sono lamine di colore bianco costituite da gesso macrocristallino. A luoghi si osservano intense ricristallizzazioni con formazione di grossi noduli lentiformi completamente bianchi. Il rapporto gesso/marne è estremamente variabile: da maggiore di uno a minore di uno.

Lo spessore totale della formazione è molto variabile e compreso tra i 100 e i 200 metri; gli spessori maggiori si registrano nelle aree occidentali. Nell'area della Maiella è presente una successione tipica di ambiente lagunare evaporitico, che, come nella sequenza tipica, espone alla base le associazioni calcaree quindi i gessi selenitici in banchi cui si intercalano verso l'alto gessi laminati ed argille, ed al tetto infine presenta spessori ridotti dell'associazione pelitico-marnosa con *facies* tipiche lagunari. Nelle aree occidentali invece la formazione assume via via caratteristiche bacinali: qui l'associazione prevalente è quella pelitico-marnosa con sottili strati carbonatici risedimentati, a cui si intercalano gli orizzonti dell'*associazione gessoso-marnosa*. In entrambi i casi al tetto della formazione è stato rinvenuto un livello vulcanoclastico biancastro a composizione riodacitica correlabile con il noto livello vulcanoclastico riferito al Messiniano superiore (5,5Ma).

Biozona atipica *p.p.*

MESSINIANO medio

2.1.2. - *argille del Cigno* (**AGC**)

L'unità è delimitata inferiormente dalla *Formazione gessoso-solfifera* (GES) e superiormente dalla *Formazione Cellino* (CEN), con la quale mostra come già detto dei limiti transizionali ed eteropici in quanto la sedimentazione pelitica emipelagica viene in questa porzione del bacino gradualmente sostituita dalla successione torbiditica pliocenica.

L'unità è costituita da un'associazione pelitica con argille marnose massive a foraminiferi planctonici, alternate a torbiditi siltoso-pelitiche in strati sottili; sono inoltre presenti, a luoghi occasionali intercalazioni torbiditiche di areniti litiche e calcareniti in strati sottili a geometria lenticolare. La granulometria delle torbiditi varia da medio-grossolana a fine e le strutture sedimentarie sono date da sequenze Tce e Tace. Queste intercalazioni sono più frequenti nella porzione inferiore della formazione. Nella parte media dell'unità si rinviene un orizzonte conglomeratico poligenico (**AGC$_a$**), ben cementato, di 5-10 metri di spessore, a geometria tabulare riferibile al *conglomerato a Sphaeroidinellopsis* auct. Esso è costituito da clasti ben selezionati di dimensioni comprese tra pochi millimetri ed un centimetro in matrice arenacea, con rari ciottoli di dimensioni maggiori (fino al decimetro), molto arrotondati, disposti in genere alla base dello strato. La gradazione è generalmente apprezzabile solo sui clasti di maggiore dimensione;

PROGETTO CARG

frequente è la presenza di *set* di lamine spesse, parallele o leggermente oblique. In molti affioramenti presenta alla base controimpronte da corrente (*flute casts*) di notevoli dimensioni, che indicano direzioni di scorrimento variabile tra NNE-SSW e NW-SE, con provenienze sempre meridionali. Lo spessore totale della formazione risulta essere compreso tra 200 e 300 metri.

Le forme più significative dell'associazione micropaleontologica sono: *Globigerina* gr. *bulloides Turborotalita quinqueloba* (Natland), *T. multiloba* (Romeo) *Globigerinoides italicus* Mosna & Vercesi, *Sphaeroidinellopsis* spp., *Mucronina gemina* Silvestri, *Uvigerina rutila* Cushman & Todd; e da nannofossili calcarei quali *Amaurolithus primus* (Bukry & Percival), *A. Delicatus* Gartner & Bukry, *Calcidiscus* spp., *Sphenolithus alies* Deflandre, *Discoaster* spp.

Esse sono indicative della biozona atipica *p.p.* e della biozona a *Sphaeroidinellopsis* sp., biozona MNN12

MESSINIANO superiore – PLIOCENE inferiore *p.p.*

2.2. - Depositi di piattaforma continentale

2.2.1. - *conglomerati di San Valentino* (**CSV**)

L'unità è costituita da conglomerati calcarei a cementazione variabile e matrice da scarsa ad assente; i singoli clasti da subangolosi a subarrotondati, presentano dimensioni comprese tra il millimetro ed il decimetro, e provengono dalle successioni locali. Gli strati sono da spessi a molto spessi, di frequente amalgamati, con al loro interno *set* a stratificazione incrociata e/o inclinata. I corpi hanno una geometria lenticolare; verso ovest e nordovest (area di Salle e Musellaro) si assottigliano e presentano granulometrie minori e geometrie più tabulari. Per le caratteristiche di *facies* descritte si ritiene che essi siano di ambiente costiero; l'unità è eteropica ai *conglomerati a Sphaeroidinellopsis* auct (AGCa) intercalati nella parte alta della *argille del Cigno*. L'unità poggia con contatto erosivo sulle *facies* pelitiche di tetto della *Formazione gessoso-solfifera*. Lo spessore è estremamente variabile da pochi metri fino a 30 metri. L'analisi micropaleontologica delle argille di tetto e di alcune intercalazioni argillose ha permesso di riconoscere la biozona a *Sphaeroidinellopsis* spp. e quindi la base del Pliocene inferiore. Non si può però escludere che la parte inferiore dell'unità sia ancora del Messiniano superiore.

PLIOCENE inferiore *p.p.*

2.3. - Depositi di bacino sin-orogenici

2.3.1. - *complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese pars - unità arenaceo -pelitica* (**UAP**)

PROGETTO CARG

Affiora sporadicamente nelle incisioni vallive dell'area D, a sud di Cocullo e in ristretti lembi al M. Parasano (area A).

Nell'ambito del Foglio "Sulmona" è possibile osservare soltanto il limite inferiore, in corrispondenza della base del versante di Colle dell'Olmo di Bobbi, dove l'unità poggia sulle *argille ad Orbulina* (UAM_3). Lo spessore massimo, non facilmente definibile per le cattive condizioni di affioramento, dovrebbe aggirarsi intorno 300-400 m. L'ambiente di formazione è quello di avanfossa.

E' costituita da tre principali associazioni di *facies*:

associazione pelitico-arenacea I (**UAP_d**). È caratterizzata da torbiditi silicoclastiche fini (siltiti), marnose, grigiastre, con intercalazioni arenitiche marroni, più frequenti verso la base, in strati generalmente sottili, più raramente medi;

associazione pelitico arenacea II (**UAP_a**). È caratterizzata da torbiditi silicoclastiche fini e in strati sottili intercalate in *facies* pelitiche.

associazione gessosa (**UAP_f**). Affiora in un piccolo lembo in destra del F. Sagittario, a sudest di Cocullo ed è costituita da argille marnose grige con intercalati livelli gessosi.

Biozona atipica *p.p*.

MESSINIANO inferiore e superiore *p.p*.

2.3.2. - *Formazione della Laga - membro post-evaporitico* (**LAG_3**)

La *Formazione della Laga* affiora in una ristretta fascia ad est del Morrone dove poggia sulla *Formazione gessoso-solfifera* (GES); superiormente passa in discordanza ai *conglomerati di Rigopiano* (CRG) del Pliocene inferiore.

E' costituita in prevalenza da *facies* pelitico-arenacee a cui sono intercalati orizzonti piú o meno lenticolari arenaceo-pelitici, e conglomeratici. L'arenaria di questi orizzonti è di colore marrone-avana, ben cementata, a composizione litica con poca mica.

associazione pelitico-arenacea (**LAG_3**). È costituita da torbiditi in strati sottili a geometria sia tabulare che lenticolare con frequenti geometrie a *pinch and swell*. Il rapporto arenaria/pelite è generalmente molto minore di uno, ma può crescere localmente fino ad essere poco minore di uno. La granulometria è medio-fine, a volte medio-grossolana. Le strutture interne prevalenti sono Tce e Tc-e. Generalmente la porzione arenacea inferiore risulta molto cementata e presenta uno stacco netto con la pelite di tetto. Nell'associazione sono intercalati piccoli orizzonti lenticolari arenacei e/o arenaceo-pelitici non cartografabili. Localmente si osservano piccoli orizzonti di *slump*.

associazione arenaceo-pelitica (**LAG_{3b}**). È costituita da torbiditi in strati medi e sottili con rapporto arenaria/pelite maggiore di uno. La geometria degli strati è

PROGETTO CARG

da tabulare a lenticolare. La granulometria è estremamente variabile da strato a strato con prevalenza delle taglie medio-grossolane; la gradazione è per lo più assente, ad eccezione del tetto della porzione arenacea, dove nello spessore di qualche centimetro si passa ad arenaria fine e quindi a pelite. Il tipico strato di questa associazione presenta la porzione inferiore in arenaria medio-grossolana, senza strutture e quindi gli intervalli laminati Tb e/o Tc sviluppati per uno spessore ridottissimo prima del passaggio alla porzione pelitica Te. Altre volte, dove le geometrie degli strati sono più tabulari, prevalgono strati tipo Tb-e o strati completamente laminati assimilabili alle *facies* B di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972). Frequenti sono anche i contatti basali erosivi e le amalgamazioni.

associazione conglomeratica (**LAG$_{3a}$**). È formata da banchi e strati spessi di conglomerati poligenici, ben cementati, per lo più disorganizzati. Essi si presentano in corpi a geometria lenticolare che passano lateralmente ad arenarie grossolane o ad orizzonti tabulari microconglomeratici. Dove è presente una certa organizzazione si possono osservare delle incerte laminazioni piano parallele, più raramente oblique, così come gradazioni dirette ed inverse. I conglomerati sono costituiti da clasti ben evoluti, di dimensioni centimetriche e decimetriche; in genere in contatto tra loro con scarsa matrice silicoclastica; localmente è presente una tessitura meno addensata con ciottoli immersi completamentze in abbondante matrice, mentre più raramente si è osservato la presenza di ciottoli sciolti in matrice argillosa. I ciottoli di maggiore dimensione sono costituiti per la maggior parte da clasti carbonatici provenienti da successioni pelagiche o di selce; sono presenti però anche clasti tipo pietra paesina, palombini, arenarie a diversa composizione, quarziti, e rare metamorfiti cristalline.

L'unità affiora solo nella zona di Pietrenza e Pietracolonna dove presenta uno spessore di 200-250 metri.

Lo spessore massimo di affioramento dell'unità si aggira sugli 800 metri; ed è costituita prevalentemente da *facies* pelitiche cui sono intercalati rari orizzonti arenaceo-pelitici, presenti per lo piú nella porzione inferiore, e i corpi conglomeratici presenti localmente al tetto dell'unità.

L'intera successione è da riferire al Messiniano superiore "*post* livello vulcanoclastico" (**vu**). Dal punto di vista biostratigrafico essa è riferibile, per la presenza di *Globigerina* gr. *bulloides*, *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND), *T. multiloba* (ROMEO), *Paragloborotalia* aff. *mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR) alla biozona atipica *p.p.*

MESSINIANO superiore

2.3.3. - *Formazione Cellino* (**CEN**)

Si tratta di una successione bacinale torbiditica caratterizzata da una notevole tabularità degli strati; affiora in una stretta fascia nella Valle dell´Orta

PROGETTO CARG

tra il Morrone e la Maiella. Inferiormente l'unità poggia, con passaggio graduale, sulle argille del Cigno di cui è in parte eteropica; il limite superiore invece non affiora.

La *Formazione Cellino* è caratterizzata da una netta prevalenza di associazioni di *facies* pelitiche, emipelagiche, in cui sono intercalati siltiti e peliti torbiditiche e sporadici livelli arenacei a granulometria fine.

L´unica associazione di *facies* cartografata è quindi l´associazione pelitico-arenacea che è costituita da torbiditi, in strati medi e spessi a geometria tabulare, con rapporto arenaria/pelite molto minore di uno, intercalate ad argille marnose stratificate di colore grigio. Gli strati torbiditici presentano sabbia fine o silt grossolano alla base e pelite al tetto, esibendo sempre un'ottima gradazione. Essi sono laminati fin dalla base con sviluppo esclusivo degli intervalli superiori della sequenza di Bouma (Tc-e, Tde). L'intervallo Tc è rappresentato sia da laminazione incrociata, che più spesso convoluta. Verso l´alto si osserva un aumento dello spessore e frequenza della frazione arenacea e compaiono sporadici ed isolati megaeventi arenaceo-pelitici in strati spessi e molto spessi con arenaria mediofine.

Lo spessore massimo di affioramento della formazione non dovrebbe superare i 500 metri.

Per la presenza di: *Sphaeroidinellopsis* spp., *Globigerinoides ruber parkeri* Borsetti & Cati, *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez, *Globorotalia puncticulata* (Deshayes), la formazione è riferibile all'intervallo biostratigrafico compreso tra la biozona a *Sphaeroidinellopsis* spp. e la biozona a *Globorotalia puncticulata p.p.*

PLIOCENE inferiore *p.p.*

2.4. - Depositi di piattaforma continentale tardo-orogenici

2.4.1. - *conglomerati di Rigopiano* (**CRG**)

Si tratta di depositi prevalentemente grossolani di scarpata che si rinvengono in discordanza angolare sia sulle successioni terrrigene messiniane, sia sulle diverse formazioni carbonatiche affioranti in catena. La formazione è costituita da calciruditi e subordinate calcareniti (**CRG_1**), sempre ben cementate; la stratificazione è evidente negli orizzonti a geometria relativamente tabulare che presentano sottili intercalazioni pelitiche; risulta indistinta dove prevalgono i banchi di notevole spessore, con frequenti amalgamazioni. Molto evidenti sono le geometrie lenticolari sia in senso trasversale, che longitudinale. I conglomerati si presentano per lo piú in *facies* disorganizzata, con clasti di dimensioni e grado di elaborazione estremamente variabili; generalmente sono a contatto tra loro e manca totalmente la matrice silicoclastica. I clasti sono esclusivamente carbonatici e provengono (ad eccezione di alcuni clasti di selce) dalle successioni affioranti attualmente sulla catena carbonatica; localmente

PROGETTO CARG

(area ad est di F.te Maddalena) gli strati detritici sono molto spessi e contengono al loro interno frammenti di strato delle successioni mesozoiche. Verso l'alto della successione si assiste ad un brusco aumento della componente pelitico - marnosa che a luoghi diventa nettamente prevalente (**CRG_3**); a questa allora possono essere intercalate sottili calcareniti, strati medi di calciruditi analoghe (CRG_1) a geometria marcatamente lenticolare. Localmente (La Montagnola) in eteropia, od intercalate alle *facies* descritte, sono presenti calcareniti (**CRG_2**) nocciola e grigiastre in strati da sottili a spessi, con intercalati livelli di *rudstones* bioclastici ricchi in resti di bivalvi. Lo spessore totale della formazione è estremamente variabile con valori compresi tra alcune decine di metri e 100 metri.

Il contenuto microfaunistico risulta per lo più banale o privo di *marker* specifici di zona per quanto riguarda i foraminiferi planctonici, mentre è significativo per il contenuto in nannofossili calcarei. Per la presenza di *Amaurolithus* spp. (*A. Primus* (Bukry & Percival) e *A. Delicatus* Gartner & Bukry), *Sphenolithus* spp., *Discoaster brouweri* Tan e *Discoaster pentaradiatus* Tan, l'unità è attribuita alla biozona a nannofossili MNN 12 corrispondente alla biozona a *Globorotalia margaritae p.p.* ed alla biozona a *Globorotalia puncticulata p.p.* in analogia con quanto noto in letteratura ed anche sulla base di dati inediti di Centamore, Bigi & Morelli.

PLIOCENE inferiore *p.p.*

2.5. - Schema di dispersione delle torbiditi

Per la comprensione dell´evoluzione della sedimentazione silicoclastica nel complesso bacino di avanfossa nel periodo compreso tra il Messiniano ed il Pliocene inferiore un contributo non secondario ci è fornito dallo schema di dispersione dei flussi torbiditici all´interno del bacino stesso. Lo schema di seguito illustrato è ricavato essenzialmente dalla geometria dei principali corpi e dalle misure di scorrimento dei flussi deducibili dalle controimpronte di corrente alla base degli strati (*flute e grove casts*) (Fig. 12).

Il membro postevaporitico della *Formazione della Laga* (LAG_3) presenta una notevole articolazione nella organizzazione orizzontale e verticale dei singoli corpi torbiditici con marcate differenze tra le diverse zone del bacino; questa articolazione trova conferma nelle geometrie molto irregolari, con frequenti variazioni laterali dei singoli eventi e nelle *facies* corrispondenti. Le singole torbide erano caratterizzate da un volume complessivo generalmente ridotto in rapporto alle dimensioni del bacino. Anche la misura delle controimpronte da corrente riflette questa estrema variabilità: la dispersione delle stesse presenta un carattere decisamente polimodale. Le direzioni di apporto piú presenti sono quelle da S40-20E cui si accompagna quella S30W. La prima direzione riflette quella dell´asse del bacino, l´ultima direzione è invece da imputare ad immissioni trasversali allo stesso in prossimità di canali alimentatori che

PROGETTO CARG

ne incidevano il bordo interno; successivamente le torbide venivano deflesse verso NNW lungo l´asse principale, secondo un motivo ricorrente nei bacini di avanfossa appenninici e non solo.

Le torbiditi della *Formazione Cellino* (CEN) presentano uno schema di dispersione dei flussi gravitativi completamente differente sia come provenienze che come tipo di dispersione. Innanzi tutto i singoli eventi sono caratterizzati da un volume notevole di risedimenti convogliati: le torbide avevano modo quindi di espandersi su buona parte del bacino con spessori di accumulo molto uniformi. Ne deriva una marcata tabularità degli strati e delle blande variazioni di *facies* anche su distanze notevoli. Per quanto riguarda le paleocorrenti c´è da precisare che molto di rado si sono osservate alla base dei rari strati arenacei delle controimpronte da corrente a causa della ridotta granulometria, rappresentando la zona esaminata la porzione più distale conosciuta del bacino del Cellino. Ciononostante anche in questo caso si sono misurate provenienze da Nord, in perfetto accordo con quanto misurato nel Foglio 360 "Torre de' Passeri".

2.6. - *Cenni sullla composizione mineralogico-petrografica delle areniti*

Sono state condotte analisi mineralogico-petrografiche solo su quattro campioni di areniti torbiditiche appartenenti al membro post-evaporitico della *Formazione della Laga* (LAG_3) per integrare le analisi svolte per il Foglio 360 "Torre de' Passeri", alle cui note illustrative si rimanda per una trattazione più completa.

Metodologia

L´analisi al microscopio polarizzatore delle sezioni sottili di campioni di arenite è stata svolta secondo un conteggio per punti (almeno 300 ad analisi). Questi ultimi vengono individuati dall´incrocio delle maglie di un reticolo quadrato immaginario tracciato dal traslatore. La distanza di traslazione è stata scelta di modo che su ogni granulo non cadessero consecutivamente due punti di conteggio, o più precisamente, che questa probabilità non fosse maggiore del 1%. L´analisi ottico-microscopica è stata effettuata su sezione sottile integra e non trattata per la distinzione colorimetrica dei feldspati e dei carbonati, con l´ausilio di un tavolino traslatore ad incrementi manuali. I risultati delle analisi sono stati riportati su di una apposita scheda relativa a ciascun campione.

Il conteggio è stato condotto secondo le metodologie illustrate in Di Giulio & Valloni (1992), in particolare sono state adottate le categorie ivi proposte nelle Tabelle 2 e 6 (*ibdem*), rispettivamente per l´analisi della Composizione d´Insieme e della Composizione Principale; a tale lavoro si è fatto riferimento anche per tutti i parametri petrologici usati.

PROGETTO CARG

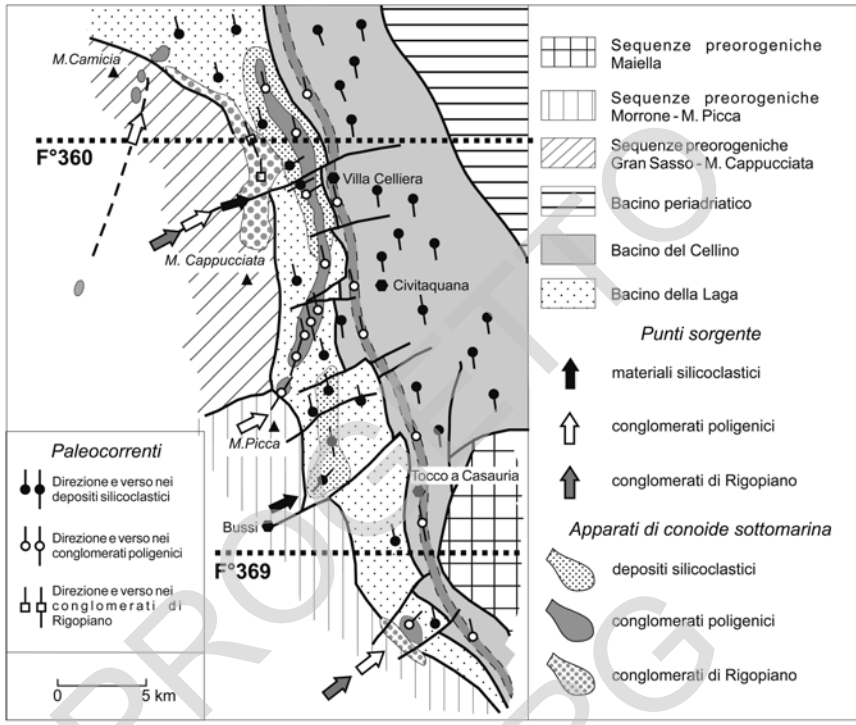


Fig. 12 - *Schema di dispersione delle torbiditi.*

Moda detritica delle areniti

Sul diagramma fondamentale delle rocce sedimentarie (TAO) di Folk (1974) tutti i campioni di areniti analizzati ricadono nel campo delle rocce terrigene, in particolare essi ricadono lungo il lato TO del diagramma a conferma della bassa incidenza della componente intrabacinale, mentre la componente ortochimica incide in media tra il 20 ed il 25%.

La moda detritica dei campioni, ricavabile dall´analisi della Composizione Principale, ha consentito di assegnarli tutti ad una stessa petrofacies che è caratterizzata dai seguenti valori medi dei parametri petrologici fondamentali Q_{45} F_{22} $L+C_{33}$ dove tra i litici a tessitura fine prevalgono decisamente quelli carbonatici.

I valori composizionali riscontrati si accordano con quelli medi ricavati per le arenarie del membro post evaporitico della *Formazione della Laga* nel foglio adiacente ("Torre de' Passeri"), per cui si può ricondurre la moda detritica dei quattro campioni analizzati alla petrofacies litico-arcosica a grani carbonatici

PROGETTO CARG

Tab.1 - *Composizione d'insieme e composizione principale di campioni appartenenti al membro post-evaporitico della Formazione della Laga (x=media; Sd=deviazione standard).*

Campione	3691BD069	3691BD070	3691BD072	3691BD073	**x laga**	**Sd laga**
Essenziali	71,21%	69,62%	73,82%	60,71%	**68,84%**	**5,69%**
Accessori	4,02%	4,43%	1,58%	5,52%	**3,89%**	**1,66%**
Intraclasti	1,55%	1,27%	1,89%	2,27%	**1,74%**	**0,44%**
Alterati	2,48%	2,85%	2,21%	1,30%	**2,21%**	**0,66%**
Matrice	2,17%	1,90%	1,58%	3,57%	**2,30%**	**0,88%**
Cemento	12,69%	11,39%	9,15%	12,66%	**11,47%**	**1,66%**
Plaga	5,88%	8,54%	9,78%	13,96%	**9,54%**	**3,37%**
Tot. Roccia solida	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	**100,00%**	**0,00%**
Campione	3691BD069	3691BD070	3691BD072	3691BD073	**x Laga**	**Sd Laga**
Q	44,80%	43,09%	46,33%	44,95%	**44,79%**	**1,33%**
F	20,82%	20,90%	24,67%	23,45%	**22,46%**	**1,91%**
L+C	34,38%	36,01%	29,00%	31,60%	**32,75%**	**3,09%**

così come definita nelle note illustrative del Foglio "Torre de' Passeri".

3. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI MESOZOICI (G.Rusciadelli)

Le successioni stratigrafiche mesozoiche affioranti nei fogli "Avezzano", "L'Aquila", "Sulmona" e "Torre de' Passeri" sono state suddivise in quattro Megacicli (Fig. 14), secondo i concetti della stratigrafia sequenziale sviluppati da Vail *et alii* (1977; 1987; 1990), Van Wagoner *et alii* (1988; 1990) e successivamente ampliati ed integrati per i sistemi carbonatici da Lucks & Sarg (1993), Schlager (1989; 1991; 1993; 1994), Schlager *et alii* (1997), Jacquin *et alii* (1992; 1998).

Per l'acquisizione dei dati utili alla suddivisione stratigrafico-sequenziale delle successioni presenti nei quattro fogli rilevati, sono stati misurati numerosi *logs* stratigrafici di dettaglio in alcune aree chiave. Inoltre, in alcuni casi, per una migliore definizione dei cicli, è stato necessario effettuare le osservazioni anche in aree al di fuori dei fogli rilevati, dove le condizioni di affioramento e la maggiore continuità stratigrafica delle successioni hanno permesso la migliore osservazione dei caratteri sedimentologico-stratigrafici dei cicli in questione. I dati micropaleontologici che hanno permesso la datazione e la correlazione dei cicli individuati risultano da dati originali prodotti nell'ambito di tale progetto, da studi precedenti e da dati inediti del Prof. Crescenti e personali.

I criteri che hanno contribuito alla definizione dei quattro Megacicli sono:

- lo stile d'impilamento e l'organizzazione delle *facies* e loro variazioni nel tempo e nello spazio. Tale criterio è quello che ha mostrato una più ampia

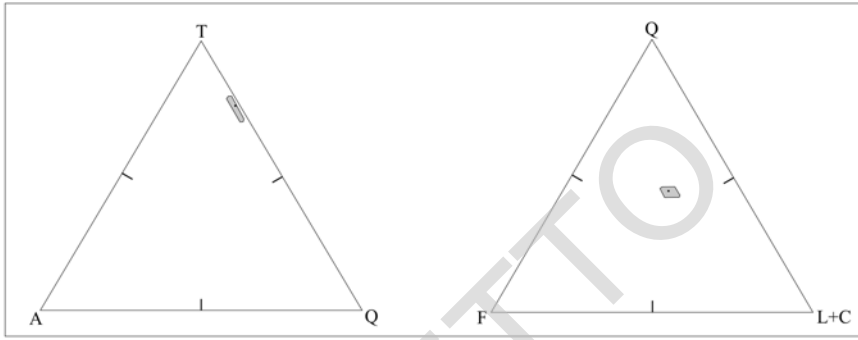


Fig. 13 - *Diagrammi triangolari rappresentativi della composizione d'insieme (T.A.O.) e di quella principale (Q,F,L+C) per i campioni analizzati. L'esagono è rappresentativo dei valori medi trovati: in particolare il punto centrale rappresenta la media e la distanza tra due lati opposti è pari al doppio della deviazione standard per ogni parametro.*

applicabilità, soprattutto lungo la scarpata, dove l'alternanza delle tre componenti litologiche maggiormente rappresentate (calcareniti bioclastiche, calcari micritici e brecce), hanno messo in evidenza variazioni nella quantità e nelle modalità di esportazione dei materiali dalla piattaforma.

-i livelli chiave. Sono rappresentati da livelli estremamente ridotti in spessore (es. livelli condensati, brecce, livelli ferruginosi) o da superfici (es. *firm* e *hardgrounds*, superfici di emersione e di erosione), presenti in corrispondenza del punto d'inversione di alcune tendenze stratigrafiche a lungo termine. Possono essere tracciati dalla scarpata alla piattaforma utilizzando i criteri della stratigrafia fisica e della micropaleontologia. Rappresentano eventi isocroni e di estensione laterale dell'ordine dei chilometri.

- lo spostamento laterale delle *facies*. Può essere generalmente ricostruito alla scala dei Megacicli, quando i rapporti originari risultano preservati almeno parzialmente. E' ben visibile e marcato in corrispondenza della scarpata, dove si osservano spostamenti laterali delle *facies* dell'ordine dei chilometri, mentre risulta progressivamente meno consistente in corrispondenza del margine o al passaggio tra quest'ultimo e la piattaforma interna. In questi casi, apprezzabili spostamenti laterali delle *facies*, dell'ordine delle centinaia di metri fino a pochi chilometri, si osservano in corrispondenza delle inversioni delle tendenze stratigrafiche a lungo termine (es. retrogradazione di intervalli micriti pelagici all'interno delle *facies* di margine, o progradazione di livelli micritici di piattaforma all'interno delle *facies* di margine).

- la geometria e la terminazione laterale degli strati. Sono elementi difficilmente osservabili direttamente sul terreno a causa degli affioramenti discontinui e delle complicazioni tettoniche. Tuttavia le geometrie a grande scala sono state ricostruite in aree chiave dove sono ancora preservati i rapporti originari tra i vari ambienti.

Altri elementi, come la posizione della linea di costa e la configurazione

PROGETTO GARS

del margine della piattaforma (in pianta e in sezione), sono più difficilmente osservabili e, benché siano elementi fondamentali per l'interpretazione delle successioni in chiave sequenziale e per la definizione dei fattori di controllo, la loro applicazione è limitata a pochi casi in cui le condizioni di affioramento sono particolarmente favorevoli. Ciò ha impedito, in molti casi, di mettere in relazione gli spostamenti della linea di costa (trasgressioni e regressioni) con le tendenze stratigrafiche riscontrate nei differenti ambienti. Per questo motivo, le tendenze individuate vengono considerate in prima analisi come l'effetto risultante di variazioni a lungo termine nella quantità di materiali esportati dalla piattaforma e non come il risultato di spostamenti a lungo termine della linea di costa, come richiesto nella definizione di Cicli trasgressivo/regressivi maggiori di Jacquin & De Graciansky (1998). L'utilizzo informale del termine Megaciclo ha come scopo proprio quello di tenere separati questi due aspetti relativi all'interpretazione delle tendenze stratigrafiche. In questo senso, in mancanza di una terminologia adeguata, anche i termini come fase trasgressiva e regressiva, vengono utilizzati, sebbene impropriamente, per indicare rispettivamente fasi di minore e maggiore esportazione di materiali dalla piattaforma. Alla scala dei Megacicli, tuttavia, le tendenze osservate in scarpata trovano buona corrispondenza in quelle riscontrate nella piattaforma e i punti d'inversione delle tendenze stratigrafiche corrispondono a picchi trasgressivi o a massimi regressivi dei Megacicli.

Sulla base dei suddetti elementi sono stati ricostruiti i rapporti tra i vari ambienti e le tendenze stratigrafiche a piccola e a grande scala. In figura 15 sono riportati due esempi di organizzazione interna documentabili tra la scarpata prossimale e il bacino prossimale, di unità a piccola scala dominate rispettivamente da calcareniti bio-intraclastiche e da brecce provenienti dal margine biocostruito del Giurassico superiore.

Lo spessore di queste unità a piccola scala varia da un minimo di qualche metro fino ad alcune decine di metri. Le unità a grande scala, riferibili a tendenze stratigrafiche di singoli Megacicli, mostrano una architettura del tutto simile e risultano costituite dalla ripetizione di unità a piccola scala che si sovrappongono con una tendenza generalmente progradante o aggradante.

In altre parole, la tendenza a lungo termine riferibile ai Megacicli è modulata da cicli di ordine superiore (secondo ordine), a loro volta definiti da cicli di ordine superiore riferibili alle sequenze deposizionali del terzo ordine (Fig. 16 *type and hierarchy*).

In fig. 17 è illustrata la frequenza delle tre principali componenti litologiche (calcareniti bioclastiche, calcari micritici e brecce) tra il Lias e il Cretacico superiore, in ambienti di scarpata. L'alternanza tra tendenze definite dall'incremento e dalla diminuzione della quantità di materiali esportati dalla piattaforma individua le cosiddette fasi trasgressive e regressive dei Megacicli, mentre i punti di maggiore sfasamento nella frequenza della componente detritica rispetto a quella micritica, riflettono i punti d'inversione delle tendenze stratigrafiche a lungo termine.

PROGETTO CARG

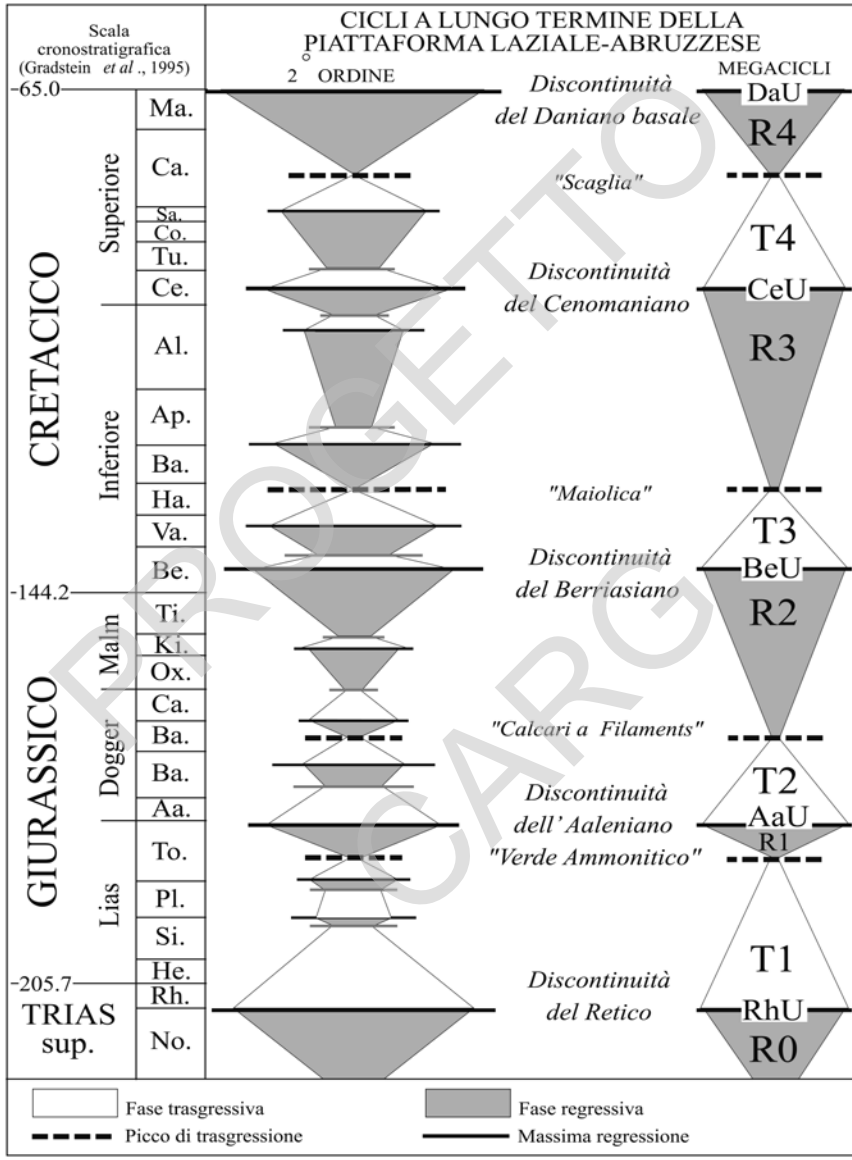


Fig. 14 - *Suddivisione in Megacicli e in cicli del secondo ordine della successione carbonatica mesozoica. Sono inoltre riportate le maggiori discontinuità e i nomi delle unità di bacino alle quali corrispondono i picchi di trasgressione dei Megacicli distinti.*

I quattro megacicli riconosciuti mostrano una durata compresa tra i 27 Ma e i 36 Ma, fluttuazioni dello spazio disponibile per i sedimenti dell'ordine di n102 m per la scarpata e tra n102 m e n103 m per la piattaforma e tassi di creazione di nuovo spazio disponibile per i sedimenti dell'ordine di n101 m/Ma. Nonostante l'analisi dei fattori di controllo esuli dalle finalità di questo studio, la durata dei Megacicli suggerisce un controllo da parte di processi con lunghezze d'onda dell'ordine di n107 anni. Tra i processi compatibili con tale durata vi sono le fluttuazioni a lungo termine dell'eustatismo, fasi tettoniche e cicli di diversità biologica (vedi ad es. Einsele *et alii*, 1991). Altri fattori con lunghezze d'onda inferiori a n107 anni, come l'eustatismo a corto termine, variazioni nella produttività della piattaforma, ecc., possono essere ritenuti come responsabili della ciclicità a più corto termine (secondo e terzo ordine). Questi, a seconda che siano in fase o meno con le fluttuazioni di processi a più lungo termine, accentuano o diminuiscono gli effetti sulla sedimentazione e sull'architettura delle successioni.

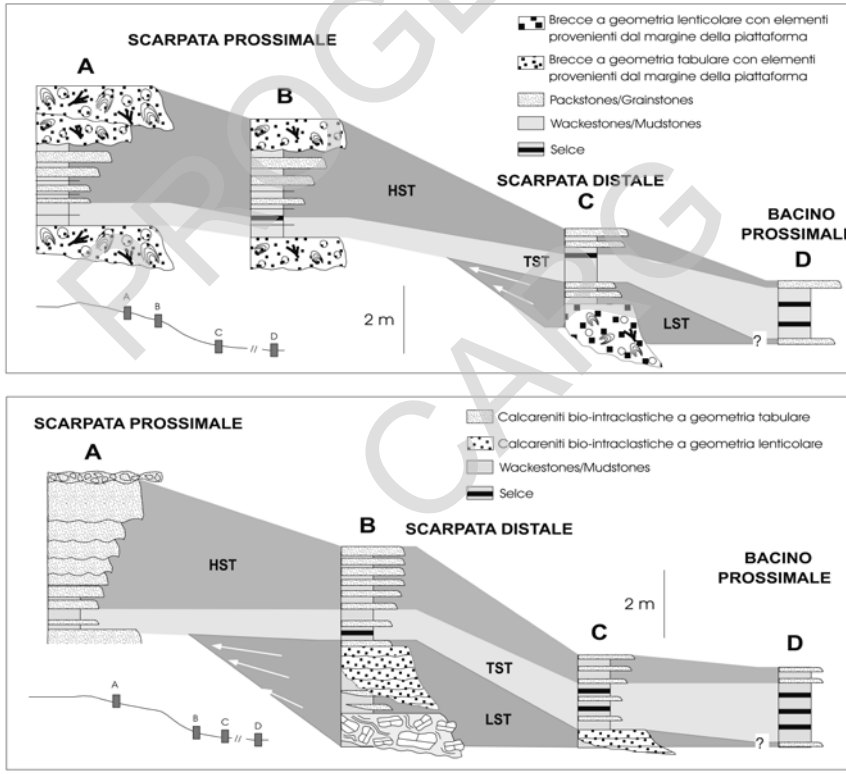


Fig. 15 - *Organizzazione interna di unità stratigrafico sequenziali a piccola scala, costituite da prevalenti brecce con elementi provenienti dal margine della piattaforma e da prevalenti apporti calcarenitici. Le colonne sono ubicate in un profilo deposizionale schematico (non in scala). Si noti la marcata asimmetria nell'architettura dei cicli e la mancanza del LST in corrispondenza della scarpata prossimale.*

PROGETTO CARG

Gli affioramenti presenti nel Foglio "Sulmona" offrono una buona opportunità per la suddivisione stratigrafico-sequenziale delle successioni mesozoiche nell'ambito della piattaforma Laziale abruzzese. Oltre a registrare quasi interamente il record stratigrafico mesozoico, in questo foglio è, infatti, possibile ricostruire e osservare le relazioni verticali e laterali tra le successioni dei diversi ambienti tra piattaforma e bacino.Aree chiave per l'osservazione delle geometrie deposizionali sono la Montagna del Morrone e la terminazione settentrionale della Montagna Grande e l'area di Roccapreturo; aree chiave per l'osservazione delle *litofacies* e la misura di *log* stratigrafici continui per gran parte del mesozoico affiorante nel foglio in questione sono, tra gli altri, la dorsale del Morrone, il Monte Plaie, Serra Rufigno e il versante orientale del Monte Mentino.

PROGETTO CARG

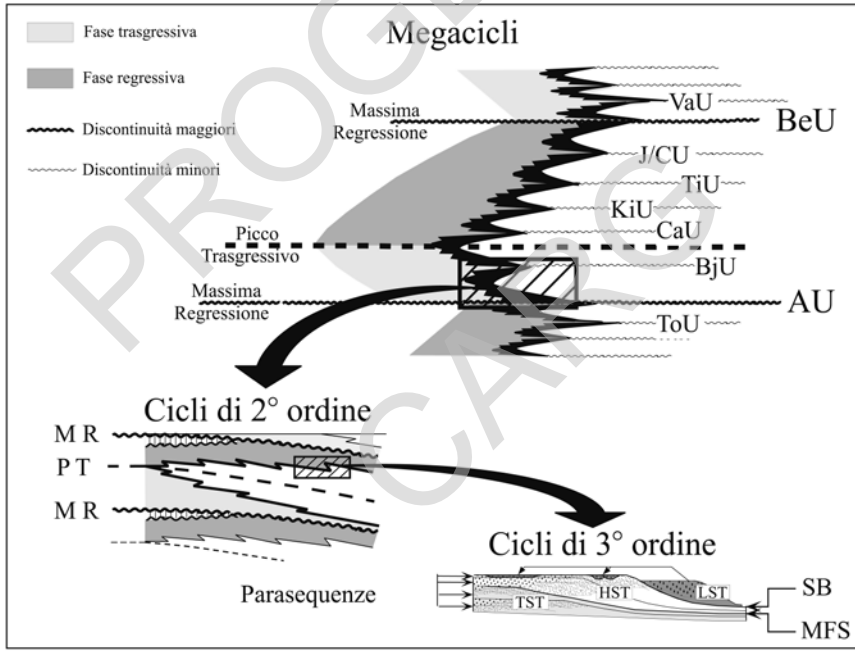


Fig. 16 - *Gerarchia e tipi di cicli riconosciuti nell'ambito delle successioni mesozoiche abruzzesi. Il Megaciclo rappresenta la ciclicità a più lungo termine riscontrata nelle serie esaminate ed è, in termini temporali, l'equivalente dei cicli di 1° ordine degli autori. In questo lavoro, si è preferito utilizzare il termine informale di megaciclo in quanto la definizione di cicli di 1° ordine è basata anche sull'analisi delle variazioni a lungo termine dello spazio disponibile e questo tipo di analisi non è stata affrontata in questo studio. Le tendenze stratigrafiche all'interno dei Megacicli sono definite dallo stile d'impilamento (progradante, aggradante o retrogradante) di cicli di secondo ordine che a loro volta sono definiti di sequenze deposizionali che si sovrappongono con differenti tendenze.*

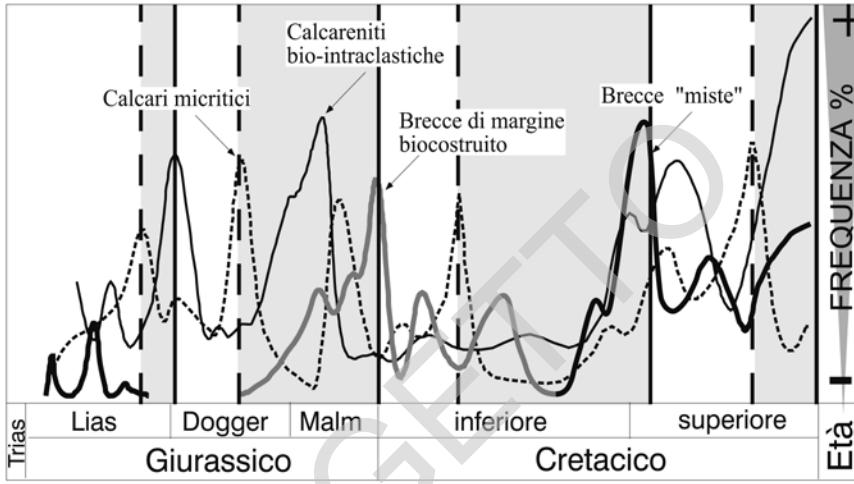


Fig. 17 - *Frequenza relativa e distribuzione cronostratigrafica delle tre componenti litologiche principali in ambiente di scarpata tra il Lias e il Cretacico.*

3.1. - Megaciclo del Retico - Toarciano sommitale (TR1).

Nell'ambito del Foglio "Sulmona" i termini di appartenenti a tale megaciclo sono rappresentati dalle formazioni del *calcare massiccio* e dei *calcari a Palaeodasycladus*, affioranti in corrispondenza della Valle del Sagittario e alla base della dorsale del M. Morrone, per quanto riguarda le successioni di piattaforma; dalle formazioni della *corniola*, del *verde ammonitico* e delle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* per le aree di piede di scarpata-bacino, mentre sono del tutto assenti successioni di margine riferibili a questo megaciclo.

3.1.1. - *Fase trasgressiva e picco trasgressivo*

I termini più antichi affioranti riferibili alla fase trasgressiva di questo Megaciclo corrispondono al *calcare massiccio*. L'organizzazione verticale è definita dall'alternanza tra *facies* subtidali, intertidali e supratidali, con netta prevalenza e maggior sviluppo delle *facies* subtidali, mentre quelle intertidali sono generalmente poco sviluppate. Tali *facies* sono organizzate in cicli *shallowing upward* a scala metrica e plurimetrica caratterizzati solitamente dalla diretta sovrapposizione dell'intervallo supratidale su quello subtidale, indicando una emersione diretta di quest'ultimo (cicli diagenetici). Lo spessore degli strati, i tassi deposizionali relativamente elevati (dell'ordine di 80m/Ma), l'architettura e l'organizzazione dei cicli base che costituiscono l'ossatura della formazione del *calcare massiccio* e la geometria a grande scala, permettono di attribuire a

PROGETTO CARG

tale formazione un carattere generalmente aggradante, anche se al suo interno possono essere riconosciute tendenze stratigrafiche retrogradanti e aggradanti a più corto termine (es. Bigozzi, 1994).

A partire dal Lias medio (Pliensbachiano), le condizioni che hanno caratterizzato in modo uniforme lo sviluppo della piattaforma del *calcare massiccio* variano e, per la prima volta nell'ambito delle aree rilevate, s'individuano ambienti di scarpata e bacino rappresentati, rispettivamente, dalle unità dei *calcari bioclastici "inferiori"* e della *corniola*. In realtà, in affioramenti ristretti (area del Sagittario), *facies* assimilate alla *corniola* hanno mostrato anche un'età del Sinemuriano superiore (Civitelli *et alii*, 1987), attestando che l'affogamento del *calcare massiccio* può essere, almeno localmente, più antico del Pliensbachiano. Il brusco contatto tra le *facies* di piattaforma del Lias inferiore e quelle di scarpata e bacino del Lias medio, unitamente alla presenza di blocchi di grandi dimensioni (megabrecce) costituiti da litologie assimilabili al *calcare massiccio* e intercalati nella parte basale della *corniola* (area Sagittario), suggeriscono che l'affogamento del *calcare massiccio* sia legato a faglie sinsedimentarie la cui attività sarebbe da riferire almeno all'inizio del Pliensbachiano.

La tendenza trasgressiva di questo Megaciclo persiste e culmina durante il Lias superiore (Toarciano *p.p.*) con la parte inferiore e media del *verde ammonitico* che corrisponde ad un intervallo generalmente sottoalimentato e caratterizzato da marne-calcaree grigie intensamente bioturbate (impronte di fucoidi e *Cancellophycus*) e ricche in ammoniti (generalmente piuttosto rare nelle successioni laziali-abruzzesi). Sulla base delle determinazioni di Galli *et alii* (1987), le ammoniti hanno permesso di riferire il picco di trasgressione alla zona d'ammoniti a *Bifrons*.

3.1.2. - *Fase regressiva*

Si sviluppa nella parte alta del Lias superiore e si presenta estremamente ridotta in spessore sia nelle aree di piattaforma che in quelle bacinali. Nelle aree di piattaforma, la fase regressiva è costituita dalla parte sommitale dei *calcari a Palaeodasycladus* che mostrano superfici di esposizione subaerea e strutture da disseccamento sempre più frequenti verso il tetto della formazione.

Nelle aree di scarpata prossimale, l'uniformità dei caratteri litologici dell'unità dei *calcari bioclastici "inferiori"*, maschera la tendenza stratigrafica e sedimentologica che risulta difficilmente individuabile. Tuttavia, superiormente al picco trasgressivo, si nota un notevole incremento degli apporti biodetritici, assimilabile ad una fase a lungo termine di maggiore esportazione dalla piattaforma. Spostandosi verso il bacino, le alternanze tra intervalli dominati dalla componente micritica e quelli dominati dalla componente bio-intra detritica più o meno grossolana sono ben visibili ed evidenziano periodiche variazioni nella quantità di materiale esportato. La tendenza verticale è marcata dalla

PROOF CARS

diminuzione in spessore e frequenza degli intervalli micritici e dall'aumento degli intervalli caratterizzati da apporti bio-intradetritici. Anche nelle aree di scarpata distale e in quelle di bacino prossimale, la tendenza stratigrafica e sedimentologica è definita dal progressivo aumento in frequenza della componente detritica (ooidi e peloidi) e biodetritica (frammenti di echinodermi, di coralli e di bivalvi), rispetto agli intervalli micritici o calcarenitici più fini. Le successioni risultano così organizzate in cicli in cui gli eventi detritici aumentano progressivamente in frequenza e spessore verso l'alto (parte inferiore delle *calcareniti a radiolari e resti filamentosi*). In aree bacinali, non si osservano sensibili variazioni litologiche, probabilmente a causa di una generale condizione di sottoalimentazione tipica del *verde ammonitico*, anche se è sempre riscontrabile l'aumento della componente bio-intra detritica in corrispondenza della parte superiore di questa unità.

3.2. - Megaciclo del Toarciano sommitale-Berriasiano inferiore (TR_2)

Affiora nelle aree del M. Morrone (Foglio "Sulmona"), M. Bolza, (Foglio "Torre de' Passeri") M. Pettino, Barisciano (Foglio "L'Aquila") e si estende dal Toarciano sommitale sino al Berriasiano inferiore.

3.2.1. - *Limite inferiore*

Nell'ambito del Foglio "Sulmona", tale limite è osservabile in tutti i vari ambienti presenti nel Foglio "Sulmona", dalla piattaforma alla base della scarpata.

In piattaforma, alla base della successione di Morrone di Pacentro, tale discontinuità ricade all'interno di un intervallo caratterizzato da calcari marnosi verdastri e da superfici di esposizione subaerea, cui fanno seguito un intervallo tipico ad ooliti ferruginose. Queste sono solitamente osservabili alla base della *unità oolitica*. E' possibile che, almeno in piattaforma, il limite in questione sia associato ad uno *hiatus* deposizionale non documentabile, tuttavia, da un punto di vista biostratigrafico.

In ambienti di scarpata prossimale, tale limite è rappresentato da una superficie netta, arrossata, con cavità riconducibili a perforazioni di organismi, posta al tetto di *facies* micritiche e bio-litoclastiche di scarpata distale del Lias superiore e riferibili alla parte inferiore dell'unità del *verde ammonitico - calcari e marne a posidonia*. Superiormente, e localmente in discordanza angolare, sono presenti *facies* ricche in ooliti ferruginose, cui si alternano marne calcaree rossastre e verdastre (Colle dei Sambuchi) assimilate all'*unità oolitica* e attribuite al Toarciano sommitale per la presenza *G. cayeuxi* (A in fig.18).

In altre zone (Colle della Paglia), il limite inferiore di tale ciclo è posto

PROGETTO CARG

in corrispondenza di una breccia costituita da clasti centimetrici più o meno arrotondati, intercalata tra le *facies* micritiche e detritiche della parte inferiore del *verde ammonitico - calcari e marne a posidonia* e quelle ad ooliti ferruginose appartenenti alla base della fase trasgressiva del Megaciclo del Dogger-Malm (B in fig. 18).

In ambienti di base di scarpata, bacino prossimale (es. Introdacqua), il limite in questione è marcato dal brusco passaggio da un intervallo spesso qualche decina di metri, costituito da banconi bio-litoclastici, corrispondenti alla fase progradante del Megaciclo sottostante e *facies* essenzialmente micritiche ricche in lamellibranchi pelagici e livelli di selce, appartenenti alla fase trasgressiva del Megaciclo in questione (C in fig. 18). In quest'area, i suddetti elementi ricado tutti all'interno dell'unità del *verde ammonitico - calcari e marne a posidonia*.

3.2.2. - *Fase trasgressiva e picco di trasgressione*

In ambiente di piattaforma, la tendenza trasgressiva a lungo termine è espressa dall'aumento in frequenza e spessore delle intercalazioni oolitiche all'interno di *facies* di piattaforma interna. Tale tendenza caratterizza tutta la parte superiore del membro inferiore dell'*unità calcareo - dolomitica* e culmina in corrispondenza della biozona a *S. variabilis*, tra il tetto della subzona a *S. donzelli* e la base della biozona a *P. salernitana*. Considerando che non si registrano variazioni nelle associazioni che colonizzano le aree di margine durante lo sviluppo della fase trasgressiva di questo Megaciclo, l'aumento in frequenza degl'intervalli oolitici suggerisce che condizioni a circolazione ristretta vengono progressivamente sostituite da condizioni definite da una circolazione più aperta e ad energia più elevata, traducendo un processo di retrogradazione degli ambienti; sulla base di questi elementi il picco trasgressivo di questo Megaciclo è stato posto in corrispondenza della massima frequenza delle intercalazioni oolitiche all'interno dell'*unità calcareo - dolomitica*.

In aree prossime al margine, l'intervallo correlabile al picco trasgressivo di tale ciclo ricade all'interno dei Calcari a echinodermi e coralli della biozona a Protopeneroplis striata, dove l'uniformità litologica e micropaleontologica non permettono, allo stato attuale delle conoscenze, un suo migliore posizionamento litostratigrafico.

In aree di scarpata prossimale, la base di questa fase trasgressiva è costituita da livelli di calcareniti gradate con lumachelle a brachiopodi. Alla base degli strati, i brachiopodi sono generalmente ben conservati ed orientati, mentre nella parte superiore degli strati, si presentano generalmente in frammenti e dispersi in un *grainstone*, più raramente *packstone*, ad ooidi, peloidi e bioclasti. Intercalati a questi eventi, probabilmente riferibili a tempestiti, sono presenti argille marnose verdi o giallastre, che rappresentano una diminuzione del tasso di sedimentazione. Verso l'alto, i livelli con lumachelle a brachiopodi scompaiono e vengono sostituiti da un'alternanza di *grainstones* e *packstones* oolitici, ferruginosi, rosati

PROGETTO CARG

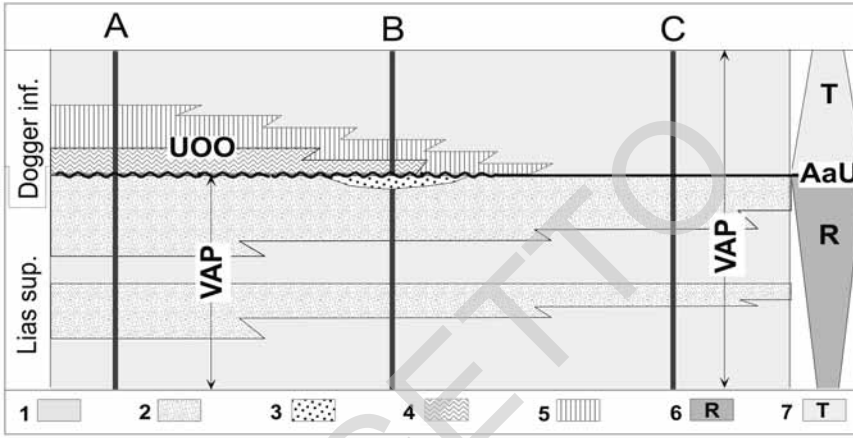


Fig. 18 - *Ricostruzione schematica dei rapporti stratigrafici tra il Lias sup. e il Dogger basale, tra la scarpata e il bacino e relativa interpretazione sequenziale a lungo termine.*
1= micriti e calcareniti fini; 2= calcareniti bio-litoclastiche del Lias sup.; 3= brecce; 4= ooliti ferruginose; 5= calcareniti bio-litoclastiche del Dogger basale; 6= fase regressiva del Megaciclo del Retico-Toarciano; 7= fase trasgressiva del Megaciclo del Dogger-Malm; VAP= unità del verde ammonitico - calcari e marne a Posidonia; UOO= unità oolitica; AaU= discontinuità dell'Aaleniano.

PROGETTO CARG

e *grainstones* e *packstones* bioclastici bianchi o grigiastri contenenti frammenti di crinoidi, radioli di echinidi, rostri di belemniti e spicole di spugna. Alternate a questi livelli sono presenti argille marnose generalmente rossastre contenenti echinidi e ammoniti probabilmente rimaneggiate. Verso l'alto, i *grainstones* e i *packstones* bioclastici bianchi o grigiastri diventano sempre più frequenti, mentre scompaiono i livelli calcarenitici ferruginosi e quelli argilloso-marnosi rossastri. Alcuni livelli di brecce ad elementi calcarei centimetrici e a spigoli vivi, in matrice di *packstone*, s'intercalano a più livelli salendo lungo la successione, sottolineando la presenza di ciclicità di ordine superiore (secondo e terzo ordine). A più grande scala, si osserva una generale diminuzione dello spessore e della granulometria degli strati calcareo-detritici e l'aumento in frequenza e spessore degli intervalli dominati da micritici beiges con lamellibranchi pelagici (*filaments*), indicando una tendenza alla diminuzione nella quantità di materiali esportati dalla piattaforma.

In altre aree, dove già sussistevano condizioni bacinali più o meno distali, la fase trasgressiva di tale ciclo è caratterizzata dall'alternanza tra micriti a *filaments* e livelli di selce (parte superiore del *verde ammonitico-calcari e marne a posidonia*). La tendenza alla diminuzione nella quantità di materiale esportato è sottolineata dalla diminuzione dello spessore dei livelli micritici e dall'aumento in frequenza dei livelli di selce verso l'alto che, localmente, può raggiungere il rapporto 1/1. In corrispondenza di tali intervalli è stato posto il picco di trasgressione.

3.2.3. - *Fase regressiva*

In piattaforma, è rappresentata da gran parte dell'*unità calcareo - dolomitica* (a partire dall'intervallo sommitale del membro inferiore) e dagli intervalli basali dei *calcari ciclotemici a gasteropodi*. La tendenza regressiva a lungo termine è definita dal progressivo aumento in frequenza delle *facies* lagunari intertidali rispetto a quelle ad alta energia. Verso l'alto, queste ultime tendono a scomparire, mentre diventano sempre più frequenti i livelli brecciati e le superfici di esposizione subaerea associate a periodi di emersione più o meno prolungati (membro superiore dell'*unità calcareo - dolomitica* e parte inferiore dei *calcari ciclotemici a gasteropodi*).

In ambiente di margine, la fase regressiva di questo Megaciclo comprende la parte superiore dei *calcari a echinodermi e coralli*, ai *calcari a ellipsactinie* e la parte inferiore dei *calcari a coralli e diceratidi*. Queste unità sono caratterizzate da spessi e massivi corpi progradanti a stratificazione indistinta, caratterizzati da *grainstones* e *rudstones* bioclastici, con frammenti di stromatoporidi, spugne e coralli, gasteropodi, spine di echinoidi e *boundstones* a coralli di aspetto cristallino e frequenti ellipsactinie anche di considerevoli dimensioni.

Procedendo verso il bacino tali depositi assumono un maggior carattere detritico e i singoli corpi progradanti risultano più facilmente distinguibili, anche per la presenza di livelli granulometricamente più fini intercalati agli spessi *rudstones* bioclastici e brecce, frequentemente amalgamati tra loro (*calcari bioclastici "inferiori"* e *calcari a radiolari e resti filamentosi*). Questi ultimi caratterizzano la parte sommitale della fase regressiva ed esprimono la massima progradazione del margine verso il bacino. Essi mostrano clasti centimetrici in cui sono facilmente riconoscibili frammenti di ellipsactinie, di coralli, di bivalvi, di lamellibranchi, di gasteropodi ed elementi di crinoidi. I corpi brecciati con clasti in cui sono ancora riconoscibili i frammenti di ellipsactinie possono ritrovarsi intercalati a *facies* di piede di scarpata/bacino prossimale anche a distanze rilevanti (tra i 10 e i 20 km) dalla coeva piattaforma.

In aree di scarpata distale-bacino prossimale, la granulometria dei banconi progradanti diminuisce e, benché i clasti siano sempre grossolani, i frammenti di ellipsactinie non sono più visibili direttamente o diventano estremamente rari. In queste aree, la fase regressiva è riconoscibile per il progressivo aumento della componente detritica, costituita da *packstones* e *rudstones* bio-intraclastici e dall'ispessimento verso l'alto degli strati (*calcari a radiolari e resti filamentosi* e *calcari diasprini detritici*). Localmente, *facies* canalizzate e depositi gravitativi in massa si intercalano alla "normale" sedimentazione di scarpata *s.l.*

4. - MEGACICLO DEL BERRIASIANO SUPERIORE-CENOMANIANO INFERIORE (TR3)

La migliore definizione biostratigrafica, nonché l'ampia estensione areale dei termini cretacici affioranti nei fogli rilevati permettono una definizione più

PROGETTO CARG

dettagliata di questo Megaciclo e degli elementi che lo costituiscono. Esso si estende dalla parte superiore del Berriasiano fino al Cenomaniano inferiore.

4.1.1. - *Limite inferiore*

In ambiente di piattaforma interna, il passaggio tra il Megaciclo del Toarciano sommitale-Berriasiano inferiore e quello del Berriasiano superiore-Cenomaniano inferiore è mal definito a causa dei limitati affioramenti e della loro limitata accessibilità: le successioni contenenti il limite inferiore di tale Megaciclo affiorano nei settori meridionali della dorsale del M. Morrone. Tali condizioni non hanno permesso la precisa individuazione del limite in questione. Tuttavia, esso dovrebbe ricadere in corrispondenza della parte sommitale dell'*unità calcareo - dolmitica* (tetto della zona a *C. jurassica*), o più probabilmente in corrispondenza degli intervalli basali dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* (base della zona a *F. salevensis* e *S. annulata*). In prossimità del passaggio tra queste due formazioni sono state osservate, infatti, livelli nerastri o arrossati riconducibili ad eventi di emersione della piattaforma.

Spostandosi verso le aree di margine, nei livelli basali dei *calcari a coralli e diceratidi* (zona a *L. aggregatum*), tale limite si identifica con la base di un corpo di brecce policrome a clasti centimetrici neri, rossastri e beiges, immersi in una matrice micritica avana, derivati dall'erosione di depositi lagunari esposti durante l'emersione. I clasti beiges sono riferibili a frammenti di *mudstones*/*wackestones* di piattaforma interna, mentre quelli neri (*black pebbles*) e quelli rossastri (*calcretes*) sono riferibili a livelli emersivi. Questo tipo di breccia/conglomerato ad intraclasti si ritrova solitamente al di sopra di discontinuità maggiori associate ad importanti fasi emersive della piattaforma.

In ambienti di scarpata prossimale, il limite inferiore di tale ciclo ricade all'interno di *facies* grossolane tra il tetto dei *calcari bioclastici "inferiori"* e delle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* e la base dei *calcari cristallini a echinodermi e coralli*. Le *facies* della fase regressiva del ciclo precedente, oltre che alla granulometria generalmente più grossolana e alla presenza di frammenti di ellipsactinie, sono organizzate in corpi spessi e molto spessi ai quali si alternano pacchi di strati costituiti da calcareniti bio-intraclastiche, mentre le *facies* grossolane della fase trasgressiva, oltre a presentare una granulometria generalmente più fine e la quasi assenza di frammenti di ellippsactinie, sono organizzate in corpi spessi ai quali si alternano pacchi strati costituiti da *mudstones*, *wackestones* a *Calpionellidae* riferibili all'unità della *maiolica detritica*. Queste ultime hanno fornito associazioni riferibili alla biozona a *Calpionellopsis*, *Calpionellites* e *L. aggregatum*, mentre quelle immediatamente sottostanti al limite in questione hanno mostrato associazioni riferibili alla biozona *Crassicollaria*, *Calpionnella*, *L. aggregatum* e *T. morronensis*. Sulla base di questi dati è possibile attribuire al limite inferiore di questo Megaciclo un'età compresa tra la parte inferiore e quella superiore del

PROGETTO CARG

Berriasiano. In alcune aree, (es. M. Rotondo) sono evidenti i rapporti di *onlap* della base della *maiolica detritica* sui termini biodetritici grossolani della fase regressiva del megaciclo sottostante; in queste aree l'*onlap* registra una lacuna sedimentaria che si estende dal Titonico superiore al Berriasiano superiore.

In aree più distali della scarpata, alle brecce progradanti della fase regressiva del Megaciclo del Toarciano sommitale-Berriasiano inferiore, possono sovrapporsi *facies* bioclastiche fini (intervallo detritico superiore dei *calcari diasprini detritici*), oppure direttamente micriti più o meno "pulite" del Berriasiano superiore (*maiolica detritica*).

4.1.2. - *Fase trasgressiva e picco di trasgressione*

In tutti gli ambienti, dalla piattaforma al bacino, la tendenza a lungo termine di questa fase trasgressiva è definita da un generale carattere aggradante, anche se al suo interno, come per gli altri Megacicli possono essere riconosciute tendenze retrogradanti e progradanti a più corto termine, riferibili a ciclicità di ordine superiore (secondo).

In piattaforma, la sedimentazione è rappresentata da una spessa successione di calcari ciclotemici costituiti dall'alternanza tra *facies* subtidali, intertidali, con periodiche intercalazioni di *facies* supratidali (*calcari ciclotemici a gasteropodi*). L'uniformità dei caratteri sedimentologici indica la presenza costante di condizioni deposizionali simili, mentre la frequenza con cui questi caratteri si ripetono indica la chiara presenza di ciclicità di ordine inferiore (3°, 4°, 5° ordine). Verso il tetto della successione, l'intercalazione di *facies* sabbiose suggerisce la presenza di ambienti ad energia più elevata. In corrispondenza di tali intervalli, databili tra l'Hauteriviano superiore e il Barremiano inferiore, è stato posto il picco trasgressivo di questo ciclo.

In corrispondenza del margine della piattaforma, sopra alla discontinuità di base, la fase trasgressiva a lungo termine è caratterizzata dallo sviluppo di nuovi margini biocostruiti dominati da coralli, ma poveri in ellipsactinie (*calcari a coralli e diceratidi*). L'organizzazione, le geometrie (quando visibili) e la scarsità di apporti detritici all'interno dei coevi depositi di scarpata provenienti da questo margine, suggeriscono uno sviluppo a carattere generalmente aggradante per il margine in questione. L'uniformità litologica e la qualità degli affioramenti, non sempre adeguata ad un'analisi di *facies* di dettaglio, non hanno favorito il posizionamento del picco di trasgressione di tale Megaciclo all'interno degli ambienti di margine.

In ambiente di scarpata-bacino, la fase trasgressiva di questo ciclo si realizza essenzialmente in due stadi principali, caratterizzati da una netta differenza nell'organizzazione delle successioni stratigrafiche e nel loro stile d'impilamento. Il primo, databile tra il Berriasiano superiore e il Valanginiano inferiore, è caratterizzato da spessi *rudstones*, *packstones* grossolani, e *floatstones* bioclastici a prevalenti frammenti di echinodermi, bivalvi e coralli. Questi rappresentano fasi

PROGETTO CARG

regressive di cicli di ordine minore (secondo ordine) che modulano gli stadi iniziali della fase trasgressiva a lungo termine. Ad essi s'intercalano livelli più o meno spessi di *wackestones* a *Calpionellidae* che aumentano in spessore e frequenza verso l'alto, dando all'intero intervallo una tendenza a carattere retrogradante.

In corrispondenza del secondo stadio, databile tra il Valanginiano superiore e l'Hauteriviano *p.p.*, dominano le condizioni pelagiche rappresentate essenzialmente da *mudstone* e *wackestones* a radiolari e rari foraminiferi planctonici e in minor misura da *packstones* bioclastici. Tali caratteristiche ben si accordano con la tendenza aggradante del coevo margine dei *calcari a coralli e diceratidi*.

A partire dall'Hauteriviano *p.p.*, si assiste al graduale ritorno delle *facies* francamente detritiche che chiudono la sedimentazione della *maiolica detritica* e che appartengono già alla fase regressiva a lungo termine di tale ciclo. Negli ambienti di scarpata-bacino, il picco di trasgressione del ciclo del Cretacico inferiore è quindi posto in corrispondenza dell'intervallo più micritico della *maiolica detritica*, che ricade circa in corrispondenza della parte superiore dell'Hauteriviano.

4.1.3. - *Fase regressiva*

In piattaforma tale fase regressiva è caratterizzata inizialmente dalla progradazione degli ambienti di piattaforma interna dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* sul margine biocostruito dei *calcari a coralli e diceratidi*. Successivamente, essa è espressa dall'impilamento di *facies* di piattaforma interna che variano dal subtidale al continentale (*calcari e marne a Salpingoporella dinarica - calcari ciclotemici a requienie*). Lo sviluppo a lungo termine di questa fase regressiva è caratterizzata dalla periodica intercalazione d'importanti eventi emersivi, come ad esempio quello della parte superiore dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* del Barremiano superiore *p.p.*, quello all'interno dei *calcari e marne a Salpingoporella dinarica* dell'Aptiano, accompagnato anche dalla presenza di brecce a clasti neri, e da quelli della parte superiore dei *calcari ciclotemici a requienie* dell'Albiano inferiore che culminano nel I° livello Bauxitico.

Intercalati a questi eventi a carattere regressivo, ne sono presenti altri di natura trasgressiva, durante i quali, ad esempio, si assiste al grande sviluppo di ambienti di retromargine, dominati da *floatstones* in matrice di *mudstones-wackestones* con ricche faune a rudiste, gasteropodi e ostreidi (*floatstones* a caprotine, calcari a requienie, caprotine e ostreidi e livelli a requienidi a varie altezze). La presenza e l'alternanza di eventi trasgressivo-regressivi, lungo la fase regressiva a lungo termine, riflettono una ciclicità di ordine inferiore (secondo e terzo).

Durante questa fase regressiva, in corrispondenza del margine della piattaforma si assiste ad un profondo cambiamento della fisiografia del margine e del tipo di organismi biocostruttori. Le biocostruzioni a coralli, seppure sempre presenti, colonizzano soltanto porzioni limitate del fronte della piattaforma e i margini biocostruiti di tipo orlato si trasformano in margini sabbiosi di tipo *open shelf*, in

cui dominano *facies* granulo-sostenute di alta energia. Le rudiste rappresentano i nuovi organismi "costruttori" che colonizzano e dominano tali margini. Il passaggio tra questi due diversi tipi di margine produce un cambiamento nella dinamica della piattaforma che si traduce nella maggiore sensibilità alle variazioni della circolazione, nella facilità e nella frequenza degli scambi con il mare aperto e in spostamenti laterali degli ambienti deposizionali più rapidi e di maggiore entità. Queste condizioni favoriscono la presenza di *facies* di alta energia in ambienti in cui dominavano *facies* di laguna ristretta e la conseguente migrazione degli ambienti della piattaforma. Grazie a questo cambiamento, *facies* intertidali granulo-sostenute di alta energia possono spingersi anche all'interno degli ambienti più protetti della piattaforma.

In corrispondenza della scarpata, durante le prime fasi di progradazione della fase regressiva in questione, si osserva il progressivo ritorno di *facies* bio-intraclastiche che costituiscono il tetto della *maiolica detritica*. Gli stadi successivi di questa fase regressiva sono rappresentati dalla messa in posto di spessi corpi canalizzati di brecce costituite da *rudstones* bioclastici a frammenti di rudiste, echinodermi, coralli, briozoi, spugne, orbitolinidi e clasti a spigoli vivi di selce (*calcareniti e calciruditi a fucoidi p.p.*). Tra i clasti, che raggiungono dimensioni centimetriche e che spesso mostrano anche contatti suturati, si riconoscono litotipi assimilabili sia alla piattaforma interna ma anche a *facies* pelagiche riferibili probabilmente ai livelli più alti della *maiolica detritica*. In alcuni settori della scarpata, questi eventi di brecce poggiano direttamente sugli intervalli inferiori della *maiolica detritica*, corrispondenti alla fase trasgressiva di questo ciclo. In questi casi, la superficie di contatto tra le brecce e le *facies* più o meno micritiche della *maiolica abruzzese*, corrisponde ad un'importante discontinuità erosiva. Ai diversi episodi di brecce della parte superiore della fase regressiva, possono intercalarsi pacchi, da metrici a decametrici, di calcareniti bioclastiche saccaroidi e *wackestones* a foraminiferi, che rappresentano elementi attribuibili ad una ciclicità di ordine inferiore.

4.2. - Megaciclo della parte media del Cenomaniano - ?Daniano basale (TR_4)

4.2.1. - *Limite inferiore*

Negli ambienti di piattaforma presenti nelle aree rilevate, il limite inferiore di tale Megaciclo è rappresentato dal *I° orizzonte bauxitico*, che corrisponde ad un'importante e prolungata fase emersiva a scala regionale, che interrompe temporaneamente il record stratigrafico tra l'Albiano medio e il Cenomaniano *p.p.* Tale limite corrisponde alla base dei *calcari intrabauxitici*, databile della parte media del Cenomaniano e segna il ritorno della sedimentazione in aree di piattaforma. In aree di scarpata-bacino prossimale, tale limite può essere posto al tetto delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi*, anch'esso attribuibile al tetto del Cenomaniano inferiore. In fig. 19 è riportata la ricostruzione dei rapporti

PROGETTO CARG

stratigrafici e geometrici a cavallo del limite inferiore di questo Megaciclo, in corrispondenza della terminazione settentrionale della M. Grande (Foglio "Sulmona"; area B), dove affiorano *facies* di scarpata tra il Dogger e l'Eocene medio. Da questa ricostruzione si osserva che i membri dei *calcari cristallini* del Cretacico superiore, appartenenti al Megaciclo in questione, poggiano in *onlap* su una discontinuità maggiore che, nelle aree più sud-orientali, registra una lacuna a lungo termine.

4.2.2. - *Fase trasgressiva e picco di trasgressione*

In ambiente di piattaforma, al di sopra del *I° orizzonte bauxitico*, l'evoluzione trasgressiva a lungo termine è definita dal progressivo ma discontinuo ritorno della sedimentazione, come dimostrato dagli orizzonti bauxitici (II° e III°) e, più in generale, da superfici d'emersione presenti a più livelli stratigrafici. La tendenza trasgressiva si accentua verso l'alto come indicato dalla sovrapposizione di depositi di margine della formazione dei *calcari bioclastici a ippuriti e coralli*, sulle *facies* di piattaforma interna dei *calcari a radiolitidi*. Nell'ambito del Foglio "Sulmona" questa situazione è osservabile esclusivamente nei settori sud-orientali, in corrispondenza di Colle S. Leopardo. Più a sud-ovest, in corrispondenza di Colle Mitra, le calcareniti cristalline del Cretacico sommitale si sovrappongono mediante uno *hiatus* a lungo termine direttamente sui termini del Cretacico superiore di piattaforma interna.

In ambiente di scarpata, la base di questa fase trasgressiva è marcata da importanti eventi di brecce che spesso si amalgano con quelli della fase regressiva sottostante. Procedendo verso l'alto, la tendenza si accentua come indicato dalla diminuzione della granulometria e dello spessore di tali eventi detritici e dall'aumento della frequenza e dello spessore dei livelli micritici a planctonici, o granulometricamente più fini, e dei livelli di selce, assimilabili alla *scaglia detritica*. Le *facies* micritiche raggiungono il loro massimo sviluppo durante il Campaniano, dove è stato posto il picco trasgressivo di questo Megaciclo.

4.2.3. - *Fase regressiva*

Non è documentabile né in ambiente di piattaforma né in quello margine a causa della discontinuità al tetto di questo Megaciclo che tronca le successioni di questi ambienti, generalmente al di sotto del picco di trasgressione. Essa risulta pertanto documentabile soltanto in ambienti che vanno dalla scarpata al bacino.

Gli intervalli inferiori sono caratterizzati dal progressivo aumento in frequenza e granulometria degli strati bio-intradetritici rispetto a quelli pelagici a planctonici, comunque sempre presenti. Superiormente, e in corrispondenza dei settori più prossimali della scarpata, è presente un orizzonte con *packstones*, *rudstones* bioclastici e *floatstones* a rudiste. Le rudiste, presenti anche in individui

PROGETTO CARG

interi, mostrano associazioni riferibili a un generico Santoniano-Campaniano. La base di questo orizzonte è spesso erosiva e può troncare la successione sottostante a vari livelli stratigrafici. La tendenza regressiva continua per gran parte del Maastrichtiano, con la messa in posto di brecce, *rudstones* e *packstones* biodetritici saccaroidi (*calcari cristallini*).

4.2.4. - *Limite superiore*

Nella maggior parte delle aree rilevate, il limite superiore di tale ciclo corre al tetto delle *facies* detritiche più o meno grossolane dei termini maastrichtiani dei *calcari cristallini*. Al loro tetto, attraverso una lacuna erosiva di lunga durata, si sovrappongono vari termini terziari, tra cui, più frequentemente, le *calcareniti a nummuliti e discocycline* del Paleocene superiore. La presenza locale di un orizzonte a *wackestones* e *packstones* a foraminiferi planctonici di età ancora maastrichtiana, intercalato tra le *facies* detritiche dei *calcari cristallini* e la suddetta discontinuità, pone qualche dubbio sulla reale posizione cronostratigrafica del limite di tale Megaciclo. La mancanza di successioni continue tra il Maastrichtiano e il Paleocene inferiore non permette infatti di precisare se l'orizzonte "micritico" maastrichtiano rappresenti l'ultimo evento trasgressivo d'ordine minore all'interno della tendenza regressiva a lungo termine, oppure se si tratti dell'inizio della tendenza trasgressiva a lungo termine di un nuovo ciclo tardo cretacico-terziario.

5. - STRATIGRAFIA FISICA DEI DEPOSITI TERRIGENI TERZIARI (C.Morelli & G.B. Ori)

L'attività tettonica compressiva legata alla formazione della catena ha prodotto durante il riempimento dell' avanfossa adriatico- appenninica una serie di sequenze deposizionali (Cantalamessa *et alii*, 1986) che sono facilmente databili nelle zone di bacino, dove però sono difficilmente distinguibili (Ori *et alii*, 1991). Ai bordi del bacino queste sono invece ben visibili poichÈ si appoggiano alle sequenze precedenti con forti superfici erosive e discordanze angolari. In queste zone, però la loro databilità è inficiata dalle *facies* prevalentemente paraliche e costiere.

La base della successione terrigena, prevalentemente torbiditica e di mare profondo, è stata individuata da Ori *et alii* (1991) con un limite di sequenza (*sequenza M*) che poggia sui depositi di rampa e sui depositi evaporitici del Messiniano inferiore. Questa sequenza, è formata da depositi torbiditici della *Formazione della Laga*, dalle *argille del Cigno* (incluso il *membro di Alanno*) e dai *conglomerati di San Valentino*. La base della sequenza è ben individuata da questi ultimi conglomerati che poggiano sulla *Formazione Gessoso Solfifera*. La loro età è certamente ascrivibile al Pliocene inferiore ed essi riposano sulla discordanza alla base della *sequenza M* che si è formata al limite tra Messiniano

PROGETTO CARG

inferiore e superiore. In via ipotetica, dunque, la parte bassa dei *conglomerati di san Valentino* potrebbe essere di età Messiniana, anche se non esistono evidenze dirette. D'altra parte è possibile che il limite della sequenza abbia una età decisamente più vecchia dei depositi che lo sovrastano e che siano, dunque, separati da un periodo di non deposizione. Il limite M è tracciabile al di sotto delle *argille del Cigno* e del *membro di Alanno*. Quest'ultimo rappresenta dei corpi di delta - conoide che andavano a colmare il bordo dell'avanfossa riempita dalle torbiditi della *Formazione della Laga*.

Mentre la base della sequenza è ben individuata ai bordi del bacino, questa diventa diffcilmente osservabile nelle zone depocentrali. La sua identificazione è aiutata dalla presenza del livello guida vulcanoclastico nella *Formazione della Laga,* che è posto poco al di sopra della base della *sequenza M* nelle zone meridionali prossimali. Il livello guida, eroso nelle porzioni paraliche del bacino, si sviluppa invece nelle *facies* torbiditiche ed è tracciabile nelle zone del teramano e dell'ascolano, a nord dell'area in studio. In queste aree il livello vulcanoclastico si trova all'interno di depositi torbiditici (*Formazione della Laga post-evaporitica*) e la base della *sequenza M* è del tutto in concordanza con i depositi sottostanti; le due sequenze (la M e quella sottostante) si differenziano solo per composizione petrografica e provenienza (Corda & Morelli, 1996). Dal punto di vista composizionale la componente litica è molto forte nei depositi della *sequenza M* ed, in particolare, si nota una prevalenza di clasti di origine carbonatica. Le paleocorrenti mostrano provenienze da SSE, marcando un notevole cambiamento di direzione con i depositi torbiditici sottostanti (affioranti nelle zone a settentrione dell'area studiata) che mostravano provenienze da NNW.

I depositi clastici della *sequenza M* sono rappresentati prevalentemente da torbiditi fini cui si intercalano corpi arenacei e/o conglomeratici di limitata estensione laterale, con caratteristiche di spiccata prossimalità (scarsa organizzazione interna, geometrie irregolari, granulometrie estremamente variabili). Il bacino torbiditico si presenta in questa fase fortemente articolato e suddiviso in aree contraddistinte da apporti clastici localizzati, che si immettevano in piú punti lungo il bordo occidentale dello stesso. I depositi finali della *sequenza M* sono di età pliocenica inferiore (*argille del Cigno*) e il loro tetto è rappresentato dalla base della sequenza successiva *LP0*. Questa sequenza non è stata individuata da Ori *et alii* (1991) i cui depositi sono stati inclusi nella *sequenza M* da questi autori. La base della *sequenza LP0* è ben visibile ai bordi del bacino dove i *conglomerati di Rigopiano* riposano in discordanza sia sui depositi della *Formazione della Laga* sia sulle unità carbonatiche più antiche, suturando, almeno in parte, gli accavallamenti che sovrappongono queste ultime ai primi. La base della sequenza rientra all'interno della zona a *G. margaritae* . I *conglomerati di Rigopiano* sono interpretabili come depositi di delta - conoide e *facies* paraliche distali. Verso oriente, nelle zone depocentrali di bacino, dove il limite è concordante, la base della *sequenza LP0* è marcata dall'inizio della deposizione clastica sabbiosa della *Formazione Cellino*. Il passaggio tra le due sequenze marca un notevole cambiamento nell'assetto del bacino che fa registrare un significativo spostamento del depocentro verso est.

PROGETTO CARG

Infatti il depocentro torbiditico della *Formazione Cellino* si trova al di sopra dei deposti paralici di avanpaese della sequenza precedente, mentre i *conglomerati di Rigopiano* riposano sulle torbiditi della *Formazione della Laga*. Questo scatto nella migrazione dell'avanfossa è marcato anche da un cambiamento notevole dell'assetto del bacino, le cui provenienze detritiche sono da nord. Conseguentemente la composizione arenitica è ora più simile alle composizione delle torbiditi classiche dell'Appennino. I depositi torbiditici della *sequenza LP0* sono rappresentati da corpi arenacei tabulari a grande estensione laterale, intercalati a depositi fini di interconoide o indicanti, più probabilmente, periodi di basso tasso di sedimentazione nei bacini profondi. L'avanfossa riempita da questi depositi sembra essere simile a quelle "classiche" oligo-mioceniche (Ricci Lucchi, 1975) dell'Appennino settentrionale (ad esempio la *Formazione Marnoso Arenacea*), nelle quali l'avanfossa è rappresentata da un singolo largo bacino in cui gli alti strutturali, anche se presenti, non modificano consistentemente l'assetto del bacino stesso. Con tutta probabilità le delta conoidi e i depositi di mare basso dei *conglomerati di Rigopiano* riempivano un bacino di tipo *piggy-back* che si era impostato sui precedenti e ormai deformati depositi della *Formazione della Laga*.

La disposizione delle varie unità litostratigrafiche in un quadro sequenziale consente di raggrupparle informalmente in un quadro allostratigrafico (Mutti *et alii,* 1988), in cui le unità litologiche sono inquadrate geneticamente tra due limiti (quello di base e quello di tetto) da limiti di sequenze. I depositi che si trovano tra la *sequenza M*, alla base, e la *LP0*, al tetto, possono essere identificati come *allogruppo della Laga*. Questo allogruppo comprenderebbe la *Formazione della Laga* nella sua porzione post-evaporitica (Ricci Lucchi, 1986) ed, in passaggio prevalentemente laterale, le *argille del Cigno* e i *conglomerati di San Valentino*. Il secondo allogruppo del Cellino è bordato alla base dal *limite LP0* e al tetto dal *limite LP1*. Quest'ultimo non è osservabile nella zona del foglio poichè mascherato dalle successive sequenze, ma è stato individuato nel sottosuolo (Ori *et alii*, 1991). Questo allogruppo oltre che dalla *Formazione del Cellino* sarebbe composto anche dai *conglomerati di Rigopiano* che riempivano un bacino di *piggy-back*.

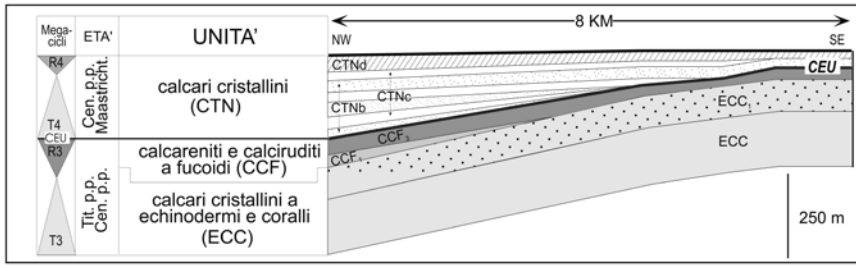


Fig. 19 - *Ricostruzione delle geometrie e dei rapporti stratigrafici in corrispondenza della terminazione settentrionale della M. Grande (Foglio "Sulmona"; area B).*

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

VII - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI

(M. Coltorti & F. Dramis)

1. - INTRODUZIONE

Nell'area del Foglio "Sulmona" affiorano estesamente depositi continentali attribuibili in larga parte al Pleistocene e, subordinatamente, all'Olocene. Si tratta soprattutto di diverse generazioni di materiali detritici di versante e di conoide alluvionale per lo più connessi con fasi climatiche freddo-aride del passato e diversamente interdigitati con sedimenti limosi depositati all'interno di bacini lacustri. Alle quote più elevate sono presenti depositi glaciali sul fondo di brevi vallecole a fondo concavo.

I depositi continentali sono stati riuniti in unità UBSU tenendo conto di importanti elementi di separazione (discordanze, paleosuoli) direttamente visibili sul terreno o estrapolabili in base a considerazioni stratigrafiche e geomorfologiche; considerazioni analoghe sono state utilizzate per correlare i depositi quando gli stessi risultavano tra loro distanti o comunque separati da discontinuità morfologiche e/o tettoniche.

Di notevole utilità nel definire le unità UBSU sono state le datazioni radiometriche effettuate su depositi affioranti nell'area (Tab. 2) e le altre indagini di laboratorio e di terreno (sondaggi meccanici e prospezioni geofisiche).

Tab. 2 - *Datazioni radiometriche relative ad alcuni affioramenti del Foglio Sulmona*

Nome Località	Ubicazione	Tipo di materiale	Datazione	Identificativo laboratorio	δ 13 (per mille)	Età
Rocca Preturo	42°11'25'' 13°42'00''	Suolo sepolto	^{14}C	Rome-1090	-24.7	24.100 ± 320 yr.B.P.
Musacchio	42°08'45'' 13°41'05''	Suolo sepolto	^{14}C	Rome-1092	-27.0	36.050 ± 800 yr.B.P.
Musacchio	42°08'45'' 13°41'05''	Suolo sepolto	^{14}C	Rome-1006	-25.8	> 47.000 yr.B.P.
Musacchio	42°08'45'' 13°41'05''	Suolo sepolto	^{14}C	Rome-1007	-24.3	> 45.000 yr.B.P.
Musacchio	42°08'45'' 13°41'05''	Sanidino	$^{39}Ar/^{40}Ar$			602 ± 20 ka
Pera di corvo	42°06'10'' 13°50'10''	Sanidino	$^{39}Ar/^{40}Ar$			≤ 183 ka
Fiorata	42°06'30'' 13°49'00''	Sanidino	$^{39}Ar/^{40}Ar$			562 ± 3.5 ka

Nome Località	Ubicazione	[U] p.p.m.	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{234}Th$	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{234}U/^{238}U$	U/Th età-ka
Musacchio	42°08'45'' 13°40'50''	1.172 ± 0.026	0.932 ± 0.022	0.219 ± 0.006	0.178 ± 0.003	0.926	26.9 (+0.9/-0.8)

PROGETTO

Oltre ai depositi Olocenici, sono state in tal modo riconosciute nell'area due sintemi, per i depositi più recenti, e un unico supersintema per quelli più antichi:

a) "*Supersintema di Aielli-Pescina*" (riferibile al Pliocene? - Pleistocene medio) con superficie sommitale di accumulo o di erosione fluviale, localmente alterata da un paleosuolo precedente quello dell'ultimo interglaciale, e superficie basale di erosione sul substrato. Questo supersintema, che prende il nome da località comprese nel Foglio 368 "Avezzano", è costituito da depositi lacustri e alluvionali (limi, sabbie e ghiaie), sedimenti di conoide alluvionale e detritici (conglomerati e brecce più o meno caotiche) spesso fortemente cementati, a volte tra loro discordanti e interdigitati con i depositi lacustri.

b) "*Sintema di Catignano*" (riferibile al Pleistocene medio finale) con superficie sommitale corrispondente (ove visibile) al livello di alterazione pedologica dell'ultimo Interglaciale (suolo "*Riss-Würm*" o "*Eemiano*") e superficie basale corrispondente a una fase di erosione o ad una fase di alterazione interglaciale più antica. All'unità, che prende il nome da una località compresa nel Foglio 360 "Torre de' Passeri", sono stati attribuiti essenzialmente depositi di conoide alluvionale come quelli che costituiscono la superficie di Sulmona ed i coevi depositi detritici.

c) "*Sintema di Valle Majelama*" (riferibile al Pleistocene superiore) con superficie sommitale corrispondente a quella topografica, quando l'unità non è ricoperta da depositi olocenici, e superficie basale corrispondente ad una fase di erosione fluviale o ad una fase di alterazione pedologica dell'ultimo Interglaciale (suolo "*Riss-Würm*" o "*Eemiano*"). A questa unità, che prende il nome da una località compresa nel Foglio 368 "Avezzano", appartengono i grandi conoidi

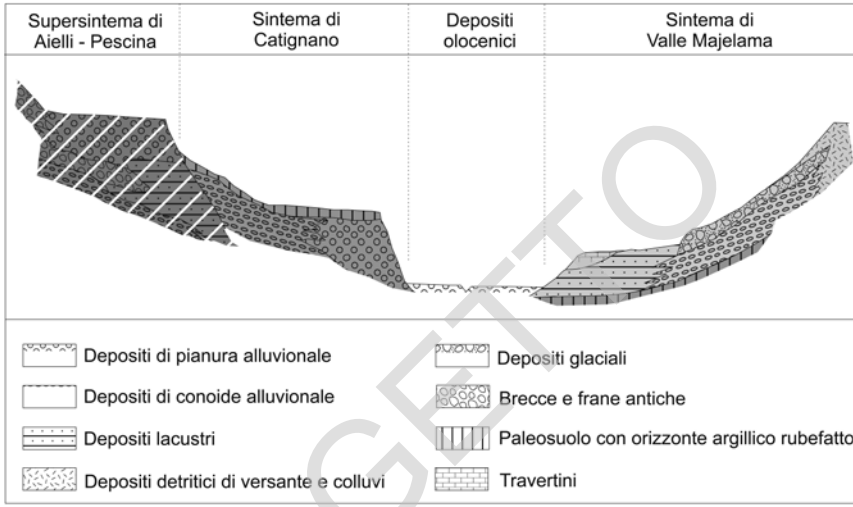


Fig. 20 - *Sezione schematica dei rapporti stratigrafici fra le unità quaternarie.*

alluvionali (ad es. il conoide di Introdacqua) e i depositi fluviali ad essi collegati, i coevi detriti di versante, spesso stratificati, oltre ai depositi morenici presenti nelle parti sommitali della dorsale del M. Morrone.

2. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ CARTOGRAFATE

2.1. - Supersintema di "Aielli-Pescina" (***AP***)

All'interno di questo supersintema sono state accorpate diverse unità stratigrafiche costituite di sedimenti di *facies* diversa quali brecce di versante per lo più fortemente cementate, limi e sabbie lacustri, conglomerati e ghiaie di conoide e piana alluvionale e depositate in un lungo arco di tempo esteso dal Pleistocene inferiore a buona parte del Pleistocene medio.

Ne fanno parte i sedimenti inferiori della sequenza delle Svolte di Popoli (*strati 1-8* di Radmilli, 1984), nei cui livelli basali sono state rinvenute tra l'altro industrie Acheuleane, separati da quelli superiori da una marcata discordanza angolare (Sylos Labini *et alii*, 1993). All'interno di questi sedimenti è segnalato un livello piroclastico con grosse biotiti, datato con il $^{40}K/^{40}Ar$ a circa 350.000 anni (Radmilli, 1981; 1984). Il medesimo livello, sottoposto a datazioni $^{39}Ar/^{40}Ar$ e $^{40}K/^{40}Ar$, non ha però dato risultati attendibili.

La maggiore estensione di questi sedimenti si osserva al margine settentrionale della Conca di Sulmona e nella Conca Subequana dove essi superano i 100 metri di

PROGETTO CARG

spessore; sedimenti limosi coevi ma meno spessi si rinvengono anche all'interno della media valle dell'Aterno. Si tratta di materiali alluvionali, generalmente associabili a corsi d'acqua a canali intrecciati e a colate di detrito, intercalati a sequenze lacustri. Le sabbie ed i limi calcarei presentano sia *facies* lacustri sia, più raramente, *facies* canalizzate da parte di un corso d'acqua con limitatissimo carico solido. Sono anche presenti *facies* di spiaggia rappresentate da sabbie ben classate a stratificazione incrociata e tritume organogeno (come tra Castelvecchio Subequo e Secinaro, al bivio per l'Aterno, e nell'area di Fiorata). Di particolare interesse sono gli affioramenti di ghiaie fini ben arrotondate e classate affioranti in località Canto dei Capretti, ad est di Castelvecchio Subequo, nei dintorni di quota 700 m, sul versante destro delle Gole dell'Aterno. Esse testimoniano condizioni di drenaggio verso un bacino chiuso prima dell'apertura delle Gole stesse.

Nelle aree citate, all'interno delle sabbie e dei limi calcarei, sono stati osservati livelli tufitici centimetrici e decimetrici rimaneggiati in acqua, contenenti tra gli elementi macroscopici piccole pomici, biotiti e rari pirosseni. Le loro datazioni, effettuate con il metodo del $^{40}K/^{40}Ar$ nell'ambito del presente programma di rilevamento, hanno fornito età di 562.000 ± 3.500 e 602.000 ± 20.000 anni *B.P.* (Villa, Tab.2), non dissimili da quelle ottenute da Catalano (citato in Carrara, 1998). E' dunque probabile che il supersintema appartenga in buona parte al Pleistocene medio, come anche confermato dalla presenza di industrie Acheuleane alle Svolte di Popoli. La porzione basale comprendente con ogni probabilità alcuni dei depositi di brecce fortemente cementate e sospese dovrebbe estendersi al Pleistocene inferiore come sembra testimoniato dalla magnetizzazione inversa di analoghi depositi nell'area di Calascio-S.Stefano di Sessanio nel Foglio 359 "L'Aquila" (D'Agostino *et alii*, 1997).

Depositi detritici con elementi anche molto grossolani più o meno immersi in matrice biancastra e di varie decine di metri di spessori, si rinvengono invece in numerose aree del foglio come ad esempio nei pressi di Casale e Cocullo, nella valle del Giovenco ad est di Cesoli o sui rilievi che costituiscono lo spartiacque tra l'Aterno e l'Altopiano di Navelli. Essi si presentano anche fortemente cementati e talora la cementazione assume il colore rosato che ha permesso a Demangeot (1965) di denominarle "*Brecce mortadella*". Nella maggior parte degli affioramenti questi sedimenti presentano giaciture caotiche, strati in contropendenza o fortemente inclinati a testimoniare come siano stati sottoposti, oltre che a locali movimenti franosi, ad una intensa attività tettonica. Sebbene nel foglio in esame non siano noti rapporti di interdigitazione con i sedimenti fluviali e lacustri descritti in precedenza, questi sono stati osservati immediatamente a nord dell'area in esame (come ad esempio nei dintorni di Bussi).

A questa unità appartengono anche ghiaie subarrotondate e subangolose fortemente cementate affioranti tra 700 ed 800 metri di quota sul versante orientale della Conca di Sulmona (a nord di Badia Bagnaturo) e corrispondenti alla parte apicale di conoidi alluvionali sollevati dall'attività della faglia bordiera. Al di sopra delle ghiaie sono stati talora osservati orizzonti organici decimetrici appartenenti a suoli sepolti poco sviluppati, come nei pressi di Popoli (Stabilimento Acque

PROOF

Guizza).

Estesi affioramenti di ghiaie medio fini a stratificazione piano parallela ed incrociata moderatamente cementate, verosimilmente deposte da un corso a canali intrecciati in rapida aggradazione e comprendente intercalati lenti e livelli sabbioso-siltosi alterati da sottili suoli poco evoluti, affiorano lungo il Fiume Giovenco fino a oltre m 100 sul fondovalle. Tali sedimenti corrispondono a quelli delle formazioni di "*Pescina*" e di "*Casoli*"(nella parte alta del deposito) descritte da Bosi & Messina (1990, 1992) e Bosi *et alii* (1995).

Lungo la strada che sale a Cesoli, all'interno dei sedimenti alluvionali si rinviene un orizzonte Bt di un suolo arrossato contenente elementi vulcanici. Alla base della sequenza affiorano almeno altri quattro suoli, rappresentati prevalentemente da orizzonti argillici, separati da *stone-lines*. Quello inferiore, maggiormente rubefatto e completamente decarbonatato, è l'orizzonte maggiormente sviluppato per la presenza di una notevole quantità di argilla ed è verosimilmente associabile ad un interglaciale di lunga durata. Gli orizzonti superiori, in parte evolutisi a spese di materiali provenienti dall'erosione dell'orizzonte inferiore, presentano al loro interno concrezioni di carbonato di calcio bamboliformi ad indicare il progressivo avvento di condizioni di clima contrastato in un contesto progressivamente più arido. Il suolo che chiude la sequenza è caratterizzato da un orizzonte A_1Ca con pseudomiceli caratteristici di ambienti di steppa e indicativi dell'avvento di una fase glaciale. Demangeot (1965, 1973) e, più recentemente, Raffy (1970, 1982) attribuiscono questa sequenza all'Interglaciale "*Mindel-Riss*" mentre Bertini & Bosi (1976), Bosi & Messina (1990, 1992), Bosi *et alii* (1995) non escludono trattarsi di suoli più antichi. Nella *stone-line* che delimita verso l'alto il paleosuolo inferiore è stata individuata una mandibola frammentaria di *Equus cfr. altidens*, specie finora rinvenuta in associazioni faunistiche del Pleistocene inferiore finale (Blumetti *et alii*, 1997).

2.2. - Sintema di Catignano (*ACT*)

Il sistema. che prende il nome da una località presente all'interno del Foglio 360 "Torre de' Passeri", è costituito da sedimenti ciottoloso-ghiaiosi e sabbiosi di conoide e piana alluvionale, da detriti di versante più o meno cementati messi in posto soprattutto durante la penultima grande glaciazione.

Ne fanno parte i sedimenti alluvionali del cosiddetto "*Terrazzo di Sulmona*" (Beneo, 1942; Miccadei *et alii*, 1992; Sylos Labini *et alii*, 1993) costituiti da ghiaie a stratificazione piano parallela o incrociata e sabbie siltose massive a stratificazione piano parallela o lenticolare, talora alterate da suoli poco sviluppati. Localmente si rinvengono anche sottili livelli torbosi indicanti la presenza di sporadici e locali ristagni d'acqua durante la deposizione delle ghiaie. Nei pressi di Pratola Peligna, alla sommità del "*Terrazzo di Sulmona*" sono inoltre stati rinvenuti da Leuci & Scorziello (1972) resti di *Elephas antiquus* e di *Mammuthus trogontherii* (*Mammuthus chosaricus* di Kotsakis *et alii*, 1978), riferibili alla parte finale del Pleistocene medio o alla base del Pleistocene superiore.

PREPRINT CARG

All'interno dell'unità, poco ad ovest, nei pressi di Raiano, è situata anche la depressione interpretata da Biagi *et alii* (1981) come associata ad un piccolo centro effusivo locale.

Verso la parte meridionale della conca, lungo il Sagittario ma soprattutto lungo i torrenti Vella e Gizio, questa unità passa progressivamente ad ampi conoidi alluvionali estremamente appiattiti. Sedimenti di conoide alluvionale, sospesi sui conoidi attribuiti al *Tardiglaciale würmiano* si rinvengono nei pressi di Introdacqua ed immediatamente a sud di Popoli.

Nella Conca Subequana sono stati ipoteticamente riferiti a questa unità allostratigrafica i depositi di conoide alluvionale cementati presenti allo sbocco delle vallecole provenienti dal suo bordo occidentale.

La base dell'unità è marcata da una importante discordanza erosiva osservata anche in numerose località della parte settentrionale della Conca di Sulmona, dove l'erosione recente è stata più intensa. Tale discordanza è messa in evidenza anche da indagini sismiche (effettuate nel corso dei rilevamenti dal prof. Patrizio Signanini dell'Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio") che hanno mostrato l'esistenza di profonde incisioni nei materiali lacustri sottostanti all'unità in parola. La discordanza erosiva è ben evidente anche nell'affioramento della valle del Giovenco.

Dell'unità allostratigrafica fanno parte infine anche i sedimenti alluvionali terrazzati presenti lungo il Fiume Giovenco e i depositi detritici di versante affioranti sul versante sud-occidentale del M. Morrone, al di sotto dei conoidi del *Tardiglaciale würmiano*.

2.3. - Sintema di Valle Majelama (***AVM***)

L'unità, che prende il nome da una località compresa nel Foglio 368 "Avezzano", comprende depositi alluvionali, detriti di versante, travertini e depositi glaciali, messi in posto soprattutto durante il *Pleniglaciale würmiano*.

Alla Discarica Comunale di Bussi sul Tirino (ubicata nell'area del Foglio 360 "Torre de' Passeri"), in seguito a sbancamenti effettuati sul margine di un terrazzo costituito da sedimenti di conoide e fluviali, è stata riconosciuta una successione stratigrafica costituita da oltre 10 m di ghiaie subarrotondate e subangolose, in strati massivi decimetrici e, subordinatamente, a stratificazione incrociata lenticolare a basso angolo all'interno di canali molto sottili. Ad 1,5 m dal piano campagna è stato riconosciuto un sottile orizzonte A_1 grigiastro ad aggregazione massiva o poliedrica poco evidente, di 10-15 cm di spessore, evolutosi a spese di sabbie piroclastiche grigio nerastre con miche ben evidenti. Il suolo datato 8.500 anni, deve essersi sviluppato sul *tephra* dopo che una superficie di erosione ha asportato i depositi successivi, oppure ha cominciato a svilupparsi dopo la caduta del *tephra* ed è stato sepolto solo a 8.500 anni B.P.; la datazione C^{14} di questo orizzonte ha fornito 8.530 ± 70 anni B.P. Circa 10 m al di sotto del piano campagna è presente un orizzonte A_1 nerastro, di circa 30-

PROGETTO CARG

50 cm di spessore, con caratteristiche isoumiche ad aggregazione poliedrica medio fine con evidenti pseudomiceli calcarei comuni, ad indicare condizioni climatiche aride a stagioni contrastate in un contesto steppico; questo orizzonte è stato datato 26.070 ± 310 anni B.P. al C^{14}. Circa 80-100 cm più in basso, è presente un altro orizzonte A_1, spesso 60-70 cm. Si tratta di un suolo isoumico bruno scuro ad aggregazione poliedrica medio fine con evidenti pseudomiceli e piccoli noduli calcarei; piccole patine di argilla indicano condizioni climatiche aride a stagioni contrastate in un contesto steppico più caldo ed umido di quello in cui si è formato il suolo precedente; è presente una frazione piroclastica dispersa nella massa. Questo orizzonte è stato datato 39.600 ± 1.500 anni *B.P.* (C^{14}). Al di sotto affiorano per oltre 1 m sedimenti di conoide alluvionale. Lateralmente, lungo la scarpata che delimita il terrazzo questi sedimenti, di vari metri di spessore, sovrastano suoli bruno rossastri (affioranti in parete e non raggiungibili) che poggiano con discontinuità angolare sui sedimenti dell'unità sottostante.

La sequenza appena descritta è costituita da sedimenti di conoide alluvionale alimentati da un vasto accumulo di frana presente alla base del versante settentrionale di M.Roccatagliata. Al Cimitero di Bussi la sua superficie di deposizione risulta fortemente sospesa sul fondovalle del Tirino dal quale la separa una scarpata d'erosione fluviale di oltre 90 m; quest'ultima si abbassa progressivamente verso monte, in direzione dell'abitato di Bussi dove la stessa non è più alta di alcune decine di metri. Questa unità morfo-stratigrafica corrisponde alla sommità deposizionale della maggior parte dei conoidi affioranti in tutto il foglio in esame anche se, come accennato nel capitolo successivo, e come risulta anche dalle datazioni alla Discarica di Bussi (Foglio 360 "Torre de' Passeri"), non è escluso che le sue porzioni sommitali siano in parte di età olocenica.

Alle Svolte di Popoli la parte alta della sequenza descritta da Radmilli (1984) è caratterizzata da sedimenti di conoide analoghi a quelli di Bussi. In questa parte della sequenza non sono state effettuate datazioni radiometriche ma gli scavi archeologici hanno evidenziato, all'interno di un canale, industrie epigravettiane e gravettiane che si rinvengono comunemente dopo i 20.000 anni B.P. Al di sotto di una discordanza che taglia i sedimenti del Pleistocene superiore, sono presenti vari orizzonti A_1 di suoli isoumici scuri e bruno-rossastri, caratterizzati da una ricca frazione organica mista ad un fitto reticolato di concrezioni calcaree intercalati a sedimenti di conoide. Questi livelli contengono industrie musteriane (Paleolitico medio) insieme a resti di cervo, capriolo e stambecco. Il rinvenimento delle industrie suddette, che nell'area europea raramente risultano più recenti di 40-35.000 anni B.P., conferma l'inquadramento cronologico e indica che questa porzione della sequenza si è deposta durante il Pleistocene superiore iniziale.

In una sezione nei pressi dell'abitato di Bussi affiorano depositi travertinosi costituiti da sedimenti fitoclastici in strati decimetrici ai quali si alternano lenti fitoermali. Un campione di travertino fitoermale ha dato un'età di circa 118.000 **a**nni B.P. (Carrara, 1998). Si tratta verosimilmente dei sedimenti di fondovalle del Tirino depostisi durante l'ultimo Interglaciale, quando i versanti erano stabili

PROGETTO CARG

e ricoperti da una fitta vegetazione. Infatti, lungo il fondovalle del Pescara, alla Stazione di Bussi, la base visibile dei sedimenti travertinosi, sempre descritti da Carrara (1998), ha un'età di circa 120.000 anni *B.P*. La deposizione di travertino sembra essersi protratta durante il Pleistocene superiore, dato che nella medesima località altri due campioni di travertino, stratigraficamente superiori al precedente, hanno dato età di 98.000 e 34.000 anni B.P. (Carrara, 1998). Anche a Tocco a Casauria, appena ad est delle Gole di Popoli, una datazione effettuata nella parte intermedia di depositi travertinosi ha dato 58.000 anni B.P., mentre a Vicenne, sul lato sinistro della valle, sono state ottenute dagli stessi depositi date di 58.000 e 36.000 anni B.P. (Carrara, 1998). Il travertino, con *facies* anche di cascata, sbarrava verosimilmente la valle e generava depositi lacustri più a monte, come lungo il Tirino ed all'interno della piana di Sulmona. Queste datazioni testimoniano come la degradazione dei versanti connessa alla messa in posto dei detriti di versante e dei conoidi alluvionali si sia realizzata prevalentemente durante il *Pleniglaciale* superiore in accordo con quanto segnalato da Coltorti & Dramis (1988, 1995); dalle stesse datazioni sembra, inoltre, che esista una fase di rapida incisione del travertino, ed in generale di tutti i sedimenti precedentemente deposti, successiva a 34.000 anni B.P. Essa precederebbe la deposizione dei depositi alluvionali del terrazzo di 3° ordine, che si riscontra, più a valle, lungo tutto il corso del Pescara. Un lembo di questa unità affiora infatti a sud di Case Rovelone (nei pressi di Tocco a Casauria, a quota 275), oltre 75 m sul letto attuale del Pescara. Lungo il Pescara diversi sondaggi hanno evidenziato depositi travertinosi sino ad oltre 50 m dal fondovalle. Carrara (1998) ritiene che essi appartengano al medesimo ciclo deposizionale di quelli affioranti alla Stazione di Bussi, rappresentandone la parte basale ed indicando una fase di profonda incisione delle gole precedentemente alla loro deposizione.

Depositi francamente alluvionali appartenenti a questa unità allostratigrafica sono anche quelli che si rinvengono, a quote progressivamente decrescenti sul fondovalle, tra la Stazione di Anversa degli Abruzzi, Sulmona e Pratola Peligna ("*Terrazzo basso*" di Beneo, 1942; Miccadei *et alii*, 1992; Sylos-Labini *et alii*, 1993) fino ad essere sepolte al di sotto della pianura alluvionale olocenica. Altri depositi alluvionali riferibili all'unità si rinvengono lungo l'Aterno, tra Rocca Preturo e Molina Aterno, dove risultano spesso intercalati a detriti di versante e a corpi di conoide alluvionale (come si osserva al km 32 e 33 della Strada Statale 261). In quest'ultima località, al di sotto dei sedimenti suddetti, affiora l'orizzonte argillico di un suolo rubefatto riferibile all'ultimo *Interglaciale*. Altri sedimenti alluvionali, di modesto spessore ed estensione, affiorano anche ai piedi di Gagliano Aterno.

Parallelamente alla deposizione dei sedimenti alluvionali si verificava la messa in posto di depositi detritici di versante più o meno stratificati (Radmilli, 1963; Raffy, 1970, 1982; Giraudi, 1995), specialmente a spese di un substrato calcareo intensamente fratturato, come osservato nelle alte valli dei fiumi Giovenco e Gizio e lungo le Gole di Popoli dove gli stessi sono presenti fino a quote elevate sul fondovalle testimoniando come essi abbiano dapprima riempito

BOZZE

la valle e siano stati successivamente interessati da una profonda fase di incisione. Nel vicino bacino del Fucino gli Autori citati sottolineano come una importante fase di produzione detritica si sia verificata nel *Tardiglaciale würmiano*. Chiare interdigitazioni tra depositi di conoide alluvionale e detriti stratificati si osservano lungo l'Aterno (Strada Statale, km 32 e 33) ed alle Svolte di Popoli.

Sono infine riferibili, sia pure con qualche incertezza, all'unità i modesti depositi glaciali presenti nelle parti sommitali di M. Morrone, M. Rotondo, Colle della Croce, Cimerone e M. Castiglione.

2.4. - Olocene (***olo***)

L'unità in parola è costituita dai sedimenti alluvionali deposti lungo i principali alvei fluviali e sulle pianure alluvionali adiacenti, i depositi di conoide presenti ai piedi dei versanti ed al di sopra dei più antichi depositi pleistocenici ed i coevi depositi colluviali.

I sedimenti alluvionali sono particolarmente rappresentati nella porzione settentrionale della Conca di Sulmona, a monte di Popoli, lungo l'Aterno ed il Sagittario. Il tracciato di questi corsi è rettilineo; l'alveo è delimitato da argini artificiali, verosimilmente edificati sin dal Medioevo. In questa zona, in corrispondenza delle risorgenze del Pescara, sono presenti ancora oggi stagni e paludi. I sedimenti affioranti in alveo sono ghiaie medio fini e sabbie, mentre spostandosi verso i versanti possono essere presenti livelli fini che testimoniano ristagni più o meno prolungati. La pianura alluvionale del Sagittario si restringe progressivamente verso sud dove riceve anche il Gizio ed il Vella, corsi d'acqua a carattere torrentizio i cui alvei sono costituiti di materiali grossolani. Sedimenti grossolani, anche di grandi dimensioni e subangolosi ed angolosi, sono presenti all'interno delle Gole dell'Aterno e lungo i corsi che drenano i versanti orientali del Morrone. Sedimenti più fini, talora misti a sabbie e materiali colluviali, affiorano nell'alta valle del Giovenco, nella Conca Subequana, nel bacino di Sulmona e in quello di Caramanico.

Ai piedi dei versanti, in special modo in corrispondenza dei tratti più acclivi e costituiti da rocce gelive, come sulle pendici del M.Morrone, sono presenti falde e coni detritici a tratti ancora attivi e conodi di origine mista. Numerosi sono anche i depositi che si sviluppano ai piedi o all'interno di nicchie nivali o di frana. La messa in posto di questi sedimenti è da porre in relazione ai processi di degradazione innescati dalla eliminazione della copertura vegetale a fini agricolo-pastorali sin dall'Età del Bronzo e, con rinnovato vigore, nel Medioevo in tutta l'area mediterranea (Vita-Finzi, 1969; Delano-Smith, 1979; Calderoni *et alii*, 1992; Giraudi, 1995; Coltorti, 1997). Quasi tutti i rilievi dell'area, se si escludono i limitati rimboschimenti, prevalentemente con aghifoglie, effettuati agli inizi del secolo, si presentano infatti privi di una copertura vegetale boschiva. E' d'altra parte noto che l'area era interessata dai grandi processi di transumanza di cui i tratturi sono spesso tracce ancora ben visibili in tutta l'Italia centrale adriatica.

PROGETTO CARG

Tra i versanti ed il fondovalle e lungo le vallecole minori incise in rocce terrigene, sono molto abbondanti i depositi colluviali, costituiti da lenti e livelli detritici di spessore variabile cui si alternano suoli poco sviluppati e sedimenti di suoli. L'età recente di questi sedimenti e la loro correlazione con il cattivo uso del suolo è ben dimostrata al Tempio Italico, nella Conca Subequana, dove scavi archeologici effettuati per mettere in luce le strutture murarie hanno evidenziato vari metri di questi sedimenti.

Sono inoltre localmente ben rappresentati i sedimenti di conoidi alluvionali, generalmente di piccole dimensioni e discretamente appiattiti, che nascono dall'incisione degli anologhi depositi tardo-pleistocenici.

Di età recente o tuttora in atto sono le numerose frane ben visibili in tutta l'area ed in particolare sul versante orientale del Morrone. Piccoli conoidi alluvionali possono originarsi dall'erosione di questi materiali come all'interno del corpo di frana ad ovest di Anversa degli Abruzzi.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VIII - GEOLOGIA STRUTTURALE

(F. Calamita & A.Pizzi)

Il Foglio 369 "Sulmona" ricade nel settore esterno della catena centro-appenninica, caratterizzato dalla presenza da ovest verso est delle seguenti unità tettonostratigrafiche: *Unità M. Giano-Marsica, Unità Gran Sasso - Genzana*; *Unità Morrone*; *Unità Laga - Queglia*; *Unità Cellino-Maiella* (Fig.). Queste sono accavallate secondo una principale vergenza adriatica, mediante piani di sovrascorrimento con *trend* arcuato (Bigi *et alii*, 1996).

Le *Unità l Morrone* e *Laga - Queglia* costituiscono il *footwall* comune dell'*Unità Gran Sasso - Genzana,* caratterizzata da un settore settentrionale ad andamento E-W delle strutture compressive (pieghe e sovrascorrimenti) ed uno orientale ad andamento N-S.

L'*Unità Cellino-Maiella* costituisce il *footwall* dell'*Unita Laga - Queglia*, ed entrambe, verso ENE, sono ricoperte in discordanza dalla successione del Pliocene medio - Pleistocene inferiore.

Le suddette unità tettonostratigrafiche sono costituite dalle successioni carbonatiche triassico - mioceniche appartenenti al dominio della piattaforma carbonatica laziale - abruzzese ed ai relativi domini di transizione a bacino. Nelle prime due unità si rinvengono i depositi silicoclastici di avanfossa del Messiniano pre-gessi passanti superiormente alle *Argille gessifere* (*Unità Gran Sasso - Genzana*), mentre al di sopra della *Formazione Gessoso-Solfifera* si rinvengon i depositi silicoclastici messiniani della *Formazione della Laga* (*Unità Morrone e Laga-Queglia)* o del Pliocene inferiore (*Unità Cellino-Maiella*). Sulle unità più interne si rinvengono, localmente, depositi di bacino satellite del Pliocene inf., discordanti sui diversi termini delle successioni mesozoico-terziarie (*conglomerati di Rigopiano*: Ghisetti & Vezzani, 1986).

La strutturazione di questo settore della catena è iniziata nel Messiniano superiore ed è postdatata, progressivamente verso est, dalla successione del

Pliocene medio - Pleistocene inferiore. Sulla base dei rapporti geometrici tra le varie unità tettonostratigrafiche si evidenziano fenomeni di riattivazione dei sovrascorrimenti più interni, riferibili al Pliocene medio/superiore (Calamita *et alii*, 1996, *cum bibl.*).

Faglie quaternarie normali e transtensive dislocano gli elementi della catena ed hanno andamento medio NW-SE, descritto dall'inviluppo di segmenti contigui a direzione NNW-SSE, N-S e E-W che spesso riattivano strutture pre-esistenti (faglie normali pre-*thrusting* e/o trascorrenti). A tali faglie si associano le depressioni tettoniche intramontane e l'intensa attività sismica (Calamita *et alii*, 1997, *cum bib*).

Molte sono le problematiche aperte per quanto riguarda:

-a) la definizione delle modalità e dei tempi della strutturazione neogenica;

-b) il ruolo delle faglie trascorrenti;

-c) il regime della tettonica quaternaria.

Il rilevamento geologico di dettaglio del Foglio "Sulmona" fornisce importanti vincoli geologico-stratigrafici e geologico-strutturali che costituiscono un contributo fondamentale per la risoluzione delle suddette problematiche.

1. - TETTONICA SINSEDIMENTARIA PRE-OROGENICA
(F. Calamita, A. Pizzi & G. Rusciadelli)

Sulla base della distribuzione delle associazioni di *facies* caratterizzanti la piattaforma carbonatica, il margine e la scarpata-bacino, sono stati individuati i principali lineamenti sinsedimentari riferibili a faglie o a paleo-scarpate (Fig. 10).

Le *facies* di scarpata-bacino, che individuano aree a sedimentazione pelagica persistente *sensu* Accordi & Carbone (1988) ("*solco pelagico*" di Colacicchi, 1967), occupano gran parte dei settori centrali del Foglio e sono distribuite lungo due direttrici principali, quasi perpendicolari tra loro. La prima, quella principale, si sviluppa essenzialmente in senso N-S; nei settori settentrionali del Foglio, essa è delimitata ad ovest dal margine della piattaforma del Sirente (Secinaro), mentre nei settori meridionali essa è bordata ad ovest dalle *facies* di piattaforma carbonatica del M. Parasano e di scarpata prossimale della Marsica, e ad est dal sistema piattaforma-margine del Colle Mitra e del Morrone. La struttura del M. Genzana-M. Prezza, verso la quale convergono gli apporti calcareoclastici provenienti dai margini delle piattaforme circostanti, rappresenta la continuazione verso sud delle aree a sedimentazione pelagica persistente. A sud di Goriano Sicoli, la direttrice principale si dirama verso ovest e prosegue verso la Conca di Avezzano. In questo ambito, il solco pelagico è bordato a nord dalle piattaforme del Sirente-Velino e a sud dalle piattaforme della Marsica (v. Foglio "Avezzano").

E' verosimile considerare che i rapporti tra le aree di piattaforma-margine persistente e quelle di scarpata-bacino si realizzassero mediante faglie sinsedimentarie, attive almeno durante alcune fasi dell'evoluzione pre-orogenica.

PROGETTO CARG

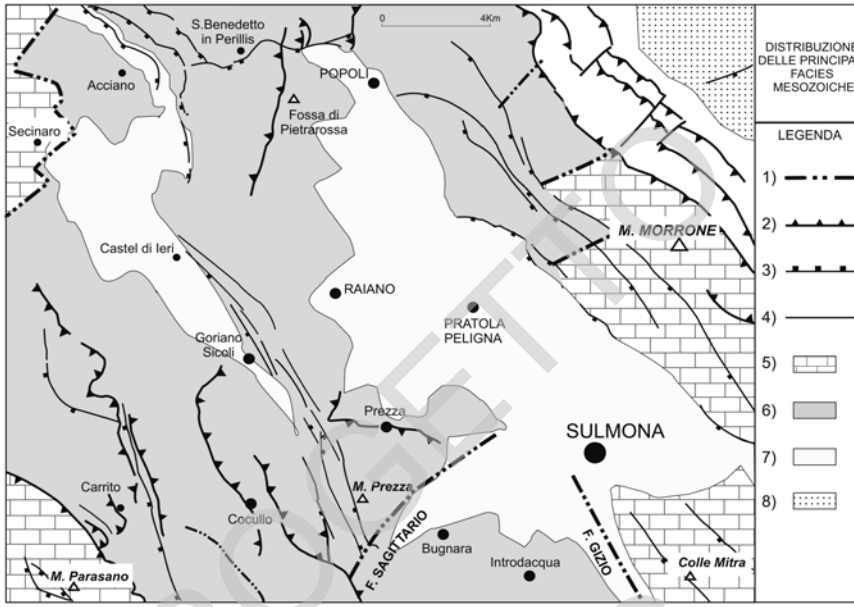


Fig. 21 - *Distribuzione delle principali facies mesozoiche e dei relativi lineamenti sinsedimentari. 1) Lineamento sinsedimentario mesozoico (faglia e/o paleoscarpata); 2) sovrascorrimento; 3) faglia normale; 4) faglia; 5) piattaforma carbonatica e margine; 6) scarpata/bacino; 7) depositi continentali quaternari; 8) facies di scarpata/bacino del Cretacico superiore della Maiella, estrapolate dai dati di affioramento fuori dell'area rilevata.*

Alcune di queste strutture sono state ruotate, invertite o dislocate durante la strutturazione neogenica della catena (es. M. Parasano). In altri casi, come lungo la dorsale del Morrone, tali faglie sono ancora documentabili e suggeriscono un controllo tettonico nella generale distribuzione degli ambienti sedimentari.

Lungo la dorsale del Morrone (tra M. Morrone e Popoli), in direzione SE-NW, si realizza il passaggio tra aree a sedimentazione persistente, rispettivamente di piattaforma carbonatica a SE, di margine nelle aree centrali e di scarpata-bacino a NW. Il passaggio tra questi diversi ambienti avviene, in modo netto e con bruschi cambiamenti di *facies*, lungo faglie, principalmente normali, ad andamento NNE-SSW. Tra queste è particolarmente evidente la faglia di Colle Affogato a ridosso del margine che si sviluppa poco più a SE. Essa costituisce una struttura di crescita evidenziata dalla geometria della successione di scarpata posta nel blocco di tetto. Nell'area di scarpata, ulteriori faglie ad andamento NE-SW condizionano gli spessori delle successioni cretaciche, la geometria e la distribuzione dei corpi calcareoclastici. Tali lineamenti sinsedimentari sono spesso allineati con le faglie ad andamento NE-SW che dislocano con cinematica trascorrente i *conglomerati di Rigopiano* (Pliocene inferiore) e documentano pertanto la loro riattivazione durante il Pliocene.

PROOF COPY

Nel settore nord-occidentale del Foglio (area Secinaro-Beffi), affiora la terminazione sud-orientale del sistema piattaforma carbonatica-margine del M. Sirente, delimitato a SE e ad E da lineamenti sinsedimentari ad andamento NE-SW e circa N-S che realizzano il contatto tra le *facies* del suddetto sistema con quelle di scarpata del solco pelagico sopra descritto. Fasce cataclastiche evidenziano queste strutture, per le quali è stato difficile ricostruirne la cinematica, che comunque è risultata principalmente normale. L'unico piano ben evidente, immergente a SSW di 60°, è stato individuato alla base del M. Vaintino. In generale, in questa zona le suddette fasce cataclastiche evidenziano faglie con direzione principale NNW-SSE che ribassano i settori orientali. Fanno eccezione la località C.le della Croce dove è presente un settore ribassato delimitato da due faglie ad andamento E-W (immersione a 190° ed a 320° con inclinazione di 65° e 50°) e la zona a NW dell'abitato di Beffi dove il passaggio dai *calcari ciclotemici a gasteropodi* ai *calcari ad ellipsactinie* avviene lungo un piano a direzione NE-SW.

Altri esempi di faglie sinsedimentarie sono documentabili nel settore sud-orientale del Foglio, tra Sulmona e Bugnara, dove si osserva la transizione tra piattaforma carbonatica e la scarpata-bacino che si realizza da NE verso SW, trasversalmente a quella precedentemente descritta per il Morrone. In quest'area, tra Colle Marinucci ed il F. Gizio, affiorano le *facies* di piattaforma carbonatica del tetto del Cretacico inferiore e del Cretacico superiore e di margine essenzialmente del Cretacico inferiore. Le faglie sinsedimentarie sono qui documentabili per l'intervallo Cretacico superiore-Miocene: la principale ha un andamento NW-SE, parallelo alla valle del F. Gizio e si rinviene a SE di Sulmona; faglie sinsedimentarie minori ad andamento NE-SW controllano le variazioni di spessore della successione cretacico-paleogenica.

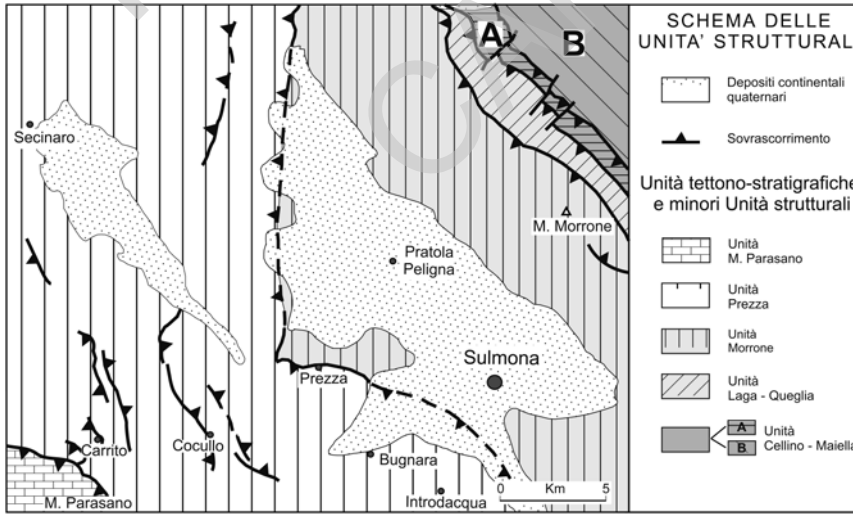


Fig. 22 - *Schema delle Unità strutturali.*

Nel settore meridionale del Foglio, sono ben documentabili faglie sinsedimentarie ad andamento NE-SW parallele alla valle del Sagittario (tra M. Prezza e Bugnara). La variazione di spessore dei depositi bacinali della *corniola*, tra il settore a NW (M. Prezza) e quello a SE della suddetta valle (terminazione settentrionale del M. Genzana), suggerisce una faglia sinsedimentaria con attività durante il Lias medio.

Nell'unità di letto del sovrascorrimento del Morrone (*Unità Laga-Queglia*), l'estrapolazione delle *facies* di scarpata-bacino del Cretacico superiore deriva dai dati di affioramento fuori dell'area rilevata.

2. - ELEMENTI DI TETTONICA COMPRESSIVA

I sovrascorrimenti di M. Parasano, di Bussi-Prezza e del Morrone individuano, nell'area del Foglio "Sulmona", le *Unità M. Parasano, Prezza* e *Morrone*, mentre l'*Unità Maiella* costituisce il *footwall* dell'*Unità Laga-Queglia* ed affiora limitatamente nel settore nord-orientale del Foglio (Fig. 11 e Tav. 3). Dette *Unità strutturali* corrispondono rispettivamente alle *Unità tettonostratigrafiche M. Giano-Marsica, Gran Sasso-*, *Morrone*, *Laga - Queglia* e *Cellino-Maiella* descritte in Bigi *et alii,* (1996) e rappresentate nello schema tettonico regionale di Figura 1.

2.1. - Sovrascorrimento di M. Parasano

Individua l'unità tettonostratigrafica più interna dell'edificio strutturale compreso nel Foglio Sulmona (*Unità M. Parasano*), costituita dai termini miocenici (*calcareniti a briozoi*) in discordanza sulla successione cretacica di piattaforma carbonatica.

Nel tratto più meridionale, il motivo in esame si riconosce alla base del versante orientale del M. Parasano, dove accavalla le *calcareniti a briozoi* sulle *marne a Cylindrites*, e, più a sud, le *calcareniti a briozoi* sui depositi silicoclastici messiniani.

La prosecuzione settentrionale del sovrascorrimento di M. Parasano è rappresentata, molto verosimilmente, dal contatto tettonico tra le *calcareniti a briozoi* e i depositi silicoclastici messiniani, rinvenibile lungo la Valle del F. Giovenco tra Cesoli e la Stazione di Pescina. Qui, le estese coperture detritiche e alluvionali ricoprono l'elemento strutturale in esame che può essere riconosciuto sulla base di considerazioni stratimetriche.

Nell'insieme, il piano di sovrascorrimento di M. Parasano si è localizzato in prossimità del lineamento sinsedimentario mesozoico (faglia e/o paleoscarpata) che limitava la successione di piattaforma carbonatica da quella di scarpata, attualmente affioranti rispettivamente nel blocco di tetto (*Unità di M. Parasano*) e in quello di letto del sovrascorrimento stesso (*Unità Prezza*).

PROGETTO CARG

2.2. - Sovrascorrimento Bussi - Prezza

Si rinviene nel settore centrale del Foglio ed è in affioramento lungo il fianco orientale dell'anticlinale di M. Prezza (settore meridionale del Foglio) e poco ad ovest di Bussi; nel tratto di raccordo tra queste località è verosimilmente mascherato dai depositi continentali quaternari della Conca di Sulmona che si sviluppa ad oriente di detto motivo. In prossimità dell'abitato di Prezza ha un andamento circa E-W che tuttavia rappresenta una direzione locale rispetto al suo generale sviluppo in senso meridiano. Detta struttura si rinviene nell'ambito della successione di scarpata/bacino, nota in letteratura come *solco pelagico* (Colacicchi, 1967), accavallando i termini giurassico-terziari di M. Prezza - Mandra Murata sui depositi silicoclastici dell'avanfossa messiniana post-evaporitica (zona di Bussi) o sulle formazioni mioceniche (in prossimità di Prezza), appartenenti alla successione di scarpata/bacino del Morrone.

In quest'ultima località, il piano di sovrascorrimento affiora in corrispondenza del cimitero (Accordi, 1966; Civitelli *et alii*, 1987; Giovannelli, 1992) con giacitura N85W, 45°S e realizza l'accavallamento della successione carbonatica meso-cenozoica sulle *calcareniti a punti rossi* del Miocene inferiore. L'entità della separazione stratigrafica lungo la traccia del piano diminuisce verso ESE, con brusche variazioni in prossimità di faglie ad andamento NE-SW, per le quali si ipotizza pertanto una attività pre-*thrusting*.

La prosecuzione verso sud del sovrascorrimento in esame può essere ipotizzata al di sotto dei depositi quaternari della valle del F. Gizio, dove realizzerebbe la sovrapposizione della suddetta successione di scarpata/bacino (Gruppo del M. Genzana) su quella di margine di Colle Mitra appartenente alla piattaforma carbonatica del Morrone. Lo sviluppo spazio-temporale delle *facies* relative ai suddetti paleo-ambienti non vincola la presenza di un sovrascorrimento con una entità di traslazione importante ed evidenzia inoltre un'attività sinsedimentaria cretacica e terziaria per le faglie presenti, descritte in precedenza.

Nell'unità di tetto del sovrascorrimento di Bussi-M. Prezza (Unità Prezza) si rinviene:

- nel settore meridionale, l'anticlinale di M. Prezza, caratterizzata da una vergenza ad WSW con rovesciamento del fianco occidentale in prossimità del retroscorrimento di Cocullo;
- in quello settentrionale, a nord del sistema di faglie di M. Prezza-Acciano, la sinclinale rovesciata con vergenza orientale di Fossa di Pietrarossa, associata ad un motivo di taglio inverso che ne disloca il fianco rovesciato.

Quest'ultimo motivo è presente lungo il versante orientale di Mandra Murata ed in corrispondenza della località Poggio Cavallo, dove sono stati riconosciuti raddoppi di serie e fasce cataclastiche caratterizzate da piani orientati N-S ed immergenti ad ovest con pendenza di circa 60°-70°. Poco ad ovest di Poggio Cavallo è presente una fascia cataclastica, caratterizzata da piani a basso angolo (40° circa), immergenti ad ovest, che pongono a contatto i *calcari cristallini a radiolitidi* sulle *calcareniti a nummuliti e discocycline*. Procedendo verso sud,

PROOF ONLY

in località Monumento ad Ovidio si ha una sella caratterizzata dalla presenza di una fascia cataclastica con piani immergenti ad ovest di circa 60°, che realizzano l'accavallamento della *litofacies* calcarenitica della *maiolica detritica* su quella micritica. La caratterizzazione cinematica di tale elemento non è stata possibile poiché non sono stati rinvenuti indicatori significativi.

Più ad occidente, sempre nell'ambito dell'*Unità Prezza,* gli elementi di tettonica compressiva sono rappresentati da ovest verso est, dal sovrascorrimento di Carrito, dall'anticlinale della Montagna Grande - Cima della Selva, dal retroscorrimento di Cocullo.

2.3. - Sovrascorrimento di Carrito

La traccia del sovrascorrimento è affiorante con direzione NW-SE subito ad occidente della anticlinale della Montagna Grande - Cima della Selva; verso sud si ricongiunge con il sovrascorrimento di M. Parasano, mentre verso si segue fino a Colle Montone, per una distanza di circa 10 km.

Nell'unità di tetto del sovrascorrimento di Carrito affiorano i termini oligo-miocenici di rampa carbonatica in successione su quelli giurassico-cretacici di scarpata.

Il piano di sovrascorrimento è ben visibile presso la stazione ferroviaria di Carrito-Ortona (Crescenzi & Miccadei, 1990) dove accavalla i calcari del Miocene medio della successione di V.ne di Forca - Carrito sulle *argille ad Orbulina*. Il piano principale ha immersione a WSW, pendenza di 10°-15° e movimento inverso con vergenza a NE (N40°-50°). Nel paese di Carrito l'accavallamento è caratterizzato dalla presenza di una piccola scaglia tettonica costituita dalle *marne a cylindrites,* coinvolta in una piega anticlinalica ad andamento assiale N140°. Più a Nord, l'unità di tetto è sovrapposta direttamente sui depositi silicoclastici di avanfossa (*associazione pelitico-arenacea*) della struttura di Costa di Carrito.

Verso nord il contatto principale fra i calcari miocenici ed i depositi pelitico-arenacei si segue per alcune centinaia di metri, poi il piano di sovrascorrimento scompare al di sotto delle coperture detritiche ed è verosimilmente dislocato da una faglia normale che lo avrebbe ribassato verso ovest. Di quest'ultima faglia non è mai stato osservato il piano; si osservano soltanto brecce di faglia allineate in direzione N130. La presenza di tale faglia, e le sue caratteristiche di faglia distensiva con immersione occidentale, è suggerita dal fatto che essa mette a contatto blocchi con caratteristiche stratigrafiche e strutturali diverse. Ad ovest affiorano calcareniti avana e calcari a litotamni (*calcareniti a punti rossi*) immergenti verso est, in continuità strutturale e stratigrafica quindi con la successione di Carrito ed al tetto dell'omonimo sovrascorrimento. Ad est invece affiorano sempre calcareniti avana ma senza le *facies* a litotamni interi osservate nell'adiacente area di Carrito. Tali calcareniti inoltre immergono verso SW e sono in continuità con le *calcareniti a briozoi* dell'anticlinale di Costa di Carrito (al tetto, quindi, del sovrascorrimento di Carrito).

Una ulteriore superficie di sovrascorrimento si osserva a NW di Rivoli, in

PROGETTO CARG

località Cornito ed accavalla le *calcareniti a punti rossi* sulle *marne a Cylindrites*; il piano si segue verso NW per circa 1 km.

Il piano del sovrascorrimento di Carrito si segue verso NNW lungo la Valle di Carrito e lungo il versante orientale e settentrionale del M. Ventrino fino ad arrivare a C.le Montone, anche se faglie principalmente normali ad andamento NW-SE e E-W dislocano la struttura e ne rendono complesso il suo riconoscimento; a nord di quest'ultima località non sono più visibili elementi riconducibili a tale struttura che pertanto può essere considerata radicata.

Si tratta nell'insieme di un complesso motivo caratterizzato da segmenti minori (Carrito e Rivoli) che si diramano dal piano principale ad andamento NNE-SSW, il quale verso sud si ricongiunge con il sovrascorrimento di M. Parasano.

2.4. - Anticlinale di Costa di Carrito

E' presente nell'unità di tetto del sovrascorrimento di Carrito ed è caratterizzata da una terminazione periclinalica meridionale localizzata immediatamente ad ovest della Valle di Carrito. Si tratta di una piega a direzione assiale N150°-N160°, asimmetrica con vergenza orientale, costituita dai termini oligo-miocenici della successione stratigrafica; al nucleo affiorano le *calcareniti a miogyspsine e lepidocycline*, mentre il fianco occidentale è rappresentato da tutti i termini compresi fra i sopraddetti *calcareniti a miogyspsine e lepidocycline* e le *marne a Cylindrites* che sono, verosimilmente, in successione stratigrafica con i depositi terrigeni affioranti immediatamente ad ovest.

Il fianco orientale della piega inclina di circa 45° verso NE e tende rapidamente a verticalizzarsi in corrispondenza degli affioramenti delle *calcareniti a punti rossi*. Da tali litotipi si passa poi rapidamente a depositi pelitico-arenacei, rilevabili solo come lembi di detrito argilloso-sabbioso lungo la Valle di Carrito. La geometria degli affioramenti fa pensare che tale passaggio sia di natura tettonica, probabilmente a mezzo di un contatto inverso immergente ad ovest, qui con alto angolo di inclinazione (prosecuzione settentrionale del sovrascorrimento di Carrito). Peraltro il contatto non è mai stato osservato direttamente perché suturato dalle brecce di versante del Pleistocene e da accumuli detritici recenti.

Ad ovest di Carrito i termini oligo-miocenici della successione stratigrafica formano una monoclinale immergente verso SSW con inclinazione degli strati comprese fra i 15° ed i 25°.

Una blanda sinclinale si rileva nella zona Terra Grande dove gli strati hanno una giacitura suborizzontale, o localmente una debole immersione verso NNE, dando origine ad un ripiano morfologico-strutturale evidenziato dagli accumuli di depositi eluviali. Tale inflessione sinclinalica si accentua verso est, in corrispondenza del piccolo accavallamento in località Cornito, mentre tende a scomparire ad ovest di Vallone di Forca.

PROGETTO CARG

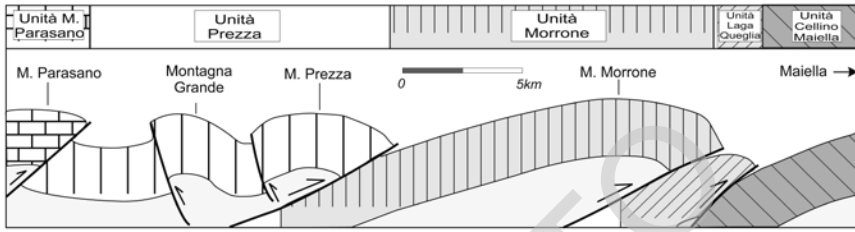


Fig. 23 - *Profilo schematico delle relazioni geometriche tra le unità tettonostratigrafiche.*

2.5. - Anticlinale della Montagna Grande - Cima della Selva

La piega ha un andamento assiale NNW-SSE e prosegue verso SW fino a comprendere la Montagna Grande (esternamente al Foglio), mostra una terminazione periclinalica settentrionale, un profilo a scatola ed i suoi fianchi sono dislocati da motivi inversi e faglie normali ad andamento parallelo alla direzione assiale della piega stessa. Essa, inoltre, è dislocata da faglie a direzione NW-SE per le quali attraverso anche considerazione stratimetriche si evidenzia una principale componente trascorrente con cinematica destra.

I motivi inversi avanvergenti e retrovergenti che dislocano rispettivamente il fianco orientale e quello occidentale costituiscono con i piani inversi posti subito ad est (retroscorrimento di Cocullo) ed a ovest (sovrascorrimento di Carrito) due strutture triangolari. Nei *footwall* di detti motivi triangolari affiorano i depositi silicoclastici dell'avanfossa messiniana pre e sin-evaporitica, mentre il nucleo affiorante della piega è costituito dalla successione di scarpata prossimale, passante verso NW a quella di scarpata-bacino.

In particolare il nucleo affiorante dell'anticlinale è costituito dalle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* del Giurassico medio-superiore, affioranti fra Vallone San Giorgio e Fosso Palancaro, mentre a Vallone San Giorgio tali litotipi mostrano una giacitura che da suborizzontale tende ad immergere verso E man mano che ci si sposta ad oriente, fino a passare ai soprastanti *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* e quindi alle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* del Cretaceo inferiore che costituiscono l'area di cresta ed il fianco orientale della piega. Complessivamente la direzione assiale della piega è compresa fra N160° e N150°.

In questo settore, la zona di cresta della anticlinale è complicata da sistemi di faglie a prevalenti direzioni N-S ed E-W (N100°), ai quali sono spesso associate fasce cataclastiche. Fra queste si ricorda la faglia ad andamento N-S di Serra Palancara, per la quale le relazioni statimetriche tra i *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* e i depositi del Cretaceo inferiore consentono di ipotizzarne una componente inversa, e la faglia circa E-W affiorante sempre nei pressi di Serra Palancara che mostra una cinematica complessa, con strie a forte componente trascorrente (il verso è incerto) e strie transtensive destre immergenti a NNE.

Verso ovest l'anticlinale è invece troncata da un sistema di faglie dirette (nota

PROGETTO CARG

come "*linea tettonica Alto Sangro-Giovenco*") che ribassa ad occidente il fianco interno della piega. Il fianco occidentale si può seguire con discreta continuità nell'area compresa fra la strada provinciale n.60 Marsicano-Sannitica e Colle Romano dove affiora, con giacitura normale, la successione cretaceo-miocenica, ribassata sui termini giurassici dalle sopraddette faglie dirette. Gli strati hanno una direzione compresa fra N-S e NW-SE ed immergono verso WSW con inclinazioni piuttosto elevate (comprese fra 60° e 75°). Verticalizzazioni degli strati o strati rovesciati si osservano nei litotipi micritico-calcarenitici della *scaglia detritica* affiorante ad ovest di Colle Romano.

La continuità di tale fianco della piega è localmente interrotta da faglie inverse retrovergenti. Si cita ad esempio la faglia inversa osservabile in prossimità del km 2 della S.P. 60 che accavalla i calcari bioclastici a frammenti di rudiste del Cretaceo superiore sui calcari e calcari marnosi dell'Eocene.

Verso nord la piega mostra un terminazione periclinalica (Cima della Selva) ed assume un andamento assiale N-S; qui affiorano i termini carbonatici compresi tra il Cretacico superiore ed il Miocene medio. La struttura è disarticolata da faglie ad andamento NNW-SSE ed E-W, individuate attraverso evidenze stratimetriche e geomorfologiche.

Il profilo a scatola dell'anticlinale è osservabile nella sezione gelogica H-H' tra Costa di Carrito e M. Catini. Il fianco occidentale è da verticale a rovesciato con vergenza a WSW e dislocato da retroscorrimenti con rigetto modesto. Nel fianco orientale affiora la successione mesozoica in *facies* di transizione margine-scarpata, cui seguono le formazioni cenozoiche in *facies* di piattaforma aperta-rampa. Questo fianco tende a rovesciarsi con vergenza a ENE ed è dislocato da piani inversi avanvergenti, osservabili a nord-ovest di Casale, dove le *calcareniti a punti rossi* sono sovrapposte alle *marne a Cylindrites* tramite un piano inverso con esiguo rigetto: detto motivo inverso è visibile a sud di Cocullo.

2.6. - Retroscorrimento di Cocullo

Subito ad oriente dell'anticlinale della Montagna Grande - Cima della Selva si riconosce una complessa struttura ad alto angolo, da inversa a transpressiva, con immersione a ENE. Nell'area analizzata si rinviene dalla Valle del Sagittario fino al versante settentrionale di M. Catini.

Nel blocco di tetto della struttura affiora la successione carbonatica giurassico-miocenica, mentre, in quello di letto, si rinvengono i depositi torbiditici messiniani.

Nel tratto più meridionale (in corrispondenza della centrale elettrica Sagittario) il motivo in esame pone a contatto il *calcare massiccio* con i depositi silicoclastici messiniani. Verso nord, nel blocco di tetto, la successione è coinvolta da una piega retrovergente che interessa i termini dei *calcari diasprinidetritici -maiolica detritica-calcareniti e calciruditi a fucoidi* ed è marcatamente dislocata da faglie ad alto angolo ad andamento NNW-SSE ed E-W. Qui, alla base del Vallone di Chiocchio, il retroscorrimento è evidenziato da piani immergenti a NE con

PROGETTO CARG

inclinazione di circa 50°; tuttavia, il piano principale non è mai in affioramento e si può desumere morfologicamente e stratimetricamente dalla traccia del contatto tettonico tra le unità torbiditiche e le sovrastanti formazioni carbonatiche.

A sud di Cocullo le coperture quaternarie mascherano il motivo in esame; tuttavia la sua generale pendenza ad alto angolo ne esclude la continuità con l'analoga struttura affiorante a nordovest di Cocullo.

All'altezza di Cocullo, il blocco di tetto mostra una serie di pieghe con marcata retrovergenza, ad andamento NNW-SSE, che coinvolgono la successione oligo-miocenica. Il fianco rovesciato sud-occidentale dell'anticlinale di M. Catini si accavalla sui depositi silicoclastici messiniani lungo un piano ad alto angolo (60°-70°) immergente ad est e visibile lungo la strada Cocullo-Goriano Sicoli (km 13).

A NW di Cocullo, il retroscorrimento si segue lungo la strada per Goriano Sicoli, radicandosi progressivamente verso nord fino a scomparire al nucleo della sinclinale di Colle S. Donato ad andamento assiale N-S.

Pertanto i suddetti motivi triangolari si radicano verso NW in corrispondenza della terminazione periclinalica dell'anticlinale della Montagna Grande - Cima della Selva.

Più a nord, il settore occidentale del Foglio "Sulmona" è caratterizzato dalla presenza della depressione tettonica nota come Conca Subequana, bordata ad oriente dal sistema di faglie Acciano-M. Prezza descritto in precedenza.

2.7. - Sovrascorrimento del Morrone e della Laga

Nel settore nord-orientale del Foglio affiora il *sovrascorrimento del Morrone* che accavalla l'*Unita Morrone* su quella *Laga-Queglia*.

Il rilevamento geologico effettuato ha consentito di riconoscere il piano di sovrascorrimento a direzione NW-SE che accavalla l'anticlinale del M. Morrone sulla successione messiniana evaporitica e silicoclastica post-evaporitica affiorante lungo la depressione di Caramanico e coinvolta in pieghe strette e rovesciate (*Unità Laga-Queglia*). L'anticlinale del M. Morrone ha un andamento NW-SE ed è costituita in affioramento da depositi carbonatici meso-cenozoici; il fianco orientale della piega è caratterizzato da strati che tendono a verticalizzarsi ed a rovesciarsi in prossimità del piano di sovrascorrimento, come è possibile osservare lungo le Gole di Popoli. In tale settore, inoltre, l'anticlinale frontale mostra all'altezza di M. della Grotta un profilo a *kink*, ed è articolata in due distinte pieghe con passaggio *en échelon,* interconnesse da una sinclinale (Tav.3). La piega frontale più esterna termina verso SE contro il piano di sovrascorrimento che assume localmente direzione NE-SW, interpretabile come una minore rampa laterale, mentre quella più interna prosegue verso SE e costituisce l'anticlinale frontale del M. Morrone.

Il piano di sovrascorrimento affiora solo raramente lungo la depressione di Caramanico, sebbene il suo andamento sia facilmente riconoscibile grazie alla marcata rottura di pendio presente al passaggio tra la successione carbonatica

PROGETTO CARG

ed i depositi silicoclastici. Tale struttura è, inoltre, localmente disarticolata da faglie a differente carattere cinematico. In particolare, in prossimità del torrente Vella si osservano una serie di faglie sia dirette che trascorrenti; similmente, la faglia del Fosso della Maddalena, che da Salle Vecchio si segue sino sulla cresta del Morrone (a nord di Colle dei Sambuchi), presenta indicatori cinematici sia trascorrenti che distensivi *dip-slip*.

Discordanti sulla successione carbonatica dell'unità di tetto del sovrascorrimento del Morrone si rinvengono i conglomerati di *scarpata* del Pliocene inferiore (*conglomerati di Rigopiano* equivalenti alla *Formazione Fontefredda* di Bally, 1954), mentre sui depositi silicoclastici di letto è in concordanza l'*associazione conglomeratica* (LAG_3cg). Detti conglomerati affiorano nel settore centrale della struttura (area compresa tra La Montagnola, Fonte Maddalena e Rava della Creta) e sono coinvolti in pieghe ad andamento assiale NW-SE e in un motivo di taglio retrovergente, parallelo al *trend* della macrostruttura, che sovrappone l'*associazione conglomeratica* della *Formazione della Laga* sui *conglomerati di Rigopiano*. Tale retroscorrimento, ipotizzato sulla base delle evidenze alla mesoscala rappresentate da piani inversi retrovergenti che dislocano i *conglomerati di Rigopiano* con entità metrica, è verosimilmente interconnesso in profondità con il piano di sovrascorrimento del Morrone, e ne realizza, in questo settore, la chiusura triangolare.

La genesi dei conglomerati di *Rigopiano* è associabile alla sedimentazione in un bacino satellite e vincola, pertanto, l'inizio della strutturazione al Messiniano superiore.

Un altro motivo retrovergente è presente più a sud, retroscorrimento di M. le Mucchia; esso è ben esposto solo poco più a sud di questa località, dove ha una direzione N150°, una pendenza di 40° verso NE e presenta una fascia cataclastica di circa 2m. Non si osservano indicatori cinematici, ma la natura inversa della faglia è ben evidente in quanto si ha una sovrapposizione di terreni del Cretaceo inferiore sui suddetti conglomerati pliocenici.

Ad est del fronte dell'*Unità Morrone* sono stati riconosciuti, sulla base di considerazioni stratimetriche, due ulteriori piani di accavallamento: il primo realizza la sovrapposizione della suddetta successione messiniana, appartenente all'*Unità Laga-Queglia* sui depositi silicoclastici del Pliocene inferiore, coinvolti in una anticlinale rovesciata ad andamento assiale NW-SE a sua volta accavallata tramite il piano più orientale sugli analoghi termini appartenenti al fianco occidentale dell'anticlinale della Maiella.

Pertanto, il piano di sovrascorrimento dell'*Unità Morrone* accavalla la successione giurassico-cretacica sui depositi silicoclastici messiniani appartenenti all'*Unità Laga-Queglia*. Più ad oriente, il piano di sovrascorrimento che sovrappone questi ultimi depositi sulla successione silicoclastica dell'avanfossa pliocenica separa tale unità dall'*Unità Cellino-Maiella*.

Quest'ultima è, inoltre, caratterizzata da una faglia normale ad andamento medio NNW-SSE, per la quale Adamoli *et alii* (1997), sulla base delle variazioni di spessore e di *facies*, ne hanno evidenziato una attività sinsedimentaria durante

PROGETTO CARG

il Messiniano-Pliocene inferiore, connessa alla flessurazione dell'avampaese in avanfossa.

3. - ELEMENTI DI TETTONICA DISTENSIVA

3.1. - Sistema di faglie di M. Prezza - Acciano

Si estende in direzione NNW-SSE attraverso tutto il Foglio, costituendo a nord di Goriano Sicoli il sistema bordiero orientale del *semigraben* intra-appenninico noto come Conca Subequana.

Tale sistema si compone a sud di due principali fasci di faglie: quello più occidentale si segue lungo l'allineamento M. Prezza - Goriano Sicoli - Castelvecchio Subequo; l'altro, più orientale, si riconosce lungo la direttrice Gole di S.Venanzio - Molina Aterno. All'altezza di quest'ultima località i due fasci convergono e proseguono verso NNW lungo il sistema di faglie di Acciano -Roccapreturo.

All'altezza di Castelvecchio Subequo, le faglie appartenenti al primo fascio, immergono principalmente a SW, hanno un carattere normale, un rigetto di alcune centinaia di metri e mostrano a luoghi evidenze morfotettoniche di attività tardo quaternaria. Più a sud (versante occidentale della dorsale di Monte Urano-Le Spugne) la cinematica principale sembra essere di tipo trascorrente o transpressivo sinistro, con locali riattivazioni normali delle faglie durante il Quaternario, documentate dalla dislocazione dei depositi lacustri. Questi ultimi movimenti, inoltre, sono testimoniati da rigetti verticali che, cumulativamente per le diverse faglie, raggiungono i 200 m. A sud di Goriano Sicoli, le faglie del suddetto fascio proseguono attraverso il M. Prezza, individuano blocchi stretti ed allungati che suggeriscono la presenza di motivi a fiore e quindi un carattere trascorrente, confermato anche dalle strie a basso valore del *pitch*; anche in questo settore, comunque, è osservabile un carattere normale delle faglie.

Il sistema di faglie di Acciano - Roccapreturo, è costituito da una serie di piani normali ad andamento prevalente WNW-ESE che ribassano progressivamente verso SW con rigetti di alcune centinaia di metri (contatto *maiolica detritica/ scaglia detritica*). La faglia più occidentale mostra notevoli evidenze di attività tardoquaternaria (disloca depositi del Pleistocene superiore e presenta una evidente e continua scarpata di faglia). Più ad oriente, la faglia quaternaria di M. Motola-M. la Cornacchia, sebbene caratterizzata da minori evidenze geomorfologiche rispetto a quella di Acciano - Roccapreturo, disloca depositi del Pleistocene medio-finale. La cinematica osservata lungo tali faglie documenta caratteri principalmente distensivi/transtensivi. Lungo il tratto tra Acciano e Molina Aterno le faglie assumono orientazione N-S ed E-W; le prime pongono a contatto la *maiolica detritica* (Mandra Murata) o i *calcari diasprini detritici* (Monte Cerreto) con i *calcari cristallini* e mostrano caratteri principalmente transtensivi sinistri; le faglie E-W si seguono verso est fino alla Piana di Sulmona ed hanno

PROGETTO GRAFICO

sia un carattere normale *dip-slip* che transtensivo. La componente trascorrente è inferiore a 200 m, valutabile attraverso il dislocamento della cerniera della sinclinale rovesciata di Fossa della Pietrarossa.

Tra Molina Aterno e le Gole di San Venanzio la cinematica principale sembra essere di tipo trascorrente o transpressivo sinistro, lungo faglie ad alto angolo che realizzano contatti tra scaglie tettoniche ettometriche costituite da rocce giurassico-cretaciche (*calcari cristallini inferiori, calcareniti e calciruditi a fucoidi, maiolica detritica* e *calcari cristallini*) intensamente fratturate.

Lungo tale sistema si rinvengono, nel tratto settentrionale delle Gole di S. Venanzio, i depositi carbonatici miocenici (CBZ_2), delimitati da faglie ad alto angolo e compresi tra unità cretaciche

In sintesi, il sistema di M. Prezza-Acciano costituisce un motivo le cui faglie hanno avuto un'attività lunga e complessa per le quali è possibile documentare una cinematica trascorrente/transpressiva e probabilmente anche normale precedenti a quella distensiva/transtensiva quaternaria, ben evidente a nord di Goriano Sicoli. Questa complessa evoluzione può essere ricondotta a fenomeni di inversione in regime trascorrente-transpressivo di strutture normali pre-*thrusting* e alla loro riattivazione durante la tettonica distensiva quaternaria. In tale contesto di riattivazione può anche essere interpretato il piegamento della successione affiorante in prossimità del sistema di faglie suddetto, che assume pendenze comprese tra 60°-70°.

La traccia della faglia giurassica ad andamento circa NE-SW che separa l'alto di M. Prezza dal basso giurassico di Bugnara consente di valutare l'entità della trascorrenza del sistema in esame ad uno/due chilometri (Fig. 10).

3.2. - Sistema di faglie del Morrone

Un sistema di faglie ad andamento NW-SE, con carattere principalmente distensivo ed un rigetto di 1500-2000 m, si rinviene lungo il versante occidentale del Morrone. Le faglie hanno una principale immersione a SW e subordinatamente a SSW, generando una serie di gradini ribassati verso la Conca di Sulmona. Alcune faglie mostrano evidenze morfologiche (scarpate di faglia) e geologiche (depositi continentali quaternari dislocati) che ne evidenziano una attività tardoquaternaria. Sulla base, inoltre, della differente distribuzione delle *facies* si documenta per dette strutture, come già accennato, anche una attività sinsedimentaria giurassica e cretacica.

In particolare, il gradino posto a quote più elevate è limitato dalla faglia M. Corvo - Cimerone - Valle dei Monaci la quale si sviluppa per una lunghezza di oltre 18 km costituendo il motivo estensionale più orientale del sistema del Morrone. Nel settore centro-settentrionale (dalle Gole di Popoli fino ad est di Roccacasale), il piano di faglia è generalmente mascherato al di sotto di potenti accumuli di detriti di versante che poggiano sui termini del blocco di tetto e non consentono, pertanto, una esatta stima del rigetto. Solo da un limitato

PROGETTO CARG

affioramento di *calcari bioclastici inferiori*, ad est del Laghetto delle Rocche, in contatto tettonico con la *corniola* (blocco di letto), è possibile valutare un rigetto nell'ordine di 200-400 m. Nel tratto di faglia posto più a sudest, fino all'altezza di C.le dei Cani, il piano di faglia è generalmente affiorante e delimita il contatto tra l'unità dei *calcari ad echinodermi e coralli* (al letto) ed i *calcari ad ellipsactinie* (al tetto) con un rigetto intorno ai 300m. Qui la faglia è caratterizzata da una fascia tettonizzata che si estende per circa 20m di ampiezza con diversi piani ad orientazione appenninica immergenti di circa 60° verso SW. Ad est di Cimerone la faglia si dirama in due segmenti di cui quello più occidentale si segue con continuità fino al limite del Foglio (nord di Pacentro) lungo l'allineamento Valle Dentro-Valle dei Monaci.

Tra la faglia sopra descritta e la faglia bordiera della Conca di Sulmona si osserva un altro importante sistema disgiuntivo, sempre ad andamento medio NW-SE riconoscibile lungo l'allineamento S. Pietro – Colle delle Vacche – Valle Grande. A nord di quest'ultima località i contatti tettonici cartografati ne suggeriscono la continuità con la faglia osservabile lungo il Fosso S. Anna (est di Popoli) dove il piano di faglia assume localmente una orientazione prossima ad E-W; tuttavia, alcune minori diramazioni della faglia si proseguono anche in direzione NW-SE, dalla Mass.a Muzi verso le Gole di Popoli. La porzione centro-meridionale di tale faglia non risulta quasi mai in affioramento, essendo sepolta al di sotto di una potente coltre detritica; tuttavia, da considerazioni stratimetriche è possibile riferirle un'entità di rigetto dell'ordine di diverse centinaia di metri. Rigetti valutabili intorno a 500-600 m caratterizzano il settore settentrionale, tra Valle Grande e Fosso S. Anna, dove il limite stratigrafico *calcareniti e calciruditi a fucoidi – scaglia detritica,* cartografato nel blocco di letto presso M. Corvo ad una quota di circa 1100m, risulta ribassato verso SW dalla faglia ad una quota di intorno a 500-600 m.

Una spettacolare evidenza morfotettonica caratterizza invece la faglia più bassa (faglia bordiera della Conca di Sulmona) seguibile lungo l'allineamento Pacentro – Roccacasale – Popoli. Il piano di faglia è affiorante per segmenti di continuità chilometrica, come nei pressi di Roccacasale, dove lo specchio di faglia nel substrato presenta dei tratti ad andamento NW-SE e localmente WNW-ESE ed è caratterizzato da un'altezza di alcuni metri. Nel blocco di tetto affiorano costantemente depositi continentali quaternari costituiti da *talus* detritici e conoidi alluvionali riferibili a più fasi deposizionali durante il medio-tardo Pleistocene ed Olocene; localmente tali depositi risultano chiaramente dislocati dal sistema di faglie bordiere della Conca di Sulmona in accordo con quanto già descritto da Miccadei *et alii* (1992).

3.3. - Faglie distensive nel settore sud-occidentale del foglio

Il fianco occidentale dell'anticlinale Montagna Grande-Cima della Selva è troncato da un sistema di faglie dirette (noto come *linea tettonica Alto Sangro-*

PROGETTO CARG

Giovenco) che ribassa ad occidente il fianco interno della piega. Tale sistema estensionale è orientato NNW-SSE e si segue, nell'ambito del Foglio "Sulmona", per circa 7 km ad est dell'allineamento M. Lingotto – Cima delle Selva.

Nel tratto meridionale pone a contatto le *marne a Cylindrites* ed i depositi pelitico-arenacei con i depositi calcarei del Giurassico superiore-Cretaceo inferiore a sud, e del Miocene medio a nord. Tale contatto non si rivela mai come un piano di faglia unico e continuo, ma piuttosto come una serie di piani ai quali si associano evidenti rotture morfologiche. Localmente le dislocazioni distensive interessano le brecce di versante pleistoceniche (località Sotto la Selva e C.se Fontegiusta), indicando un'attività di tale struttura anche durante il Pleistocene. Le direzioni dei piani variano fra N150° e N160°, con brevi tratti a direzione circa N-S e N100°-N120° (C.se Fontegiusta). Gli indicatori cinematici sono piuttosto rari; si rilevano soltanto nella zona fra Sopra la Selva e C.se Fontegiusta dove indicano una direzione di estensione verso WSW.

Nel tratto settentrionale (ad ovest di Valle di Carrito - M. della Selva) il sistema estensionale assume una direzione prossima a N-S ed è riconoscibile in base al contatto tettonico tra le *calcareniti a punti rossi* (Miocene medio) con le torbiditi dell'associazione pelitico-arenacea, elidendo le *marne a cylindrites* e le *marne a Orbulina*; verso nord le faglie diminuiscono progressivamente di rigetto.

Subito ad ovest della *linea tettonica Alto Sangro-Giovenco* si riconoscono altre strutture estensionali: faglia di Costa Carrito e faglia del M. Ventrino. Alla prima faglia che disloca il sovrascorrimento di Carrito ribassandolo verso SW sono associate, come probabili motivi sintetici, alcune faglie minori a direzione N130°-N140° osservabili immediatamente ad ovest di Costa di Carrito.

La faglia del M. Ventrino mostra nell'insieme un andamento arcuato a convessità sud-occidentale. Nel tratto più orientale (a sud dell'allineamento Forca Caruso-M. Ventrino) ha andamento WNW-ESE e pone a contatto i termini del Miocene medio con quelli del Malm-Cretacico inferiore (*maiolica detritica*); in particolare, presso la S.S. 5 (km 143) mostra un'immersione compresa tra N190° e N220°, pendenza di circa 40°-45° ed un *pitch* di 70°W che denota una componente transtensiva destra del movimento. Nel tratto a sud-ovest del M. Ventrino la faglia assume una direzione appenninica, mentre ad ovest di tale rilievo si dispone con un *trend* circa meridiano e perde progressivamente di rigetto verso nord.

Infine, nel settore sud-occidentale del Foglio vanno segnalate una serie di strutture estensionali ad andamento WNW-ESE che interessano i versanti sud-occidentali di Colle della Fonte e del M. Parasano, ribassando progressivamente tale area verso la conca del Fucino.

3.4. - Faglie normali a occidente dell'anticlinale della Maiella

Nel fianco occidentale della Maiella è regionalmente presente una faglia normale ovest-immergente, ad andamento parallello alla direzione assiale

PROGETTO CARG

arcuata della piega, che pone a contatto i depositi silicoclastici dell'avanfossa del Pliocene inferiore con la successione carbonatica per un rigetto massimo di circa 4 km (Donzelli, 1968). Sulla base delle variazioni di spessore e di *facies* della successione del Messiniano/Pliocene inferiore, Adamoli *et alii* (1997) evidenziano per tale struttura un'importante attività sinsedimentaria.

La faglia mostra una diminuzione del rigetto verso nord, ed è ancora presente a nord di Caramanico, ove pone a contatto la *Formazione Bolognano* con la *Formazione gessoso-solfifera*. Il piano di faglia è costituito da segmenti contigui a direzione intorno a N-S (tra N20°E e N20°W) e circa E-W (tra N60° e N110°), caratterizzati da strie indicanti una cinematica normale-transtensiva precedente a quella trascorrente (destra lungo i piani a direzione N-S e sinistra su quelli E-W), testimoniata da vene di taglio calcitiche. L'analisi strutturale documenta, insieme ai dati stratigrafici, la riutilizzazione della faglia normale sinsedimentaria come trascorrente durante la strutturazione della catena (Pliocene medio).

3.5. - Discussioni e considerazioni regionali

Il rilevamento geologico di dettaglio condotto nell'ambito del Progetto CARG della Regione Abruzzo, relativamente al settore della catena appenninica esterna ricadente nel Foglio "Sulmona", ha consentito di caratterizzare i principali elementi strutturali evidenziando cinque unità tettonostratigrafiche i cui rapporti geometrici sono schematizzati nella figura 22.

Inoltre, sono stati definiti i seguenti caratteri geologico-strutturali:

- la terminazione periclinalica della anticlinale della Montagna Grande - Cima della Selva ed il radicamento verso nord delle strutture triangolari tra detta piega ed i contigui elementi (anticlinale di M. Prezza);
- la presenza di strutture sinsedimentarie giurassiche e cretacico-terziarie e di sovrascorrimenti e sistemi di faglie trascorrenti neogenici;
- sistemi di faglie quaternarie che costituiscono la ripresa di precedenti strutture.

I risultati raggiunti costituiscono importanti vincoli utili per portare un contributo alla risoluzione delle problematiche aperte in questo settore della catena appenninica. A tale proposito, la terminazione periclinalica dell'anticlinale della Montagna Grande - Cima della Selva ed il radicamento verso nord delle strutture triangolari tra detta piega ed i contigui elementi (anticlinale di M. Prezza, quale settore settentrionale della struttura del M. Genzana) consentono di considerare la successione di margine-scarpata prossimale della Montagna Grande interposta tra la Piattaforma della Marsica occidentale ed il Bacino/Scarpata del Genzana, come sostenuto da Colacicchi (1967) e Colacicchi & Praturlon (1965). Tali elementi sono pertanto in disaccordo con l'ipotesi della finestra tettonica della Montagna Grande, proposta da Patacca *et alii* (1991) e con quella di Corrado *et alii* (1996) che prevede un'importante entità di accavallamento tra la Montagna Grande e il M. Genzana con elisione del Bacino pelagico interposto.

PROGETTO CARG

Per quanto riguarda il sovrascorrimento di Bussi - Prezza, i nuovi dati acquisiti (progressivo passaggio dalle *facies* di piattaforma carbonatica del Morrone a quelle di scarpata/bacino del M. Genzana) sono in accordo con una entità di traslazione minima che consente, in accordo con Mostardini & Merlini (1986), di attribuire la Piattaforma del Morrone alla Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, caratterizzata dalla presenza di un golfo mesozoico (Colacicchi, 1967). Considerando il sovrascorrimento del Gran Sasso quale prosecuzione verso nord della struttura in esame (Patacca *et alii*, 1991), è verosimile correlare le *facies* pre-terrigene, così come i depositi silicoclastici messiniani pre e sin-evaporitici tra il Gran Sasso e la Marsica.

In tale contesto, il sovrascorrimento dei depositi silicoclastici messiniani su quelli pliocenici, attribuiti da Centamore *et alii* (1991) a due distinte avanfosse, potrebbe costituire il motivo principale lungo il quale la Piattaforma carbonatica laziale abruzzese si è accavallata sulla Piattaforma della Maiella, quale elemento della Piattaforma apula esterna, ricoprendo un eventuale bacino interposto (*Bacino molisano* e/o i suoi tratti di raccordo con quello *marchigiano-abruzzese*). Verso nord, tale motivo prosegue nel sovrascorrimento di Teramo, sigillato dai depositi di bacino satellite del Pliocene medio (Bigi *et alii*, 1997b).

Per quanto riguarda il sovrascorrimento del Morrone, questo accavalla la successione carbonatica sui depositi silicoclastici dell'*Unità Laga-Queglia*. La sua prosecuzione verso NW può essere ricercata in quello del Gran Sasso (Ghisetti & Vezzani, 1983), il quale avrebbe ripartito, verso meridione, la sua entità di traslazione sia con il sovrascorrimento del Morrone stesso e sia con quello di Bussi - Prezza.

Il riconoscimento di strutture sinsedimentarie giurassiche, come ad esempio la faglia che delimita verso SE l'alto di M. Prezza, consente di vincolare l'entità della trascorrenza del sistema di M. Prezza-Acciano a qualche chilometro, evidenziando un ruolo nettamente subordinato della trascorrenza (D'Andrea *et alii*, 1991) rispetto a quello della tettonica a *thrust*, verosimilmente in un contesto di ripartizione della deformazione lungo discontinuità preesistenti durante la strutturazione della catena.

Relativamente alla faglia trascorrente destra Fucino-Bussi, descritta da Vezzani & Ghisetti (1997), il rilevamento geologico di dettaglio effettuato consente di evidenziarne la corrispondenza nei settori orientale e centro-occidentale con strutture sinsedimentarie giurassico-cretaciche. Nel settore centrale della struttura in esame, sono state documentate faglie principalmente normali a direzione E-W, con evidenze di attività quaternaria. Pertanto i dati acquisiti non confermano l'entità di trascorrenza di 5 km attribuita alla struttura da Vezzani & Ghisetti (1997).

La strutturazione di questo settore della catena si è realizzata principalmente in sequenza dal Messiniano superiore al Pliocene medio/superiore, come evidenziato dai depositi di bacino satellite (*conglomerati di Rigopiano*) che documentano anche fenomeni di riattivazione.

PROGETTO CARG

4. - NEOTETTONICA (M. Coltorti & A. Pizzi)

L'emersione dell'area in esame ha avuto inizio nel tardo Messiniano nei settori più occidentali del foglio, mentre in quelli più orientali si raggiunge un completo e definitivo assetto continentale, probabilmente, nel Pliocene superiore. Le culminazioni delle maggiori strutture anticlinaliche, tuttavia, possono aver subito precoci e locali emersioni durante la crescita delle pieghe sulle rampe dei sovrascorrimenti, attivi dal Messiniano superiore almeno fino al Pliocene medio/superiore. Poco più a nord, per l'Appennino umbro-marchigiano, è stato recentemente proposto (Coltorti & Pieruccini, 1997a, 1997b; Calamita *et alii*, 1999b) che tale emersione sia stata conseguente a movimenti differenziati legati alla riattivazione del fronte di alcuni *thrust* e, solo in seguito, alla fine del Pleistocene inferiore, i movimenti verticali sarebbero divenuti generalizzati ed il sollevamento avrebbe interessato l'intera area peninsulare, con valori maggiori in corrispondenza della parte centrale della catena (Dramis, 1992; Calamita *et alii*, 1994; 1999b).

L'area in esame, ubicata in corrispondenza dell'asse della catena appenninica, con quote tra le più elevate della penisola (2.912 m s.l.m. al Gran Sasso d'Italia, 2.062 m al M. Morrone) sembra aver subito eventi analoghi dato che i *conglomerati di Rigopiano*, presenti sul fronte della catena, sono stati fortemente deformati e sollevati da movimenti tettonici successivi alla loro messa in posto. Tracce di modellamento glaciale che indicano un progressivo aumento delle quote medie della catena dal Pleistocene medio erano già state evidenziate da Demangeot (1965). Con ogni probabilità il fenomeno di sollevamento è proseguito fino ai tempi recenti ed è tuttora in corso, anche se la mancanza di riferimenti cronologici precisi ne impedisce di valutare i tassi con accettabile approssimazione.

Al sollevamento generalizzato si accompagna una evidente attività tettonica distensiva "post-catena" caratterizzata da sistemi di faglie normali e transtensive ad alto angolo. Le principali faglie, orientate prevalentemente in direzione appenninica, delimitano quasi tutte i bordi orientali delle depressioni intermontane e sono responsabili dei caratteri odierni del paesaggio tipicamente costituito da dorsali e bacini *(half-graben)*. Sono inoltre presenti numerose faglie di trasferimento ad andamento sia N-S che E-W che raccordano i segmenti appenninici *en-échelon*.

Nell'area non si hanno dati certi sull'inizio della tettonica estensionale ma, in analogia con quanto osservato nell'Appennino umbro-marchigiano (Dramis, 1992; Coltorti & Pieruccini, 1997a, b; Calamita *et alii*, 1999a), è verosimile che essa abbia avuto inizio nel Pleistocene inferiore-medio, come sembra testimoniato dall'età dei sedimenti all'interno delle depressioni tettoniche (Follieri *et alii*, 1991; datazioni radiometriche allegate). Evidente è invece l'attività tardo-pleistocenica ed olocenica per alcune di queste faglie, alle quali è possibile associare anche l'intensa attività sismica documentata per l'area (Fig. 19).

Il sistema di faglie con maggiori evidenze di attività tardo-quaternaria dell'intero foglio è quello che delimita ad occidente la dorsale del Morrone e

costituisce il sistema bordiero della Conca di Sulmona (Vittori *et alii*, 1995). I lembi preservati della "*superficie sommitale*" a quote medie di circa 1100-1200 m sui rilievi prospicienti il versante orientale della Conca di Sulmona indicherebbero rigetti complessivi di circa 8-900 m (Calamita *et alii*, 1999a); in corrispondenza della depressione i rigetti sarebbero ancora maggiori. Il versante di faglia sembra essere suddiviso in due porzioni: ai piedi del versante è presente la faglia di Pacentro-Roccacasale-Popoli, mentre, più a monte, una seconda faglia corre tra Impranezza-Valle Grande-Valle dei Preti. A sud di Roccacasale-Cimerone questo secondo elemento genera alcuni gradini a mezza costa (Colle delle Vacche e Colle

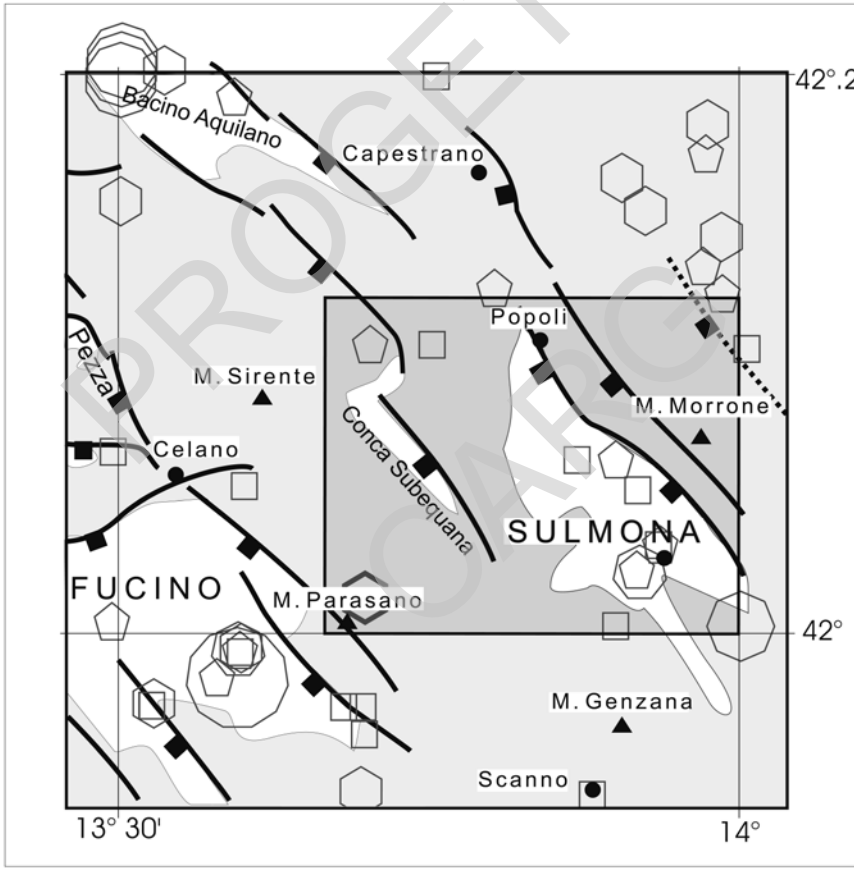


Fig. 24 - *Schema tettonico dei principali sistemi di faglie normali ad attività quaternaria ed ubicazione epicentrale dei terremoti storici (dal 1000 A.D. al 1980; Il numero di lati dei poligoni (epicentri) corrisponde al grado di Intensità macrosismica. Da* Vittori *et alii (1995) modificato. Il riquadro delimita il Foglio 369 "Sulmona".*

PROGETTO CARG

dei Cani) e si suddivide in due fasci: a) Valle Dentro-Valle dei Monaci; b) S. Pietro - Colle delle Vacche - Valle Grande.

Nel tratto più settentrionale del versante, dove il gradino è più marcato, è presente una gigantesca trincea legata a un fenomeno gravitativo di enormi dimensioni del tipo *sackung* (Dramis & Sorriso-Valvo, 1994).

Il versante superiore è relativamente poco rielaborato dall'erosione mentre il blocco ribassato è dissecato in più tratti da valli trasversali. La parte bassa del versante è inoltre coperta da una serie di conoidi coalescenti appartenenti al *Sintema di Valle Majelama*, al cui interno, nei pressi di Badia Bagnaturo, sono state osservate alcune faglie a rigetto decimetrico e metrico già segnalate da Cavinato & Miccadei (1995). Sulla prosecuzione settentrionale di queste faglie, lungo il versante calcareo nei pressi di Badia Bagnaturo, è inoltre presente uno "*scarplet*" con evidente "*free face*" di alcuni metri.

Lungo il bordo occidentale della Conca di Sulmona, tra Raiano e Prezza, si rinviene un sistema di faglie normali antitetiche, con rigetti nettamente subordinati a quelle ovest-immergenti. Minori faglie antitetiche, inoltre, delimitano ad est M. S. Cosimo ed altre sono responsabili della formazione di una sella che separa questo rilievo dal versante adiacente. E' probabile che questo sistema di faglie prosegua verso sud all'interno della valle del Gizio, mentre verso nord può essere raccordato al sistema di faglie delle Gole di S. Venanzio-Molina Aterno. Tutte queste faglie sono però sepolte dai conoidi dell'unità allostratigrafica di *Valle Majelama* e non sembrano presentare indizi di attività olocenica.

Un altro sistema di faglie con spettacolari evidenze di attività tardoquaternaria è quello della valle dell'Aterno le cui scarpate di faglia si riconoscono con continuità da Roccapreturo, attraverso Acciano, fino a Molina Aterno. A sud di quest'ultima località le evidenze geologiche e morfotettoniche suggeriscono una prosecuzione del sistema con le faglie di Castelvecchio Subequo - Goriano Sicoli - M. Prezza, tramite un importante trasferimento di tipo *en-échelon* destro.

Nella Conca Subequana questo sistema di faglie ha controllato vistosamente gli ambienti di sedimentazione del Pleistocene medio (*Supersintema di Aielli-Pescina*). Infatti, mentre all'interno della depressione si depositavano decine di metri di sedimenti fluviali e lacustri, sulla scarpata di faglia (in località Canto dei Capretti, a circa 700m s.l.m.), era presente una spiaggia ciottolosa di pochi metri di spessore. In tutta la conca (ad esempio a sud-est di Acciano), ma anche più a monte, lungo l'Aterno (nei pressi di Fontecchio, Foglio "L'Aquila"), si osservano nei depositi del Pleistocene medio rigetti fino ad alcune centinaia di metri. Anche i depositi detritici e le conoidi alluvionali del *Sintema di Valle Majelama* (Pleistocene superiore) risultano vistosamente fagliati, mentre una *free face* di alcuni metri nel substrato carbonatico indica la prosecuzione del movimento tettonico anche nell'Olocene. A monte di Molina Aterno questo elemento è dislocato a sua volta da faglie con orientazione compresa tra E-W a NW-SE che interessano anche i depositi del Pleistocene medio e superiore. Nell'area di Castelvecchio Subequo sono inoltre evidenti faglie subverticali con direzioni NNE-SSW che dislocano

anch'esse i depositi del Pleistocene medio.

Anche sul versante sud-occidentale della Conca Subequana, tra Goriano Sicoli-Gagliano Aterno e Secinaro si osserva un sistema di faglie con analoga orientazione, che prosegue nell'adiacente Foglio "Avezzano" delimitando il versante orientale del Sirente ed il *corridoio dell'Aterno* (Bagnaia *et alii*, 1989). All'interno della Conca Subequana l'attività di questo sistema è sigillata dai detriti e dai conoidi coalescenti del *Sintema di Valle Majelama*.

Più problematica è invece l'attribuzione ad un'attività quaternaria del sistema di faglie normali nel fianco occidentale della Maiella dove mancano evidenze geologiche e morfotettoniche di superficie paragonabili a quelle di Sulmona o della Valle dell'Aterno. Considerando il coinvolgimento in catena della struttura Maiella almeno fino al Pliocene medio-superiore è verosimile che il rigetto morfologico di circa 6-700 m tra i lembi della "*superficie sommitale*" (Dramis, 1992; Coltorti & Pieruccini, 1997a e b), ben preservati tanto sulla Maiella che sul Morrone e corrispondente, grossomodo, al dislivello tra i due rilievi (m 2793 al M. Amaro, e m 2060 al M. Morrone) possa essere attribuito tanto all'attività di un sovrascorrimento quanto al rigetto della faglia in questione. Evidenze indirette a favore di un'attività recente della faglia normale potrebbero essere documentate dalla presenza di depositi lacustri del Pleistocene medio e superiore lungo il fondovalle del Pescara.

Infine, un ulteriore sistema di faglie normali ovest-immergenti delimita la Valle di Carrito e il Monte della Selva generando sul versante calcareo uno "*scarplet*" di vari metri. Ai piedi del versante sono presenti detriti di versante appartenenti al *Supersintema di Aielli-Pescina* fortemente deformati e interessati da una faglia che risulta però sigillata da depositi di conoide del Pleistocene superiore. Da questo elemento si diparte un ramo con orientazione NW che delimita a settentrione la valle del Giovenco nel suo raccordo con il bacino del Fucino; ad esso sono associate piccole scarpate sul versante e dislocazioni di alcuni metri in depositi conglomeratici riferibili al Pleistocene medio-alto ("*Unità di Pescina*" di Bosi *et alii*, 1995). Poco più ad ovest si collegano al sistema in parola le faglie con direzione NW-SE che delimitano il M.Parasano e che in alcuni tratti hanno dato indizi di riattivazione durante il terremoto di Avezzano del 1915 (Serva *et alii*, 1986; Galadini *et alii*, 1991).

PROOF

PROGETTO CARG

IX - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA

(E.Centamore & F.Dramis)

Analizzando la distribuzione spazio-temporale delle *facies* di piattaforma, scarpata e bacino affioranti nel foglio in esame e la scansione temporale delle fasi tettoniche si può ricostruire l'evoluzione paleogeografica e geodinamica di questa porzione dell'Appennino Centrale, che appartiene ad un segmento del margine settentrionale africano a crosta continentale evolutosi e strutturatosi dal Trias al Neogene.

Durante la fase di *rifting mesogeo* del Lias inferiore, quando la preesistente *paleopiattaforma auct.* viene smembrata da una serie di faglie listriche normali sia parallele che trasversali al margine continentale, il *dominio laziale-abruzzese,* di cui fa parte l'area in esame, viene disarticolato in una serie di grandi blocchi, in cui permane un ambiente di piattaforma, separati da depressioni strutturali longitudinali e trasversali, colmate da depositi marginali o pelagici, che rappresentano dei *solchi di intrapiattaforma.* Nell'area in esame gli effetti di questa attività tettonica sinsedimentaria sono ben evidenti lungo la dorsale del Morrone e nel settore compreso tra M. Parasano ed il Morrone stesso.

Nella prima area una serie di faglie normali, ad andamento NE-SW, favorisce lo sprofondamento verso il bacino, prima del segmento più settentrionale, quindi, ma più lentamente ed in ambiente di transizione, del segmento intermedio, mentre nella parte meridionale continua la sedimentazione in ambiente di piattaforma.

Nella restante area procedendo da SW verso NE, si osservano tre settori orientati circa NW-SE, in cui si manifesta un analogo sprofondamento dei blocchi della preesistente *paleopiattaforma*, però verso NE. Il M. Parasano rappresenta ancora il bordo nord-orientale della *piattaforma marsicana* mentre sul blocco della Montagna grande si imposta un ambiente marginale e di scarpata. Il settore M. Genzana-Serra Ruffigno-Popoli è invece annegato nel dominio di bacino già dal Lias inferiore; in esso sono particolarmente evidenti nei pressi del Sagittario,

gli effetti della subsidenza differenziata nel Giurassico, con la formazione di alti strutturali intrabacinali e di depressioni.

Si sviluppano così sia il *corridoio marsicano auctt*. a direzione NNW-SSE di cui fa parte il settore Montagna Grande – M. Genzana, sia il solco trasversale *Fucino-Piana di Sulmona-Valle del Pescara* individuato dall'allineamento Gole di Popoli-M. Ventrino in cui affiorano depositi pelagici.

Le notevoli quantità di detriti carbonatici che si accumulano nei depositi bacinali e di scarpata nella maggior parte dei casi possono essere messi in relazione alla intensa attività tettonica che si è manifestata ai margini dei blocchi di piattaforma.

Nel Paleogene-Miocene inferiore-medio, mentre i rapporti tra i principali blocchi rimangono abbastanza costanti, si osservano importanti variazioni paleoambientali legate alla evoluzione dei movimenti verticali.

A questi ultimi sono legati inarcamenti a largo raggio dei principali blocchi, accompagnati dal *tilting* delle porzioni periferiche dei blocchi stessi; tali fenomeni sono resi evidenti dalla sovrapposizione in discordanza angolare di *facies* di rampa, da prossimale a distale, su diversi termini delle successioni mesozoico-paleogeniche, di bacino prossimale o di scarpata.

Nel Messiniano inferiore il dominio di avanfossa, nella sua progressiva migrazione verso est, ingloba quasi tutto il settore studiato, ad eccezione dell'*Unità Cellino - Maiella,* che rimane, anche se notevolmente strutturata, nel dominio di avanpaese. Le *argille gessifere* (UAP_g) che chiudono la sedimentazione torbiditica dell'*Unità Prezza*, permette di riferire ad un Messiniano post crisi di salinità il coinvolgimento nel dominio di catena del settore interno.

I *conglomerati di Rigopiano*, che rappresentano la sedimentazione in un bacino satellite del Pliocene inferiore, documentano l'avvenuta strutturazione in catena dell'*Unità Morronee* dell'*Unità Laga - Queglia* mentre il dominio di avanfossa raggiunge la più esterna *Unità Cellino - Maiella,* che viene a sua volta inglobata nella costruzione dell'edificio a pieghe e sovrascorrimenti nella parte alta del Pliocene inferiore.

A partire dal Pliocene superiore (Bosi & Bertini, 1970; Bertini & Bosi; 1976; 1978; 1993; Bagnaia *et alii*, 1989; Miccadei *et alii*, 1992; Sylos-Labini, 1993; e Cavinato & Miccadei, 1995) e per alcuni Autori (Coltorti & Pieruccini, 1997a, b; Calamita *et alii*, 1999; in stampa) a partire dal Pleistocene inferiore-medio, l'area è stata sottoposta ad un regime tettonico estensionale, durante il quale si sono generate faglie normali ad andamento NW-SE, raggruppate in fasci e spesso caratterizzate da vicarianze o trasferimenti lungo motivi trasversali od obliqui. Si è avuta inoltre la riattivazione in senso normale o transtensivo di numerosi elementi più antichi, spesso con caratteristiche cinematiche originarie diverse, a luoghi con accentuati fenomeni di inversione tettonica. In questo contesto hanno avuto origine le depressioni tettoniche intrappenniche (come il bacino aquilano, la Conca di Sulmona, la Conca del Fucino ecc.) delimitate da scarpate di faglia e contenenti sedimenti lacustri.

Verso la fine del Pleistocene inferiore si è verificata, come già accennato, una

PROGETTO CARG

rapida accentuazione del sollevamento regionale che ha prodotto incrementi di rilievo fino a oltre 2.000 m lungo l'asse della catena causando anche l'assetto monoclinalico dei depositi plio-pleistocenici periadriatici (Dramis, 1992; Calamita *et alii*, 1994; 1999; Bigi *et alii*, 1997a, b). In conseguenza del sollevamento si è prodotto un generale e forte approfondimento dell'erosione lungo le aste fluviali le quali, per erosione regressiva, hanno raggiunto, sventrandole, buona parte delle depressioni intrappenniniche. Il sollevamento ha anche causato, con ogni probabilità, una intensificazione della tettonica distensiva che, in corrispondenza della faglie bordiere delle depressioni, ha interessato anche i depositi di riempimento dei bacini lacustri. In alcuni casi, si è avuta verosimilmente una sorta di competizione tra attività delle faglie ed erosione regressiva con alternanze di fasi di sventramento e fasi di chiusura dei bacini.

Tenuto conto che le età radiometriche ottenute dai sedimenti lacustri della Conca di Sulmona sono comprese tra 700.000 e 300.000 anni (Catalano, citato in Carrara, 1998; Villa, nell'ambito del presente programma di rilevamento, Tab. 2), l'apertura della soglia tettonica che chiudeva verso l'Adriatico il bacino si sarebbe prodotta nel Pleistocene medio-alto. L'erosione regressiva avrebbe prodotto profonde incisioni dei depositi all'interno del bacino, eliminando anche verso l'alto, con ogni probabilità, parte della sequenza sedimentaria. Successivamente la forte produzione di detriti e l'apporto di sedimenti ghiaiosi di conoide associati alle fasi fredde del Pleistocene medio finale e del Pleistocene superiore avrebbero completamente obliterato le incisioni dando origine alla piana. Una conferma di questa ipotesi viene fornita dai sondaggi sismici effettuati ad ovest di Pratola Peligna (Signanini, nell'ambito del presente progetto) che mostrano l'esistenza, al di sotto della piana, di una paleovalle profonda fino a 40 m e riempita di materiali conglomeratici**.**

Contemporaneamente si è verificato un brusco mutamento del clima verso condizioni freddo-aride, alternate a condizioni temperato-umide (Williams *et alii*, 1988; Ruddiman *et alii*, 1989). In corrispondenza delle prime si è avuta la produzione di ingenti quantità di detriti sui versanti denudati dalla copertura vegetale e il loro accumulo alla base degli stessi o, dopo la presa in carico da parte di acque correnti superficiali, lungo corsi torrentizi e fluviali a formare conoidi alluvionali, tra i quali particolarmente sviluppati e ben conservati sono quelli depositati nel *Pleniglaciale würmiano*. A quest'ultima fase climatica sono riferibili, sia pure con qualche incertezza, gli scarsi depositi morenici presenti nelle parti sommitali di M. Morrone, di M. Rotondo, Colle della Croce e Cimerone.

PROPERTY OF CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

X - ASPETTI E PROBLEMATICHE APPLICATIVE

I.I. - Cenni sulla sismicità, la franosità e le esondazioni (M.Coltorti)

Scarpate associate a faglie di notevole rigetto, anche tardo pleistocenico e olocenico, caratterizzano i bordi delle depressioni presenti nell'area. Sebbene i terremoti in epoca storica con epicentro specifico all'interno del foglio siano stati pochi e di debole intensità (CNR-PFG, 1985), l'area ha nondimeno subito intensamente i danni di terremoti con epicentri anche relativamente lontani. Le fasce pedemontane occidentali del M. Morrone, tra Pacentro e Popoli, sono al riguardo uno degli esempi più eclatanti. La faglia ai piedi di questo versante presenta oltre 1000 metri di rigetto e localmente disloca per vari metri i detriti stratificati dell'ultima glaciazione affioranti all'interno di cave per inerti. Numerose faglie appartenenti allo stesso sistema affiorano inoltre a quote più elevate sul versante. Nell'abitato di Popoli, più volte colpito da terremoti, la recente espansione urbanistica ha raggiunto aree dove sono a contatto per faglia le rocce calcaree della dorsale ed i sedimenti fluvio-lacustri, talora basculati e caoticizzati. Esempi analoghi si osservano nell'alta valle del Giovenco, nella valle del Rio di Pezzana, tra Casale e Cocullo, lungo il Corridoio dell'Aterno tra Roccapreturo e Molina Aterno, e su entrambi i lati della Conca Subequana, tra Castelvecchio, Castel di Ieri e Goriano Sicoli da un lato e Secinaro e Gagliano Aterno dall'altro. Anche a Roccapreturo la faglia bordiera ha dislocato per vari metri i depositi detritici dell'ultima glaciazione.

L'attività neotettonica e la sismicità, unitamente al forte contrasto di rilievo associato alle scarpate di faglia e all'approfondimento vallivo, hanno contribuito all'attivazione di numerose frane anche di grandi dimensioni. Lungo il Corridoio dell'Aterno tutto il versante settentrionale del Monte Campo di Rose risulta interessato da un fenomeno di scorrimento rotazionale che ha dislocato e caoticizzato i detriti dell'ultima Glaciazione. Il margine destro di

questa frana giunge quasi a lambire Goriano Valli, la cui periferia settentrionale è inoltre interessata da una colata di detrito. Frane attive sono presenti inoltre sul versante sinistro della Valle dell'Aterno, interessando il manto stradale tra Roccapreturo e Molina Aterno ed il bordo meridionale del foglio, nei dintorni del cimitero di Anversa.

Particolarmente estesa e di notevoli dimensioni è la frana di Buonara. Si tratta di un fenomeno di scorrimento traslazionale esteso quasi 2 km e largo 1 km; gli spessori sono difficilmente valutabili anche se dovrebbero superare i 300 m se, come è verosimile, la superficie di distacco è ubicata all'interno della unità calcareo marnosa del *"verde ammonitico"*. Lungo il versante sono presenti numerose contropendenze e trincee che suddividono il corpo principale in numerosi movimenti secondari. Un'evidente manifestazione dell'attività di questa frana si ha lungo il fondovalle nei pressi del ponte che attraversa il F. Sagittario dove le alluvioni del Pleistocene medio sono interessate da evidenti deformazioni e piani di taglio.

Estese e numerose sono le frane sui due versanti del Monte Morrone e nella valle di Popoli. Il paese di Pacentro sorge su di un gigantesco accumulo di frana di detriti che ingloba elementi anche di decine di metri cubi. Si tratta di un fenomeno molto antico, generato in un contesto climatico e topografico differente dall'attuale, come è testimoniato dalla profonda valle che disseca l'accumulo, all'interno della quale sono presenti unità alluvionali terrazzate. Grandi frane, alcune con indizi di attività recente, interessano il versante settentrionale nei pressi di Marane.

Un gigantesco movimento gravitativo interessa larga parte del versante tra Popoli e Roccacasale, come indicato dalla presenza di gradini e trincee. Una delle superfici di scorrimento, messa in evidenza dall'approfondimento vallivo, si estende verso nord sino a Popoli rappresentando, unitamente all'attività sismica, una delle maggiori pericolosità geologiche dell'area.

Il versante occidentale del M. Morrone è percorso da numerose frane di scorrimento che successivamente evolvono per colata sviluppandosi per chilometri fino al fondovalle entro i litotipi arenacei e pelitici delle formazioni mio-plioceniche. La recente attività di alcune di esse ha interessato anche centri abitati come ad esempio Salle, che nel 1908 è stata riconosciuta come centro da trasferire (L.9.7.1908 n°445); fenomeni di frana in atto sono presenti a Caramanico Terme, già riconosciuta agli inizi del secolo come centro abitato da consolidare (D.L.2.3.1916 n°299).

L'area non risulta oggiorno particolarmente interessata da fenomeni di esondazione anche se eventi alluvionali vi si sono diffusamente verificati in passato come indicato dalla presenza di arginature nei tratti di pianura, dalla confluenza tra Gizio e Sagittario, o a valle delle Gole dell'Aterno, sino alla periferia di Popoli.

1.2. - Cenni di Idrogeologia (M. Petitta)

L'idrogeologia delle aree di piattaforma carbonatica appenninica è caratterizzata da estesi acquiferi, rappresentati dalle sequenze carbonatiche che costituiscono le principali dorsali montuose, la cui permeabilità è molto elevata per fratturazione e carsismo. L'effetto del carsismo si esplica soprattutto nelle aree di ricarica, all'interno dei rilievi, soprattutto in presenza di aree endoreiche di estensione anche notevole.

Questi importanti acquiferi, estesi in genere per diverse centinaia di chilometri quadrati, vanno ad alimentare sorgenti basali di portata elevata, poste alla periferia dei massicci, a quote topograficamente depresse, dove l'acquifero viene tamponato da sedimenti a permeabilità limitata. I limiti di permeabilità sono costituiti da depositi terrigeni flyschoidi tardomiocenici o da sedimenti plio-quaternari di riempimento delle valli fluviali o delle depressioni intramontane. I sedimenti che hanno riempito tali depressioni, costituiti da depositi di versante, alluvioni fluviali e sedimenti lacustri e/o palustri, presentano una permeabilità variabile in funzione della granulometria e della cementazione, generalmente inferiore a quella degli acquiferi carbonatici, consentendo in qualche caso travasi sotterranei dalle falde regionali verso gli acquiferi porosi multistrato.

Il territorio compreso nel Foglio "Sulmona" è dominato dalla presenza della Conca omonima, circondata da rilievi carbonatici, secondo uno schema classico nell'idrogeologia dell'Appennino centrale carbonatico.

Le strutture idrogeologiche carbonatiche presenti, sia pure parzialmente, nell'area in esame, sono numerose (Boni *et alii*, 1986; Celico, 1983). In senso orario si trovano: la terminazione meridionale del sistema idrogeologico del Gran Sasso (settore nordoccidentale del foglio), praticamente l'intera unità del M.te Morrone (area orientale), l'estremo settentrionale della dorsale del M.te Genzana (settore meridionale) e la struttura del M.te Prezza, appartenente al sistema idrogeologico del Sirente. Agli angoli nordorientale e sudoccidentale del foglio, compaiono anche piccole porzioni della dorsale della Maiella e del M.te Parasano, rispettivamente che per l'esiguità degli affioramenti, non vengono prese in considerazione in questa sede.

La Conca di Sulmona rappresenta il fulcro del sistema idrografico-idrogeologico dell'Abruzzo aquilano, essendo sede di numerose e copiose sorgenti (Massoli-Novelli & Petitta, 1997), alimentate nella quasi totalità dalle strutture carbonatiche circostanti sopra elencate, nonché della confluenza dei fiumi Sagittario ed Aterno, che a seguito dell'immissione delle acque delle sorgenti di Capo Pescara, diviene Fiume Pescara.

Dal sistema idrogeologico del Gran Sasso vengono alimentate le sorgenti di S. Calisto, nei pressi di Popoli, di portata media pari a circa 2.2 m^3/s (Massoli-Novelli & Petitta, 1998), quasi totalmente sfruttate per produzione di energia elettrica.

Al contatto tra la dorsale del Gran Sasso e quella del Sirente si trovano le sorgenti di Capo Pescara, sede della Riserva Naturale Regionale omonima, che

PROGETTO CARG

sono le più copiose d'Abruzzo, avendo una portata media di poco superiore a 7 m^3/s. L'area di alimentazione di queste sorgenti va ricercata in massima parte nella dorsale del M.te Sirente (Massoli-Novelli *et alii*, 1999).

Il sistema idrogeologico del M.te Sirente alimenta inoltre le sorgenti della valle dell'Aterno, corrispondenti al gruppo di Molina Aterno (Forma Grande e Lago del Barone), la cui portata è variabile nel tempo, con valori medi pari a 0.6 m^3/s. Nello stesso tratto è inoltre presente un drenaggio nell'alveo del Fiume Aterno, compreso tra 0.5 e 1 m^3/s (Capelli & Petitta, 1998). Tra le emergenze maggiori, queste sono le uniche del Foglio "Sulmona" ad essere ubicate esternamente alla Conca omonima.

Alla base della dorsale del M. Prezza, nei pressi di Raiano, a valle delle Gole di S. Venanzio lungo il Fiume Aterno, sono presenti altre importanti sorgenti, tra cui quella denominata Acqua Solfa (o Pescara Solfurea), di portata media pari a circa 250 l/s. Anche in questo tratto sono stati segnalati incrementi di portata in alveo corrispondenti a sorgenti lineari, per valori prossimi a 1 m^3/s (Stigliano *et alii*, 1999).

La struttura idrogeologica del M.te Genzana alimenta importanti sorgenti poste al margine meridionale della Conca di Sulmona, ubicate però immediatamente al di fuori del Foglio "Sulmona", quali Cauto e Gizio (Salvati, 1996).

L'unità idrogeologica del M. Morrone alimenta diverse sorgenti di portata notevole, tra cui la più nota è quella del Giardino, nei pressi di Popoli, totalmente captata per uso potabile (portata 1.5 m^3/s). La stessa struttura alimenta il drenaggio nell'alveo del Fiume Pescara lungo l'attraversamento della stretta incisione delle Gole di Popoli. In questo tratto sono sicuramente presenti sorgenti puntuali, di portata non superiore a qualche decina di litri al secondo, in parte di tipo solfureo, con presenza di gas quali anidride carbonica. L'entità della portata di questa sorgente lineare non è stata ancora definita con univocità: secondo alcuni autori il contributo si dovrebbe attestare sui 2 m^3/s (Massoli-Novelli *et alii*, 1998), secondo altri non dovrebbe superare 1 m^3/s (Boni *et alii*, 1986; Celico, 1983). Ulteriori sorgenti, di portata minore, sono presenti sul versante orientale del Morrone (Conese *et alii*, in stampa).

La circolazione idrica sotterranea nei depositi clastici continentali della Conca di Sulmona non è altrettanto nota. La presenza delle numerose e copiose sorgenti su tutti i lati della Valle Peligna e l'esistenza di livelli e fasce detritiche a granulometria elevata, dotati quindi di buona permeabilità, fanno supporre che siano possibili scambi tra gli acquiferi fratturati delle dorsali e l'acquifero multistrato della piana. Al momento non esistono studi di dettaglio né sulla successione degli acquiferi nel dominio poroso, né sull'andamento della superficie piezometrica nella piana in generale. La presenza di corsi d'acqua spesso in fase erosiva può comunque determinare la presenza di incrementi in alveo (sorgenti lineari) anche nell'attraversamento della piana, come segnalato in letteratura per i torrenti Vella e Velletta (Boni *et alii*, 1986) e per lo stesso Sagittario (Celico, 1983).

PROGETTO CARG

1.3. - Materiali da costruzione e cave (G. Conte)

Rocce carbonatiche:

A circa 2 km a S dal centro di Sulmona, alle pendici settentrionali di Cresta della Maggiore, fino a circa 50 anni fa veniva estratto e lavorato il *"calcare cristallino"* ("pietra regia") del Cretacico medio-sup (CTN) per uso locale, utilizzato anche come pietra ornamentale. Sempre di origine carbonatica sono le sabbie dei depositi di conoide attualmente cavate ai piedi del versante meridionale di M. Morrone di Pacentro, nelle immediate vicinanze dell'abitato di Sulmona; cave di inerti interessano inoltre i calcari mesozoici, che vengono utilizzati per l'edilizia locale (Corfinio).

In occasione del restauro della facciata del Palazzo dell'Annunziata, a Sulmona, concluso nel maggio del 1996, è stata condotta una ricerca volta ad individuare le antiche cave e più in generale le zone di provenienza dei materiali litoidi originari del palazzo. L'area di probabile provenienze del materiale è il versante settentrionale di M. Genzana e della Montagna del Morrone, dove affiorano litotipi biocalcarenitici e biomicritici delle *facies* di scogliera della successione mesozoica.

Argille:

Dai depositi messiniani della successione evaporitica in prossimità di Popoli (cava De Martinis, base del versante a N di M. Castiglione) veniva un tempo prelevata argilla per l'industria del laterizio.

Idrocarburi:

In generale non è stata evidenziata, allo stato attuale, alcuna risorsa di interesse economico. Sono tuttavia da tempo note alcune venute a giorno di petrolio come in particolare le due "fontane perenni", alla base del versante orientale di C.le Cantalupo (NE del foglio), in corrispondenza di un contatto tettonico tra le formazioni "*Gessoso-solfifera*" (GES) e "*Cellino*" (CEN). Quest'ultimo rappresenta una superficie di dislocazione a basso angolo connessa al sistema di *thrust* della catena del Morrone, avente direzione NW-SE. Nella stessa zona sono stati realizzati pozzi di esplorazione trivellati.

A circa 2 km verso W, in corrispondenza di una struttura tettonica parallela, si segnalano depositi asfaltiferi di modesta entità. Si tratta per lo più di impregnazioni discontinue dei terreni della successione evaporitica. Sono da tempo note alcune emanazioni di idrocarburi gassosi presso Popoli in terreni messiniani gessiferi (cava De Martinis), da mettere in relazione alla tettonica locale.

Bauxite e minerali ferrosi:

Nell'area del foglio gli affioramenti di bauxite, limitati a orizzonti discontinui e di spessore inferiore al metro, si individuano in corrispondenza dell'unità *"calcari intrabauxitici"* (IBX), area F (Morrone Sud). L'unico impianto di coltivazione di cui si abbia notizia è stato chiuso già negli anni '60 ed era ubicato

PROGETTO CARG

nei pressi di Cansano.

E' stata nel passato segnalata la presenza di limitati depositi di ossidi idrati e idrossidi di ferro in Valle Lanza (M. Ventrino), e nei pressi di Molina ed Acciano (M. Pietre Fitte), in corrispondenza della parte alta della successione carbonatica mesozoica.

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Accordi B. (1964) - *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **1**(1): 595-633.

Accordi B. (1966) - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese*. Geol. Romana, **5**: 355-406.

Accordi G. & Carbone F. (1988) - *Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzi ed aree limitrofe*. CNR - Progetto Finalizzato "Geodinamica", Quad. Ric. Scient, **114**(5).

Accordi G., Carbone F., Civitelli G., Corda L., De rita D., Esu D., Funiciello R., Kostakis T., Mariotti G., Sposato A. (1988) - *Note illustarative della carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Quad. della Ric. Scient., **114**(5): 223 pp.

Accordi B., Devoto G., La Monica G.B., Praturlon A., Sirna G. & Zalaffi M. (1969) - *Il Neogene nell'Appennino laziale-abruzzese*. G. Geol., **35**: 235-268.

Adamoli L., Calamita F., Pierantoni P.P., Pizzi A., Ridolfi M., Rusciadelli G. & Scisciani V. (1997) - *Miocene pre-thrusting normal faults in the central Apennines (Italy)*. Abstract e poster presentati al:Tectonic Studies Group, Annual Meeting, Durham (UK), December, 1997

Bagnaia R., D'Epifanio A. & Sylos Labini S. (1989) - *Aquila and Subequan basins: an example of Quaternary evolution in Central Apennines*. Quaternaria Nova, **1**: 1-23.

Bally A. (1952) - *Osservazioni geologiche sulla regione compresa tra la pianura di Sulmona ed il F. Sangro*. Contrib. Di Sc. Geol., Suppl. a La Ric. Scient., C.N.R., Roma, **22**: 106-128.

Bally A. (1954) - *Geologische Untersuchungen in den SE-Abruzzen*. These, Zhurich, Bulher, 291pp.

Bally A., Burbi L., Cooper C. & Ghelardoni R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.

Bartolini C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (Provincie di Lucca e Pistoia)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**: 42-60.

Bellatalla M., Giovannelli A., Mariotti G. (1992) - *Catena del M. Morrone - M. Pizzalto e M. Porrara: elementi e considerazioni per la loro interpretazione*. In: *V° Simposio di Ecologia e Paleoecologia delle comunità bentoniche*. Libro delle escursioni, Roma, 121-126.

Beneo E. (1939) - *Sezioni geologiche attraverso la Montagna del Morrone (Appennino Abruzzese)*. Boll. R. Uff. Geol. It., **64**: 1-17.

Beneo E. (1942) - *Foglio Sulmona della Carta Geologica d'Italia al 100.000*. Regio Ufficio Geologico d'Italia, Roma.

Beneo E. (1943) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 146 "Sulmona"*. Regio Ufficio Geologico d'Italia, Roma, 55 pp.

Berggren W.A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Kent D.V., Obradovich J.D., Raffi I., Raymo M.E. e Shackleton N.J. (1995) - *Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy*. GSA Bullettin, **107**: 1272-1287.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. & Aubry M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **54**: 129-212. Tulsa, Okla.

Bernini M., Cremaschi M. & Tellini C. (1980) - *La paleosuperficie di Selvapiana (Appennino Reggiano): aspetti geomorfologici e paleopedologici*. In "*Volume dedicato a Sergio Venzo*", Università degli Studi di Parma: 77-98.

Bertini T. & Bosi C. (1976) - *Sedimenti continentali probabilmente pliocenici nella valle del Salto e nella conca del Fucino (Rieti e L'Aquila)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**(3-4): 767-801.

Bertini T. & Bosi C. (1978) - *Dati preliminari sulla tettonica dei Fogli 145 "Avezzano" e 146 "Sulmona"*. C.N.R., Prog,. Final. "Geodinamica", **155**: 21-34.

Bertini T. & Bosi C. (1993) - *La tettonica quaternaria della Conca di Fossa (L'Aquila)*. Il Quaternario, **6**(2): 293-314.

Biagi P.F., Della Monica G., Ferrini V. & Piccone A. (1981) - *Rilievi geomagnetici e geopetrografici nell'area di affioramento della piroclastite di Raiano (Conca Peligna, L'Aquila, Abruzzo)*. Periodico di Mineralogia, **50**: 257-268.

PROGETTO CARG

Bigi S., Calamita F., Cello G., Centamore E., Deiana G., Paltrinieri W. & Ridolfi M. (1996) - *Evoluzione messiniano - pliocenica del sistema catena - avanfossa nell'area marchigiano - abruzzese esterna*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/1: 29-36.

Bigi S., Calamita F. & Paltrinieri W. (1997a) - *Modi e tempi della strutturazione della catena centroappenninica abruzzese dal Gran Sasso alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2: 77-85.

Bigi S., Cantalamessa G., Centamore E., Didascalou P., Micarelli A., Nisio S., Pennesi T. & Potetti M. (1997b) - *The periadriatic basin (Marche - Abruzzi sector, Central Italy) during the Plio-Pleistocene*. Giorn. Geol., **59**(1-2): 245-259.

Blumetti A.M., Coltorti M., Dramis F., Ferreli L., Michetti A.M., Petronio C., Pieruccini P. & Sardella R. (1997) - *Segnalazione di Equus altidens nei depositi terrazzati della valle del Fiume Giovenco (L'Aquila) ed implicazioni per la tettonica e la stratigrafia quaternaria del bacino del Fucino*. Riassunti, GeoItalia 1997, I° Forum Italiano di Scienze della Terra, Bellaria (Rimini), ottobre 1997: 219-221.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1986) - *Schema Idrogeologico dell'Italia centrale, scala 1/500.000*. Mem. Soc. Geol.It. **35**: 991-1012.

Bono P., Carbone F., Ciancetti G., Funicello R., Mariotti G., Parotto M., Serva L. & Toro B. (1979) **–** *Schema strutturale dell'Appennino centrale*. Riunione *"Profili geologici attraverso la Penisola Italiana"*. Pubbl. n.165 del PFG. CNR, Roma: 19-36.

Bosi C. (1975) - *Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **94**(4): 827-859.

Bosi C. & Bertini T. (1970) - *Geologia della media valle dell'Aterno*. Mem. Soc. Geol. It., **9**(4): 719-777.

Bosi C., Galadini F. & Messina P. (1995) - *Stratigrafia plio-pleistocenica della conca del Fucino*. Il Quaternario, **8**(1): 83-94.

Bosi C. & Messina P. (1990) - *Elementi di stratigrafia neogenico-quaternaria tra il Fucino e la valle del Giovenco (L'Aquila)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **38**: 85-96.

Bosi C. & Messina P. (1992) - *Ipotesi di correlazione morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino Laziale-Abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 257-263.

Cahuzac B. & Poignant A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères nèritiques*. Bull. Soc. Gèol. Fr., **168**(2): 155-169, Paris.

Calamita F., Caputo R., Pizzi A. & Scisciani V. (1997) - *Caratterizzazione cinematica ed evoluzione deformativa delle faglie quaternarie con attività olocenica: esempi dall'Appennino centrale*. Il Quaternario, **10**(2): 617-622.

Calamita F., Centamore E., Deiana G. & Ridolfi M. (1996) - *Caratterizzazione geologico-strutturale dell'area marchigino-abruzzese esterna (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti.,vol. spec. 1995/1: 171-182.

Calamita F., Coltorti M., Deiana G., Dramis F. & Pambianchi G. (1982) - *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depressions*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **5**: 263-276.

Calamita F., Coltorti M., Farabollini P. & Pizzi A. (1994) - *Le faglie normali quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: proposta di un modello di tettonica di inversione*. Studi Geol.Camerti, vol. spec. 1994/1: 211-225.

Calamita F., Coltorti M., Pierantoni P., Pizzi A., Scisciani V. & Turco E. (in stampa). - *Relazioni tra le faglie quaternarie e la sismicità nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: l'area di Colfiorito*. Studi Geol. Camerti.

Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. & Pizzi A., (1999) - *Evoluzione strutturale e morfogenesi Plio-Quaternaria dell'Appennino Umbro-Marchigiano tra il Pedappennino Umbro e la costa Adriatica*. Boll.Soc.Geol. It. **118**: 125-139.

Calderoni G., Coltorti M., Dramis F., Magnatti M. & Cilla G. (1992) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino del Fiume Esino durante il Pleistocene superiore*. In:

PROGETTO CARG

Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali. Università degli Studi di Ancona, Dipartimento di Scienze dei Materiali e della Terra, Ancona: 171-190.

CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal Geophysical Research, **97**: 13917-13951.

CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of Geophysical Research, **100**, n. B4: 6093-6295.

CANTALAMESSA G., CASNEDI R., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986) - *Il Plio-Pleistocene marchigiano-abruzzese*. Guida all'escursione, 73 Congresso SGI, 43 pp.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M., RICCI LUCCHI F., con la collaborazione di CRISTALLINI C. & DI LORITO L. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. " *La Geologia delle Marche* ": 61-81.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M., con la collaborazione di DI LORITO L. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. " *La Geologia delle Marche* ": 35-55.

CAPELLI G. & PETITTA M. (1998) - *Studio del regime di magra del fiume Aterno in relazione a un'ipotesi di derivazione in alveo* - Atti Seminario "Le nuove sorgenti", Rivista del Parco Nazionale d'Abruzzo.

CARRARA C. (1998) - *I travertini della Valle del Pescara tra Popoli e Tor de' Passeri (Abruzzo, Italia centrale)*. Il Quaternario, **11**(2): 163-178.

CASSETTI M. (1900) - *Rilevamenti geologici eseguiti nel 1899 nell'Alta Valle del Sangro ed in quelle del Saggittario e del Melfa*. Boll. R. Com. Geol. It., **31**, n.3: 255-277.

CASSETTI M. (1901) - *Dalla valle del Liri a quella del Giovenco e del Saggittario. Rilevamento geologico eseguito nell'anno 1900*. Boll. R. Com. Geol. It., **32**, n.2: 164-178.

CASSETTI M. (1904a) - *Da Avezzano a Sulmona. Osservazioni geologiche fatte l'anno 1903 nell'Abruzzo aquilano*. Boll. R. Com. Geol. It., **35**:347-364.

CASSETTI M. (1904b) - *Sulla struttura geologica dei monti della Maiella e del Morrone*. Boll. R. Com. Geol. It., **35**: 364-379.

CASSETTI M. (1909) - *Sulla struttura geologica del bacino dell'Aterno da Aquila a Sulmona*. Boll. R. Com. Geol. It., **40**: 158-190.

CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Geodinamica della linea Ancona-Anzio*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 741-757.

CATI L., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., D'ONOFRIO S., FOLLADOR U., PIRINI C., POMESANO CHERCHI A., SALVATORINI G., SARTONI S., PREMOLI SILVA I., WEZEL F.C., BERTOLINO V., BIZON G., BOLLI M., BORSETTI A.M., DONDI L., FEINBERG H., JENKINS D.G., PERCONIG E., SAMPÒ M. & SPROVIERI R. (1968) - *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici*. Boll. Soc. Geol. It., **87**(3): 491-503.

CAVINATO G.P. & MICCADEI E. (1995) - *Sintesi preliminare delle caratteristiche tettoniche e sedimentarie dei depositi quaternari della conca di Sulmona (L'Aquila)*. Il Quaternario, **8**(1):129-140.

CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carsici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quad. Cassa Mezzogiorno, **4** (2).

CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 125-131.

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

CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Il Trias-Paleogene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. " La Geologia delle Marche ": 9-27.

PROGETTO CARG

Centamore E. & Micarelli A. (1991) – *Stratigrafia*. In " *L'ambiente fisico delle Marche* ": 5-58, S.E.L.C.A., Firenze.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V. & Potetti M. (1994) – *Biostratigrafia a Foraminiferi, Dasicladali e Calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1994, parte A: 9-129.

Chiocchini M. & Mancinelli A. (1977) – *Microbiostratigrafia del mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale)*. Studi Geol.Camerti, **3**: 109-152.

Chiocchini M. & Mancinelli A. (1978) – *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). III - Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretaceo inferiore*. Studi Geol. Camerti, **4**: 19-36.

Chiocchini M., Mancinelli A. & Romano A. (1989) - *The gaps in the Middle-Upper Cretaceous carbonate series of the Southern Appennines, Abruzzi and Campania Regions, Italy*. Geobios, mem.spec., **11**: 133-149.

Cipollari P., Cosentino D. & Parotto M. (1997) - *Modello cinematico-strutturale dell'Italia centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2: 135-143.

Civitelli G., Corda L., Galli P., Giovannelli A. & Mariotti G. (1987) - *Jurassic sequences in the south-western edge of the Sulmona Plain*. Atti. II Conv. Int. F.E.A: 141-150.

CNR-PFG, (1985) - *Catalogo dei terremoti in Italia dall'anno 1000 al 1980*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Quad. della Ric. Scient., **114** (2B).

Colacicchi R. (1964) – *La facies di transizione della Marsica nord-orientale. I – Serie della Serra Sparvera e della Rocca di Chiarano*. Geologica Romana, **3**: 93-124.

Colacicchi R. (1966) - *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche*. Mem. Soc. Geol. It., **5**: (1), 1-18.

Colacicchi R. (1967) - *Geologia della Marsica orientale*. Geologica Romana, 6: 189-316.

Colacicchi R., Pialli G. & Praturlon A. (1975) – *Megabreccias as a product of tectonic activity along a carbonate platform margin*. XI Int.Cong. Sediment., Nice: 1-6

Colacicchi R., Pialli G. & Praturlon A. (1978) - *Arretramento tettonico del margine di una piattaforma carbonatica e produzione di brecce e megabrecce: l'esempio della Marsica*. Quad. Fac. di Ing. dell'Univ. di Ancona, **1**: 295-328.

Colacicchi R. & Praturlon A. (1965a) - *Stratigraphical and paleontological investigations on the Mesozoic shelf-edge facies in Eastern Marsica (Central Apennines, Italy)*. Geologica Romana, **4**: 89-118.

Colacicchi R., & Praturlon A. (1965b) - *Il problema delle facies nel Giurese della Marsica nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 1, 55-66.

Colalongo M.L., Padovani A., Sartoni S., Tampieri R., D'Onofrio S., Elmi C., Francavilla F., Manzoni M., Poluzzi A. & Russo A. (1972) – *Biostratigrafia e cronostratigrafia del Pliocene*. Boll. Soc. Geol. It., **91:** 489-509.

Coltorti M. (1981) - *Lo stato attuale delle conoscenze sul Pleistocene e il Paleolitico inferiore e medio della regione marchigiana*. Atti I Conv. Beni Culturali-Ambientali Marche, Numana, 8-10.5.81, Paleane Ed.: 63-122.

Coltorti M. (1997) - *Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy*. Catena, **30**: 311-335.

Coltorti M. & Dramis F. (1988) - *The significance of stratified slope waste deposits in the quaternary of the Umbria Marche Apennines (Central Italy)*. Z. Geomorph., N.F., suppl. Bd., **71**: 59-70.

Coltorti M & Dramis F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Permafrost Periglacial Processes, **6**: 235-242.

Coltorti M. & Farabollini P. (1995) - *Quaternary evolution of the "Castelluccio di Norcia" basin (Umbro-Marchean Apennines, Central Italy)*. Il Quaternario, **8**(1): 149-166.

Coltorti M. & Pieruccini P. (1997a) - *The southern east Tiber basin (Spoleto, central Italy): geology and stratigraphy of the Plio-Pleistocene sediments*. Il Quaternario, **10**(2): 159-180.

PROGETTO CARG

Coltorti M. & Pieruccini P. (1997b) - *Middle-Upper Pliocene "compression" and Middle Pleistocene "extension" in the East Tiber Basin: from "synform" to "extensional" basins in the Tyrrhenian side of the northern Apennines*. Il Quaternario, **10**(2): 521-528.

Conese M., Nanni T., Peila C., Rusi S., Salvati R. (in stampa) - *Idrogeologia della struttura della Montagna del Morrone: dati preliminari*. Mem. Soc. Geol. It.

Corda L. & Morelli C. (1996) - *Compositional evolution of the Laga and Cellino sandstones (Messinian-lower Pliocene, Adriatic foredeep)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 423-437.

Corrado S., Cosentino D., & Gioia C. (1990) - *Sistema di retroscorrimenti nella Marsica orientale (Abruzzo, Appennino Centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**(1): 591-603.

Corrado S., Miccadei E., Parotto M. & Salvini F. (1996) – *Evoluzione tettonica del settore di Montagna Grande (Appennino Centrale): il contributo di nuovi dati geotermici, cinematici e paleogeotermici*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 325-338.

Crescenti U. (1969a) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 343-420.

Crescenti U. (1969b) - *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni*. Geologica Romana, **8**: 15-40.

Crescenti U. (1994) - *Inquadranmento sintetico delle sequenze carbonatiche delle unità abruzzesi nell'intervallo Lias medio - Cretacico*. Atti Ticinesi Sc. Terra, ser. spec., **2**: 131-136.

Crescenti U., Crostella A., Donzelli G. & Raffi G. (1969) - *Stratigrafia della serie calacrea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano - abruzzese. (Parte II: litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 343- 420.

Crescenti U., D'Amato C., Balduzzi A., Tonna M. (1980) – *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo abruzzese-marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara*. Geologica Romana, **19**: 63-84.

Crescenzi B. & Miccadei E. (1990) - *Nuovi dati sull'assetto geologico-strutturale della Marsica nord-orientale (Abruzzo, Appennino centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**(1): 555-562.

D'Agostino N., Speranza F. & Funiciello R. (1997) - *Le brecce mortadella dell'Appennino Centrale: primi risultati di stratigrafia magnetica*. Il Quaternario, **10**(2): 385-388.

D'Andrea M., Miccadei E. & Praturlon A. (1991) - *Rapporti tra il margine orientale della piattaforma laziale-abruzzese ed il margine occidentale della piattaforma Morrone-Pizzalto-Rotella*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 389-396.

D'Argenio B. & Pialli G. (1975) – *Tentativo di correlazione tra unità paleogeografiche mesozoiche dell'Appennino meridionale e settentrionale*. Atti Acc. Pontaniana, **23**: 29 pp.

Damiani A.V., Chiocchini M., Colacicchi R., Mariotti G., Parotto M., Passeri L. & Praturlon A. (1991) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 187-213.

Delano-Smith C. (1979) - *Western Mediterranean Europe*. Academic Press, London, 453 pp.

Demangeot J. (1965) - *Gèomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Centre Recherche et Documentation Cartographique, Memoires et Documents, CNRS, Paris, 403 pp.

Demangeot J. (1973) - *Nèotectonique et depôts quaternaires dans l'Apennin. In: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. Acc. Naz. Lincei, **183**: 286-304.

Desplanques H. (1969) - *Champagnes ombriennes*. C.N.R.S., Paris, 388 pp.

Di Giulio A. & Valloni R., 1992. *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizioni modali*. L´Ateneo Parmense, **28**: 55-101.

Donzelli G. (1968) – *Studio geologico della Maiella*. Ristampa a cura di: Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "G. D'Annunzio" Chieti, 1997. Tipolito R. Di Virgilio, Chieti, 49 pp.

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

Dramis F. & Sorriso-Valvo M. (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides, and tectonics*. In: N. Oyagy, M., Sorriso-Valvo and B. Voight (eds.) - *"Deep-seated landslides and large-scale rock avalanches"*. Engineering Geology, **38** (3-4): 231-243.

PROOFS

Follieri M., Magri D., Sadori L. & Villa I.M. (1991) - *Palinologia e datazione radiometrica $^{39}Ar/^{40}Ar$ di un sondaggio nella piana del Fucino (Abruzzo)*. In: *Workshop sull' Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo plio-quaternario nell'area tosco-laziale* (Pisa, 12-13 giugno 1991), Riassunti, 90-92.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.

Galadini F., Galli P., Giraudi C. & Molin D. (1991) - *Il terremoto del 1915 e la sismicità della piana del Fucino (Italia centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 635-663.

Ghisetti F., Follador U., Casnedi R. & Vezzani L. (1994) - *Assetto tettonico delle zone esterne dell'Appennino Abruzzese: elementi di analisi stratigrafico-strutturali*. Atti Ticinesi Sc. Terra, ser. spec., **2**: 5-43.

Ghisetti F., Follador U., Lanza R. & Vezzani L. (1991) - *La zona di Rigopiano-Bussi-Revisondoli: svincolo traspressivo al margine nord-orientale della piattaforma laziale-abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 215-220.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1983) - *Deformazioni pellicolari mioceniche e plioceniche nei domini strutturali esterni dell'Appennino centro-meridionale (Maiella ed Arco Morrone-Gran Sasso)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**(2): 563-577.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1986) – *Carta Geologica del gruppo M.Siella-M.Camicia-M.Prena-M.Brancastello (Gran Sasso d'Italia, Abruzzo)*. Scala 1:15.000, S.EL.C.A., Firenze.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1990) - *Stili strutturali nei sistemi di sovrascorrimento della catena del Gran Sasso (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11: 37-50.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1991a) - *Thrust belt development in the Central Apennines (Italy): northward polarity of thrusting and out-of sequence deformations in the Gran Sasso chain*. Tectonics, **5**: 904-919.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1991b) - *Thrust geometries and sequence of imbrication in the Gran Sasso chain (Central Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**(3-4): 427-440.

Giovannelli A. (1992) **–** *Le unità carbonatiche circostanti la Piana di Sulmona (AQ): stratigrafia, analisi di facies e paleogeografia*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Roma "La Sapienza".

Giraudi C. (1995) - *I detriti di versante ai margini della piana del fucino (Italia centrale): significato paleoclimatico ed impatto antropico*. Il Quaternario, **8**(1): 203-210.

Giuliani R. & Sposato A. (1995) - *Evoluzione quaternaria del sistema di depressioni del Tirino (Appennino abruzzese)*. Il Quaternario, **8** (1): 217-229.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Veen P.V., Thierry J. and Huang Z. (1994) - *A Mesozoic time scale*. Journal of Geophysical Research, **99**: 24051-24074.

Hilgen F.J., Lourens L.J., Raffi I. & Vergnaud-Grazzini C. (1996) - *Early Pleistocene chronology of the Vrica section (Calabria, Italy)*. Paleoceanography, **11**: 797-812.

Jacobacci A., Centamore E., Chiocchini M., Malferrari N., Martelli G. & Micarelli A. (1974) - *Note illustrative del Foglio 290 "Cagli" alla scala 1:50.000*. Serv. Geolog. d'It.

Jacquin T., Arneaud-Vanneau A. Ravenne C., Vail P.R. (1991) – *Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting: study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines*. Mar Petrol. Geol., London, **8** (2): 121-139.

Jacquin T., Garcia J. P., Ponsot C., Thierry J. & Vail P. R. (1992) - *Séquences de dépôt et cycles transgressif/régressifs en domain marin carbonaté, exemple du Dogger du Bassin de Paris*. Comptes Rendus Académie des Sciences. **315**: 353-362.

Jacquin T. & De Graciansky P.C. (1998) - *Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of european basins development*. In: de Graciansky P.C., Jacquin T. & Vail P. R. (eds.) - *Mesozoic-Cenozoic Sequence stratigraphy of Western European Basins*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **57**.

Jacquin T. & Vail P.R. (1995) - *Shelfal accommodation as a major control on carbonate platforms*. Bull. Soc. Géol. France, **4**: 423-435.

PROGETTO CARG

KOTSAKIS T., PALOMBO M.R. & PETRONIO C. (1978) – *Mammuthus chosaricus e Cervus elaphus del Pleistocene superiore di Via Flaminia (Roma)*. Geol.Romana, **17**: 411-445.

LEUCI G. & SCORZIELLO R. (1972) - *Su alcuni resti di Elephas antiquus sp. rinvenuti nelle alluvioni terrazzate della Conca di Sulmona (Pratola Peligna, L'Aquila, Abruzzo)*. Boll. Soc. Natur. It., **81**: 303-312.

LOTTI B. (1913) - *Descrizione ufficiale delle "facies" Umbro-Marchigiana ed Abruzzese*. Boll. Soc. Geol. d'It., **32**(4): 64-66.

LOTTI P. (1924) - *Le sorgenti del petrolio da Causaria nella valle del Pescara*. Rass. Miner. Metall. e Chimica, **61** (5): 1-12.

LOTTI B. (1926) - *Geologia e tettonica della Valle del Pescara*. Studi geologici per la ricerca del petrolio in Italia. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **20**: 169-181.

LOTTI & CREMA (1927) - *I terreni mesozoici dell'Appennino centrale (studi sulla zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana a quella abruzzese nella conca di Leonessa)*. Boll. R. Uff. Geol. D'It., **53**:1-15.

LOURENS L.J., ANTONARAKOU A., HILGEN F.J., VAN HOOF A.A.M., VERGNAUD-GRAZZINI C. & ZACHARIASSE W.J. (1996) - *Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical time scale*. Paleoceanography, **11**: 391-413.

LUCKS R.G. & SARG J.F. (1993) - *Carbonate sequence stratigraphy - Recent developments and applications*. AAPG Memoir **57**.

MANFREDINI M. (1965) - *Sui rapporti fra facies abruzzese e facies umbra nell'Appennino Centro-Meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **86**: 87-112.

MASSOLI-NOVELLI R. & PETITTA M. (1997) - *Ricerche sulla Valle Peligna: 2) idrologia e idrogeologia*. In "*Ricerche sulla Valle Peligna (Italia Centrale, Abruzzo)*". Amministrazione Provinciale L'Aquila, Quaderni ProvinciaOggi **23**(1): 31-50.

MASSOLI-NOVELLI R. & PETITTA M. (1998) - *Le sorgenti del Parco Nazionale "Gran Sasso - Monti della Laga": il massiccio del Gran Sasso*. In: *Aree protette in Abruzzo: contributi alla conoscenza naturalistica e ambientale*. Carsa Edizioni, Pescara: 9-34

MASSOLI-NOVELLI R., PETITTA M. & SALVATI R. (1998) - *La situazione idrogeologica e ambientale delle Gole di Popoli (Abruzzo): primi risultati e prospettive di ricerca*. Mem.Soc.Geol. It., **53**: 563-584.

MASSOLI-NOVELLI R., PETITTA M. & SALVATI R. (1999) - *Analysis and protection of groundwater resources: Capo Pescara karst springs (Central Italy)*. Proceedings XXIX° congresso internazionale della Ass. Intern. Idrogeologi (AIH), Bratislava (Slovacchia), settembre 1999

MATTEI M., FUNICIELLO R. & KISSEL C. (1995) - *Paleomegnetic and structural evidence for Neogene block rotations in the Central Apennines, Italy*. J. Geophys. Res., **100**: 17863-17883.

MATTEI M., FUNICIELLO R., KISSEL C. & LAJ C. (1991) - *Rotazione di blocchi crostali neogenici nell'Appennino centrale: Analisi paleomagnetiche e di anisotropia magnetica (AMS)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, 221-230.

MATTEI M. & MICCADEI E. (1991) - *Strike-slip tectonics between the Marsica range and the Molisan basin in the Sangro Valley (Abruzzo, Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**(3-4): 737-745.

MICARELLI A. & POTETTI M. (1985) – *Biostratigraphic correlations of miocene sediments in the Umbria-Marche area (Central-Northern Appennines)*. Abs. VIIIth Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15-22 Sept. 1985.

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

MICCADEI E. (1993) - *La geologia dell'area compresa tra l'alto Sagittario e l'alto Sangro*. Geol. Romana, **29**: 463-481.

MICCADEI E., CAVINATO G.P. & VITTORI E. (1992) - *Elementi neotettonici della Conca di Sulmona*. Studi Geol Camerti, vol. spec. 1992/1: 165-174.

MIGLIORINI C. I. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **67**: 29-142.

MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di*

PROGETTO CARG

modello strutturale. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.

MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) ñ *Le torbiditi dellíAppennino Settentrionale: introduzione allíanalisi delle facies*. Mem.Soc.Geol.It., **11**: 161-199

MUTTI E., SEGURET M & SGAVETTI M. (1988) - *Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees*. AAPG Mediterranean Basins Conference, Field Trip **7**: 153 pp.

OGG J.G., HASENYAGER R.W., WIMBLEDON W.A., CHANNELL J.E.T. & BRALOWER T.J. (1991) - *Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval - Tethyan and English faunal realms*. Cretaceous Research, **12**: 455-482

ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1991) - *The Plio-Pleistocene adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology.* 3rd EAPG Conference, Guide Book, 85 pp.

PAROTTO M. (1980) – *Appennin central, introduction à la gèologie gènèrale d'Italie et guide à l'excursion 122*. In gèologie d'Europe, 26ème Congr. Geol. Int. Paris: 33-37.

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

PASQUARÈ G., ABBATE E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA, MUTTI E., OROMBELLI G. ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI-SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Guida al rilevamento*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 203 pp.

PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1991) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico sett. e l'arco appenninico merid. nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 417-441.

PIERI M. (1966) – *Significato tettonico del Pozzo Trevi 1 (Roma) e considerazioni sulla geologia regionale dell'Italia centro-meridionale*. Geologica Romana, **5**: 407-424.

PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1995) – *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Botatccione section, Gubbio, Italy*. Paleontographia Italica, **82**: 1-89.

PRINCIPI (1936) **–** *Alcune osservazioni sui terreni terziari del bacino di Sulmona*. Boll. Soc. Geol. It., **55**: 44-56.

RADMILLI A.M. (1963) - *Il Paleolitico superiore del Riparo Maurizio. Contributo per una datazione del detrito di falda del Fucino*. Atti Soc.Tosc. Sc.Nat., S.A. **70** (2): 220-243.

RADMILLI A.M. (1981) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'età del Bronzo*. Giardini Ed., Pisa, 464 pp.

RADMILLI A.M. (1984) - *Le Svolte di Popoli (Abruzzo)*. In: *I primi abitanti d'Europa*. De Luca Editore, Firenze, 141-143.

RAFFI I., BACKMAN J., RIO D. E SHACKLETON N.J. (1993) - *Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxigen isotope stratigraphies from Deep-Sea drilling project Site 607 and Ocean Drilling program Site 677*. Paleoceanography, **8**: 387-408.

RAFFI G. & FORTI A. (1959) – *Micropaleontological and statigraphical investigations in "Montagna del Morrone" (Abruzzi, Italy)*. Rev. de Micropalèontologie, **2**: 8-20.

RAFFY J. (1970) - *Ètude gèomorphologique du Bassin d'Avezzano (Italie centrale)*. Mèditerranèe, **1**: 3-18.

RAFFY J. (1982) - *Orogenèse et dislocation quaternaires du versant tyrrhènien des Abruzzes (Italie centrale)*. Rev.Gèol.Dinam.Gèogr.Phys., **23**(1): 55-72.

RENZ O. (1936) - *Stratigrafische und mikropalaeontologische Untersuchung der Scaglia (Ober Kreide-Tertiar) im Zentralen Apennin*. Ecl. Geol. Helv., **29**(1): 1-149 (trad. 1951 in Mem. Descr. Carta Geol. D'It., **29**: 1-173).

RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in the periadriatic Apennines*. In: SQUIRES C. (ed.) - *Geology of Italy*. Petroleum Exploration Society of Libya: 5-111.

RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the northern Apennines*. In ALLEN P.A. & HOMEWOOD P. (eds.) - *Foreland basins*. IAS Spec. Pub., **8**: 105-139.

RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns*

PROGETTO CARG

in the Western Mediterranean. In: KASTENS K., MASCLE J. *et al*., Proc. ODP, Sci. Results, **107**: 513-533.

RUDDIMAN W.F., RAYMO M.E., MARTINSON D.G., CLEMENT B.M. & BACKMAN J. (1989) - *Pleistocene evolution: northern emisphere ice sheets and north atlantic ocean*. Paleoceanography, **4**(4):353-412.

SACCO F. (1907) - *Gli Abruzzi. Schema geologico*. Boll.Soc.Geol.It., **26**: 377-460.

SACCO F. (1930) - *Le "facies" del Cretaceo nell'Appennino*. Atti R. Acc. Sci. Torino, **66**: 67-84.

SALVATI R. (1996) - *Idrogeologia strutturale ed idrogeologia quantitativa del margine orientale della Piattaforma carbonatica laziale-abruzese*. Tesi di Dottorato, VIII ciclo. Dip.Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"

SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) - *Sintesi biostratigrafica del Mesozoico dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It.,**4**(2): 685-692.

SCARSELLA F. (1949) - *Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. Nota al rilevamento geologico compiuto nel 1949 nel Foglio 139 "Aquila"*. Boll. Serv. Geol. d'It., **71**: 155-165.

SCHLAGER W. (1989) - *Drowning unconformities on carbonate platforms*. In: P.D. CREVELLO, J.M. WILSON, J.F. SARG, & J.F. READ (eds.) - *Controls on carbonate platforms and basin development*. SEPM spec. publ., **44**: 14-25.

SCHLAGER W. (1991) - *Depositional bias and environmental change-important factors in sequence stratigraphy*. Sedimentary Geology, **70**: 109-130.

SCHLAGER W. (1993) - *Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences*. Sedimentary Geology, **86**: 111-136.

SCHLAGER W., REIJMER J.J.G., DROXLER A. (1994) - *Highstand shedding of carbonate platforms*. Journal of Sedimentary Research. **B64** (3): 270-281.

SCHLAGER W., KENTER J., GARTNER G.B. (1997) – *Carbonate sequence stratigraphy*. 18 IAS Regional Meeting of Sedimentology, short course.

SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÀNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÒ J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKAYA E. (in stampa) - *Larger Foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Gèol. France, Paris.

SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., DROBNE K., FERRÀNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PIGNATTI J., SAMSÒ J.M., SCHAUB H., SIREL E., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKAYA E. (1998) - *Paleocene and Eocene Benthic Foraminifera*. In: HARDENBOL J., DE GRACIANSKY P.C., JACQUIN T., VAIL P.R. & FARLEY B. (eds.) - *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Tulsa, Okla.

SERVA L., BLUMETTI A.L. & MICHETTI A.M. (1986) - *Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13 gennaio 1915); tentativo di interpretazione della evoluzione tettonica recente di alcune strutture*. Mem. Soc. Geol. It., **35**(2): 893-907.

SGROSSO I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**(1): 203-219.

SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic Foraminifera abundance fluctuations and chronology of mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**(3): 371-414

SPROVIERI M., BONANNO A., MAZZOLA S., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1996) – *Cyclostratigraphic interpretation of the relative abundance fluctuaions of Globigerinoides spp. in the Tortonian Gibliscemi section (Southern Sicily)*. Paleopelagos, **6**: 385-399.

STIGLIANO P., ALTIERI A., BARBERI R., DE CATERINI G., MICCADEI E., PETITTA M. & SALVATI R. (1999) - *Studi per un monitoraggio idrologico del massiccio del Gran Sasso (Abruzzo)*. Workshop nazionale sulle acque, Teramo, 24 ottobre 1997. Studi Geologici Camerti.

SYLOS LABINI S., BAGNAIA R., D'EPIFANIO A. (1993) - *Studi sulla neotettonica della Conca di Sulmona*. Quaternaria Nova, **3**: 343-360.

VAIL, P. R. (1987) – *Seismic stratigraphy interpretation using sequense stratigraphy*. In: A.W. BALLY

PROGETTO CARG

Eds., *Atlas of seismic stratigraphy*. – AAPG studies in Geology **27**, Tulsa (OK) part 1.

Vail, P. R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. & Perz-Cruz C. (1991) - *The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview*. In: Einsele *et al*. (eds.) - *Cycles and Events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, **61**:7-659.

Vail P. R., Mitchum R. M. & Thompson S. (1977) - *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes in Sea Level from Coastal Onlap*. In: Payton, C. E. - *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir, Oklahoma, **26**: 63-81.

Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D. (1990) - *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrop: concept for high-resolution correlation of time and facies*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Methods Explor **7**: 55 pp.

Van Wagoner J.C., Posameinter H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J. (1988) - *An overview of the foundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*. In:Wilgus C.K. *et alii* (eds.) - *Sea-level changes: An intregrated approach*. SEPM Special Pubblication **42**: 36-46.

Vezzani L., Casnedi R. & Ghisetti F. (1993) - *Carta geologica dell'Abruzzo nord-orientale*. S.EL. CA., Firenze.

Vezzani L. & Ghisetti F (1997) - *Domini in compressione ed in distensione al retro dei fronti del Gran Sasso - M. Picca e del Morrone: il ruolo della zona di taglio Avezzano - Bussi (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol.spec. 1995/2: 475-490.

Vezzani L. & Ghisetti F. (con la collab. di A. Bigozzi, U. .Folladori & R. Casnedi) (1997) - *Carta geologica dell'Abruzzo e relative note illustrative*. S.EL.CA., Firenze.

Vita Finzi C. (1969) - *The Mediterranean valleys. Geological changes in historical times*. Cambridge University Press., 133 pp.

Vittori E., Cavinato G.P. & Miccadei E. (1995) - *Active faulting along the northern edge of the Sulmona basin, Central Apennines, Italy*. In: Serva L.& Slemmons D.B. (eds.) - *Perspectives in Paleoseismology*. Association of Engineering Geologists spec. publ. **6**: 115-126.

Williams D.F., Thunell R., Tappa E., Rio D. & Raffi I. (1988) - *Chronology of the Pleistocene oxigene isotope record: 0-1,88 m.y.*B.P. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **64**: 221-240.

PROGETTO CARG